

**GETIJ-SIMULATIE VOORMALIGE GETIJDEBEKKENS  
Deel I: De Westerschelde in 1650 en 1800**

**A.J.F. van der Spek**

**September 1993**

**R 93-10**

## Inhoudsopgave

1. Inleiding	1
1.1 probleemstelling, doelstelling en aanpak van het onderzoek	1
- probleemstelling	1
- doelstelling	2
- aanpak eerste fase	2
- aanpak tweede fase	3
1.2 verantwoording	3
2. Ontwikkeling van een "eenvoudige rekenprocedure" en modelberekeningen 1968	4
2.1 rekenmodel	4
2.2 bodemschematisatie	5
- materiaal	5
- berekening morfologische parameters	7
2.3 randvoorwaarden	9
1. waterstanden	9
2. stuurparameters	10
3. ruwheden	10
2.4 resultaten	10
- modelberekeningen	11
2.5 conclusies "eenvoudige schematisatie" 1968	14
3. Modelberekeningen 1800	15
3.1 bodemschematisatie 1800	15
- reductievlak kaart Beutemps-Beaupré	16
- schematisatie hoofdvakken	19
- schematisatie zijtakken	19
- schematisatie Schelde rivier	20
- ruwheden	21
3.2 randvoorwaarden 1800	21
- getijverschil	22
- gemiddeld zeeniveau	22

- overige randvoorwaarden	23
3.3. resultaten 1800	23
- referentiewaarden	23
- modelresultaten	24
3.4 conclusies berekeningen 1800	26
4. Modelberekeningen "1650"	27
4.1 reconstructie morfologie "1650"	27
4.2 bodemschematisatie "1650"	29
- bodemschematisatie	29
- schematisatie Schelde rivier	31
- ruwheden	31
4.3 randvoorwaarden "1650"	31
- gemiddeld zeeniveau	32
- getijverschil	32
4.4 resultaten "1650"	33
- referentiewaarden	33
- modelresultaten	33
4.5 conclusies berekeningen "1650"	34
5. Beschouwing getijveranderingen "1650" - heden	35
6. Discussie	37
6.1 reconstructie morfologie	37
6.2 ontwikkeling getij en morfologie	37
- grootschalige ontwikkeling getijbekkens	37
- ontwikkeling Westerschelde "1650"-1968	38
7. Conclusies	41
8. Aanbevelingen	42
- invoergegevens	42
- verbetering modelresultaten	42

- uitbreiding model

43

7. Literatuurreferenties

44

Appendices

Figuren

Bijlagen

## Overzicht Figuren

- Fig. 1:           Onderverdeling van de Westerschelde in 5 vakken volgens Kleinjan (1993).
- Fig. 2:           Vergelijking van de segmenten van Hengst (1980), met latijnse nummers, met de vakindeling van het "eenvoudig model" voor 1968.
- Fig. 3:           Overzicht van getijstations, debietraaien, modelknopen en vakken voor het "eenvoudig model" 1968.
- Fig. 4:           Definitie van de morfologische parameters.
- Fig. 5:           Berekening van waarden voor  $A_{v, gem}$  uit de bergende breedtes.
- Fig. 6:           Het effect van variatie van de ruwheidsfactor  $k$ , voor zowel eb als vloed, op de getijkromme te Antwerpen. Een grotere  $k$  geeft een kleinere ruwheid, met als gevolg meer extreme waterstanden.
- Fig. 7:           Variatie van de hoog- en laagwaterstanden met respectievelijk  $k_{vloed}$  en  $k_{eb}$ .
- Fig. 8:           Vergelijking tussen de voor 1968 berekende getijkrommen voor de knopen 6 en 8 met de gemeten waterstanden te Prosper en Antwerpen.
- Fig. 9:           Vergelijking van de berekende en de gemeten hoog- en laagwaters langs de Westerschelde voor 1968.
- Fig. 10:          Vergelijking van de voor 1968 berekende en de gemeten vloedvolumes in de Westerschelde. De berekende waarden voor de ebvolumes vallen vrijwel samen met die voor de vloedvolumes.

- Fig. 11: De voor 1968 berekende en gemeten eb- en vloeddebiëten en de berekende maximale en gemiddelde snelheden in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen.
- Fig. 12: De Westerschelde in 1799-1800. Sterke vereenvoudiging van de kaart van Beautemps-Beaupré. (Bron: Coen, 1988.)
- Fig. 13: Kaart van het Kreekrak uit 1804, met diepte gegevens in Rijnlandse voeten (1 Rijnlandse voet = 0,314 m). (Bron: Van Wilderom, 1968.)
- Fig. 14: Uit kaartoppervlakten afgeleide kombergingsgrafiek voor het Sloe in 1800.
- Fig. 15: Het verloop van de hoog- en laagwaterstanden te Vlissingen en Westkapelle aan de hand van 10-jarige gemiddelden.
- Fig. 16: Het verloop van het getijverschil te Bath (A) en Vlissingen (B) sinds 1862.
- Fig. 17: De verandering van het gemiddelde zeeniveau te Vlissingen over de periode 1862-1980. De relatief hoge waarden uit de periode 1862-1890 kunnen tot nu toe niet verklaard worden (V. Malde, pers. comm.). (Bron: De Ronde, 1983.)
- Fig. 18: Reconstructie van de waterstanden te Antwerpen. (Bron: Coen, 1988.)
- Fig. 19: Reconstructie van het verloop van het getijverschil langs de Westerschelde sinds 1550. (Bron: Coen, 1988.)
- Fig. 20: De verschillen in havengetallen tussen Vlissingen, Terneuzen en Antwerpen sinds ca. 1500. (Bron: Coen, 1988.)

- Fig. 21: Het berekende verloop van de waterstanden in de Westerschelde tot aan Antwerpen in 1800.
- Fig. 22: De voor 1800 berekende vloedvolumes in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen. De berekende ebvolumes vallen hier vrijwel mee samen.
- Fig. 23: De voor 1800 berekende eb- en vloeddebieten en de berekende maximale en gemiddelde snelheden in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen.
- Fig. 24: De Roman-Visscherkaart van Zeeland uit 1655.
- Fig. 25: Reconstructie van de Westerschelde en Zeeland, inclusief Zeeuws-Vlaanderen, rond 1650.
- Fig. 26: De stijging van het gemiddeld zeeniveau te Amsterdam, 14,5 cm over de periode 1700-1925, en te Den Helder, 8,5 cm over de periode 1925-1980. (Bron: De Ronde en Vogel, 1988.)
- Fig. 27: Verloop van het gemiddeld zeeniveau t.o.v. NAP voor een aantal stations langs de Noordzeekust, sinds het begin van de waarnemingen. (Bron: Van Malde, 1992.)
- Fig. 28: Het berekende verloop van de waterstanden in de Westerschelde tot aan Antwerpen in "1650".
- Fig. 29: De voor "1650" berekende vloedvolumes in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen. De berekende ebvolumes vallen hier vrijwel mee samen.
- Fig. 30: De voor "1650" berekende eb- en vloeddebieten en de berekende maximale en gemiddelde snelheden in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen.

- Fig. 31: Het verloop van de waterstanden, debieten en snelheden te Vlissingen zoals berekend voor "1650".
- Fig. 32: Het verloop van de waterstanden, debieten en snelheden te Vlissingen zoals berekend voor 1800.
- Fig. 33: Het verloop van de waterstanden, debieten en snelheden te Vlissingen zoals berekend met het "eenvoudig model" voor 1968.
- Fig. 34: Vergelijking van de debietkrommes voor "1650", 1800 en 1968 voor knoop 1 (Vlissingen). De debieten zijn in onderling juiste verhoudingen weergegeven. Duidelijk zijn de verkorting van de vloedperiode met 35 minuten tussen "1650" en 1968 en de ontwikkeling van een vloedpiek in de curve voor 1968.
- Fig. 35: Vergelijking van verhouding van de debietskrommes voor "1650", 1800 en 1968 tot de waterstandcurve voor knoop 1 (Vlissingen). N.B. De debieten en de waterstand zijn niet op een onderling juiste schaal weergegeven.
- Fig. 36: Verloop van het kombergend oppervlak van de Westerschelde (tussen Vlissingen en Prosper) over de diepte, in 1968 en voor de gereconstrueerde situaties van 1800 en "1650".
- Fig. 37: Afname van de berekende vloedvolumes van "1650" naar 1968.
- Fig. 38: Toename van het getijverschil langs de Westerschelde van Vlissingen tot aan Antwerpen, tussen "1650" en 1968, ten opzichte van gemiddeld zeeniveau (voor de gegeven jaren) en ten opzichte van NAP.



### Appendices

- 1; literatuur historische geografie Zeeland, gebruikt bij kaartreconstructie voor "1650" maar niet in tekst geciteerd.
- 2; overzicht van gebruikte kaarten.

### Biilagen

- 1; voorbeeld DUFLOW-invoerfile voor netwerk.
- 2; voorbeeld DUFLOW-invoerfile voor randvoorwaarden.
- 3; kombergende oppervlakttes en inhouden voor de vakken volgens de indeling door Kleinjan (1933).

## 1. Inleiding

Dit rapport beschrijft het eerste deel van het onderzoek naar de lange-termijn ontwikkeling van getijdebekkens en de rol van de getijbeweging hierin. In deze eerste fase is een schematisatieprocedure ontwikkeld met behulp van gegevens van de Westerschelde uit 1968 en 1971. Het aldus verkregen model is vervolgens met behulp van getij- en debietmetingen afgeregeld (Hfstk. 2). Daarnaast worden de prestaties van het model geverifieerd aan gegevens over het getij in en de morfologie van de Westerschelde rond 1800 (Hfstk. 3). Tenslotte wordt een analyse van de bodemligging en het getij in de Westerschelde omstreeks het jaar 1650 gegeven (Hfstk. 4). De veranderingen in het getij van "1650" tot 1968 worden besproken in Hfstk. 5. Het rapport wordt besloten met een discussie, gevolgd door conclusies en aanbevelingen.

### 1.1 probleemstelling, doelstelling en aanpak van het onderzoek

#### - probleemstelling

Inzicht in de interactie tussen het getij en de globale morfologie gedurende verschillende ontwikkelingsstadia is essentieel voor het begrijpen van de lange-termijn evolutie van (voormalige) getijdebekkens. Uit geologisch onderzoek komen sterke aanwijzingen naar voren dat de ontwikkeling van een getijdebekken min of meer cyclisch verloopt (Vos en Van Heeringen, in voorbereiding). In het beginstadium van de cyclus breidt het bekken door erosie snel landinwaarts uit. Het zeegat zal relatief klein zijn waardoor de getijgolf sterk geremd wordt. Naarmate het getijvolume van het bekken groter wordt, schuurt het zeegat uit en wordt de getijgolf minder afgeremd. Langs de landwaartse randen van het bekken zal dit leiden tot een relatief snelle vergroting van de getijslag. Indien het bekken in de loop van de tijd opslibt, komt dit wederom tot uitdrukking in de getijslag in het bekken. Deze variatie in de getijslag heeft grote gevolgen voor de sedimentaire milieus in het bekken. Uit geologisch/sedimentologisch onderzoek kunnen echter geen conclusies getrokken worden omtrent de grootte van de getijslag in een bekken en eventuele veranderingen hierin.

Voor een beter begrip van de evolutie van getijdebekkens en daarmee van de lange termijn ontwikkeling van de kust is het essentieel om inzicht te krijgen in de effecten van morfologische veranderingen in het bekken op de getijslag.

#### - doelstelling

Het doel van dit onderzoek is het ontwikkelen van een op een eenvoudig waterbewegingsmodel gebaseerde procedure, waarmee, in de orde van enkele decimeters betrouwbare, reconstructies van het vertikaal getij in een getijdebekken kunnen worden verkregen.

Uit geologische reconstructies zijn echter niet alle invoerparameters voor het model af te leiden. Daarom is toetsing van de ontwikkelde procedure alléén mogelijk in een getijdebekken waarvan de morfologische en hydraulische situatie goed bekend zijn. De procedure zal getoetst worden aan een aantal ontwikkelingsstadia van de Westerschelde (de hier beschreven eerste fase van het onderzoek), waarna zij zal worden toegepast op een aantal reconstructies van het voormalige zeegat tussen Bergen en Alkmaar (fase 2 van het onderzoek).

#### - aanpak eerste fase

Voor het onderzoek naar de interactie van getij en bekken zal met behulp van het ééndimensionale waterbewegingsmodel DUFLOW, uitgaande van gegeven randvoorwaarden van het vertikaal getij buitengaats en een globale kennis van de morfologie van het bekken, een procedure worden ontwikkeld waarmee het vertikale getij in het getijdebekken met een afwijking van maximaal enkele decimeters wordt berekend.

Het model wordt gebaseerd op gegevens van de tegenwoordige Westerschelde. In deze fase van het onderzoek moet de gevoeligheid van de te berekenen uitkomsten voor de mate van nauwkeurigheid van de bodemschematisatie van het model en de in te voeren morfologische parameters bepaald worden. De betrouwbaarheid van de procedure zal daarna worden getoetst aan de qua morfologie en getijverloop vrij sterk afwijkende Westerschelde uit het begin van de negentiende eeuw en het midden van de zeventiende eeuw.

Voor het begin van de negentiende eeuw is de morfologie van de Westerschelde redelijk bekend uit peilkaarten. Daarnaast zijn havengetallen en getijverschillen bekend van een aantal havens. Uit de zeventiende eeuw is de morfologie van de Westerschelde slecht bekend; wél zijn er gegevens van de getijslag en het havengetal bij onder meer Terneuzen en Antwerpen. Met het model zal worden nagegaan wat de globale bodemligging moet zijn geweest, die leidde tot het in de zeventiende eeuw sterk van de huidige toestand in de Westerschelde afwijkende verloop van de getijgolf.

## - aanpak tweede fase

In een daarop volgende fase van het onderzoek zal het model worden toegepast op het voormalige getijdebekken van Alkmaar - Bergen. Een reconstructie van de globale hydrografie van het zeegat en het getijdebekken op basis van geologische gegevens wordt mogelijk geacht voor de situaties ca. 7000 BP, 4500 BP en 3700 BP. Gedurende deze periode ondergaat het getijdebekken landwaarts van dit zeegat grote veranderingen, waarbij het Flevomeer zich afscheidt van de rest van het bekken (Zagwijn, 1986). Dit zou kunnen betekenen dat de getijslag in het bekken in deze periode afnam.

Het zeegat van Alkmaar-Bergen was in het Subboreaal lange tijd het grootste zeegat in het traject van de tegenwoordig gesloten Hollandse kust. De veranderingen van dit zeegat-systeem worden geacht van grote invloed zijn geweest op de zandbalans van dit kustgedeelte in genoemde periode.

Bij de getijberekeningen zal voor de getijrandvoorwaarde van het model uitgegaan worden van berekeningen van het paleogetij in de Noordzee door Franken (1987) en reconstructies van het gemiddeld zeeniveau die op grond van geologische gegevens werden verkregen (Van der Plassche en Roep, 1989).

De resultaten van de tweede fase zullen vastgelegd worden in een volgend rapport.

Voor meer informatie wordt verwezen naar het projectplan (Van den Berg en Van der Spek, 1992).

## 1.2 verantwoording

Dit onderzoek maakt deel uit van het lange-termijn kustonderzoek binnen Werkgroep 1 van het project Kustgenese, als project DG-477. Het wordt uitgevoerd onder verantwoording van de vakgroep Fysische Geografie van het Instituut voor Ruimtelijke Wetenschappen van de Rijksuniversiteit Utrecht. De projectbegeleiding is in handen van T. Louters (RWS-DGW) en J.H. van den Berg (RUU). Modeltechnische ondersteuning bij het opzetten van het "eenvoudig model" en de beoordeling van de resultaten werd geleverd door A. Langerak en P. Bollebakker (beiden RWS-DGW). Het onderzoek is uitgevoerd bij de Rijks Geologische Dienst te Haarlem.

In dit rapport zijn de bevindingen en resultaten van de eerste fase van het onderzoek, de ontwikkeling van een "eenvoudig model" en de toetsing hiervan aan een aantal historische reconstructies van de Westerschelde, vastgelegd.

## 2. Ontwikkeling van een "eenvoudige rekenprocedure" en modelberekeningen 1968

De beoogde "eenvoudige rekenprocedure" bestaat uit het maken van een grove schematisatie van de morfologie van het Westerschelde-estuarium en de Schelde-rivier, waarbij het gebied wordt ingedeeld in een beperkt aantal vakken. Voor deze vakken worden de hydraulische parameters ingevoerd in het waterbewegingsmodel DUFLOW. Het model wordt op de open zeerland aangestuurd met een waterstandsregistratie, welke is opgenomen van 10 tot en met 12 mei 1971. Tegelijk met de registratie van dit matig springtij zijn in het estuarium debietmetingen uitgevoerd, waaraan de modelberekeningen gecontroleerd kunnen worden. Het model zal voor de situatie 1968 afgeregeld worden op de waterstanden welke tegelijkertijd zijn waargenomen in het bekken.

### 2.1 rekenmodel

De getijberakeningen voor dit onderzoek zijn gemaakt met DUFLOW, versie 1.10. De keuze is op DUFLOW gevallen omdat het reeds beschikbaar was bij de vakgroep Fysische Geografie en omdat het pakket gebruik kan maken van bestaande IMPLIC-schematisaties van de Westerschelde.

DUFLOW is een pc-pakket voor de berekening van ééndimensionale, niet-stationaire stroming. Het pakket bestaat uit 3 modules, te weten een inputmodule voor het genereren en bewerken van invoergegevens, een rekenmodule en een outputmodule, waarmee uitvoergegevens (waterstanden, debieten en stroomsnelheden) bewerkt kunnen worden tot grafieken en tabellen. De gegevens kunnen worden weggeschreven naar beeldscherm, printer en plotter. Voor meer gedetailleerde informatie wordt verwezen naar de handleiding (Spaans et al., 1989).

De bekkengeometrie wordt in DUFLOW ingevoerd door voor verschillende geulsekties de bergende en stroomvoerende breedtes vanaf de geulbodem op te geven. Daarnaast bestaat de mogelijkheid om bestaande IMPLIC-schematisaties te gebruiken. De invoerfile moet dan buiten de interactieve schil om aangeemaakt of bewerkt worden. Een IMPLIC-invoerfile bevat per geulsectie 20 waarden voor de volgende hydraulische parameters: natte geuldoorsnede, bergende breedte en hydraulische straal. Waarden voor de genoemde parameters moeten worden opgegeven per 0.5 m, tussen NAP-2.5 m en NAP+7 m (zie Bijlage 1). Een uitvoerige uitleg wordt gegeven door Bollebakker (1992).

## 2.2 bodemschematisatie

Voor de Westerschelde bestaan een aantal gedetailleerde IMPLIC-schematisaties. Het "eenvoudig model" is gebaseerd op de basisgegevens van de schematisatie voor de situatie 1968-1969. De schematisatie 1968-1969 geeft de morfologie van de Westerschelde van vóór de verdieping van de drempels in 1970 (Werkgroep Waterbeheer Westerschelde, 1989).

Een bodemschematisatie voor DUFLOW bestaat uit een aantal geulsekties met een specifieke lengte, welke begrensd worden door een begin- en een eindknoop. Deze sekties worden op de knooppunten aan elkaar gekoppeld. De knoopnummers van een sectie worden samen met de sektielenkte, de bergende breedte, de natte geuldoorsnedes en de hydraulische straal opgegeven in een netwerkfile, welke standaard de extensie ".net" heeft. Zie verder Spaans et al. (1989).

### - materiaal

#### a. Westerschelde

Bij de schematisatie van het Westerschelde estuarium is steeds een indeling aangehouden zoals die door Kleinjan (1933) opgezet is. *"Deze verdeeling in vijf vakken is zoodanig gekozen, dat ongeveer binnen elk vak valt een groote bocht van het hoofdvaarwater met het aan de holle zijde daarvan gelegen bankencomplex en vloodschaar"* (Kleinjan, 1933: p. 20). De indeling van Kleinjan (in 5 vakken) beslaat de Westerschelde van Vlissingen tot aan de Belgische grens (Fig. 1). Deze indeling is gevolgd omdat hij morfologisch het meest voor de hand ligt. Daarnaast heeft Kleinjan voor deze vakken inhouden en oppervlaktes afgeleid uit peilkaarten uit de periode 1799-1931. Deze waarden kunnen eventueel in een later stadium direkt gebruikt worden. De (voormalige) zijtakken Sloe, Braakman, Hellegat, Saefthinghe en Kreekrak vallen echter grotendeels buiten deze vakken.

Bij de bestaande IMPLIC-schematisatie 1968-1969 is het trajekt Vlissingen-Antwerpen opgedeeld in 116 sekties. Van deze sekties zijn voor een groot aantal dieptelijnen (per meter tussen NAP+7 m en NAP-5 m, en per 2.5 meter onder NAP-5 m) het kombergend oppervlak en de inhoud onder dat oppervlak bekend. Hengst (1980) geeft een overzicht van deze gegevens voor een aantal combinaties van deze sekties, welke verder als segmenten aangeduid zullen worden. Een aantal van deze segmenten zijn samengevoegd tot grotere eenheden, welke

ongeveer overeenkomen met de vakken van Kleinjan (Fig. 2; Tab. 1).

Tabel 1; groepering van segmenten van de Westerschelde, zoals onderscheiden door Hengst (1980), volgens de vakindeling naar Kleinjan (1933), zie ook Fig. 2). De vaklengte is de gemiddelde lengte van de ebgeulen in het betreffende vak.

vak	segmenten Hengst	vaklengte (m)	lokatie grenzen
1	I-IV	14500	Vlissingen ->Borssele
2	V-VII	15500	->Baarland
3	VIII-XI	15500	->Perkpolder
4	XII-XIV	13000	->Rilland
5	XV-XVIII	11000	->Zandvliet

#### b. Schelde rivier

Voor de Schelde stroomopwaarts van de Nederlands/Belgische grens is eveneens gebruik gemaakt van bestaande schematisaties. Zowel in het IMPLIC-model 1968-1969 als in het hier niet verder behandelde RANDDELTA II-model is de Schelde geschematiseerd tot aan Gent (Fig. 3). Het traject van de grens tot de monding van de Rupel bij Schelle is opgedeeld in 3 vakken (vak 6,7 en 8, Fig. 3), waarvoor de gegevens afgeleid zijn uit de IMPLIC-schematisatie voor 1968-1969, zie Tab. 2. Het traject van Schelle naar Gent is verdeeld in 4 vakken (vak 9 t/m 12, Tab.2; Fig. 3). Dit deel van de Schelde bevat een aantal zijtakken welke eveneens een rol spelen in de demping van de getijgolf en daarom niet verwaarloosd mogen worden in de schematisatie. Om te voorkomen dat voor iedere zijtak een apart modelvak gemaakt moet worden, zijn de natte doorsnedes en de bergende breedtes van de zijtakken opgeteld bij die van de Schelde rivier, volgens de methode die ontwikkeld is voor het RANDDELTA II-model (Langerak, pers. comm.). Volgens deze methode worden deeltrajekten van de Schelde en de zijrivieren waarover het verloop van het getijverschil en de getijfase overeenkomt, samengenomen. Aldus is de Rupel bij

vak 9 genomen. De Nete, Dyle en Durme zijn bij vak 10 genomen. Tenslotte is de Zenne bij vak 12 gevoegd.

Tabel 2; groepering van sekties van de gedetailleerde IMPLIC-schematisatie voor 1968-1969 volgens de vakindeling van de "eenvoudige schematisatie". Voor de vakken 9 tot en met 12 is aangegeven welke zijrivieren bijgeteld zijn in de bergende breedte en de natte doorsnede van het vak.

vak	sekties	vaklengte (m)	lokatie grenzen
6	120-122	9242	Prosper ->Kallo/Lillo
7	123-125	12160	->Antwerpen
8	126-128	14783	->Schelle
9	129-132 Rupel	10425	->Tielrode
10	133-137 Nete Dyle Durme	15300	->
11	138-145	24425	->
12	146-149 Zenne	18145	->Gent

- berekening morfologische parameters

Gezien de aard van de beschikbare morfologische gegevens is ervoor gekozen DUFLOW met een IMPLIC-schematisatie te voeden (zie boven). Hierbij moet voor ieder vak, per 0.5 m tussen NAP-2.5 m en NAP+7 m, de natte geuldoorsnede aan zowel het begin als aan het eind van het vak, respectievelijk  $A_{c,1}$  en  $A_{c,2}$ , en de voor het hele vak gemiddelde bergende breedte BB en de hydraulische straal R opgegeven worden.



## a. Westerschelde

Per Westerscheldevak zijn zowel de kombergende oppervlakken als de volumina van de samenstellende segmenten (zie Tab. 1), die om de meter gegeven worden door Hengst (1980), bij elkaar opgeteld. De tussenliggende waarden zijn lineair geïnterpoleerd. De vaklengtes zijn vastgesteld door middeling van de lengtes van de ebgeulen in het betreffende vak. Uit deze gegevens zijn vervolgens de bovengenoemde parameters  $A_{c,1}$ ,  $A_{c,2}$ , BB en R voor alle gevraagde dieptes (zie boven), berekend. Aangezien vak 5 zich tot voorbij de Nederlands/Belgische grens uitstrekt, is de helft van sectie 120 (onderdeel van vak 6, zie Tab. 2) bij vak 5 gerekend. De parameters zijn naar verhouding gemiddeld.

De stroomvoerende oppervlakte  $A_{c,gem}$  voor een bepaalde diepte X wordt berekend door de inhoud van het vak onder niveau X te delen door de vaklengte (zie Fig. 4).  $A_{c,1}$  en  $A_{c,2}$  worden bepaald door middeling van de waarden van  $A_{c,gem}$  voor de aangrenzende vakken. Zo wordt  $A_{c,1}$  voor vak 3 bepaald door de waarden van  $A_{c,gem}$  voor de vakken 2 en 3 te middelen.  $A_{c,1}$  voor vak 1 is berekend door bij het gemiddelde stroomvoerende oppervlak  $A_{c,gem}$  het verschil van de stroomvoerende oppervlakken van de segmenten I en IV (Fig. 2) op te tellen.

De bergende breedte van een vak wordt berekend door het kombergend oppervlak te delen door de vaklengte (Fig. 4).

De hydraulische straal R kan berekend worden door het gemiddelde stroomvoerend oppervlak  $A_{c,gem}$  te delen door de stroomvoerende breedte. De stroomvoerende breedte is gemakshalve gelijk gesteld aan de bergende breedte. Dit levert echter problemen voor vak 4, waar het Land van Saeftinghe meegerekend is in het bergend oppervlak. Daarom is segment 14, waarbinnen Saeftinghe valt (Fig. 2), bij de berekening van de hydraulische straal en de natte doorsnede voor vak 4 weggelaten.

## b. Schelde rivier

De waarden voor  $A_{c,gem}$ , BB en R voor de vakken 6 tot en met 8 zijn verkregen door middeling van de waarden van de samenstellende sekties van de gedetailleerde schematisatie voor 1968 (Tab. 2).  $A_{c,1}$  en  $A_{c,2}$  zijn op de bovengenoemde manier uit  $A_{c,gem}$  berekend.

De parameters voor de vakken 9 tot en met 12 zijn afgeleid uit dezelfde gedetailleerde schematisatie. De natte geuldoorsnedes zijn echter met een factor vermenigvuldigd om de doorsnede van de bijgetelde zijrivieren te verdisconteren. Tevens is het bergend oppervlak uitgebreid met het oppervlak van de zijrivieren (Langerak, pers. comm.).

Het kombergend oppervlak is bekend voor 3 à 4 niveaus. Hiermee is een kombergingsgrafiek geconstrueerd, waaruit de 20 benodigde waarden (per 0.5 m!) afgelezen zijn. Tenslotte is de bergende breedte berekend door het bergend oppervlak te delen door de vaklengte.

De natte doorsnede  $A_{c,gen}$  was bekend voor slechts één basisniveau. De waarde voor het daarbovenliggende niveau is hieruit afgeleid door de bergende breedte op dat niveau en het basisniveau te middelen, vervolgens te vermenigvuldigen met de afstand tussen de niveaus, 0.5 m, en tenslotte de aldus verkregen waarde bij de waarde voor  $A_{c,gen}$  op te tellen, zie Fig. 5. Op dezelfde wijze is steeds de waarde voor een daarbovenliggend niveau berekend. De waarden voor onder het basisniveau liggende niveaus zijn berekend door de gemiddelde afname in bergende breedte, vermenigvuldigd met 0.5 m van  $A_{c,gen}$  af te trekken.  $A_{c,1}$  en  $A_{c,2}$  zijn op de bekende wijze uit  $A_{c,gen}$  berekend. Voor vak 12 is  $A_{c,2}$  berekend door  $A_{c,gen}$  voor vak 12 te delen door 2.

De hydraulische stralen, welke per vak ook voor slechts het basisniveau bekend waren zijn verkregen door bij de basiswaarde het hoogteverschil tussen de niveaus op te tellen of af te trekken.

De aldus verkregen gegevens voor het estuarium en de rivier zijn vervolgens bewerkt tot een netwerk-invoerfile (NB. het rekenprogramma accepteert géén free-format invoer). Een voorbeeld hiervan wordt gegeven in Bijlage 1.

### 2.3 randvoorwaarden

De aan het model op te leggen randvoorwaarden zoals waterstanden en debieten worden samen met de stuurparameters voor de berekening meegegeven in een randvoorwaardenfile. Bijlage 2 laat zien hoe de eerste regels van deze file eruit moeten zien. Deze file heeft standaard de extensie ".bnd".

#### 1. waterstanden

Als randvoorwaarde is een waterstandsregistratie van 10.05.1971, 0800 uur, tot en met 12.05.1971, 2400 uur, te Vlissingen gebruikt. De waterstanden worden per 5 minuten in meters ten opzichte van NAP gegeven. Bijlage 2 geeft een deel van deze registratie weer.

## 2. stuurparameters

De stuurparameters voor de berekening, welke meegegeven worden in de randvoorwaardenfile, zijn ingesteld op de volgende waarden:

start berekening	710510	0800
eind berekening	710512	2400
start output	710510	0800
tijdstap	5	
output interval	10	
restart interval	60	
ruwheid	0	(=Manning)
1 - theta	0.60	
Froude term	0	(=total)

De overige parameters zijn standaard op de volgende waarden ingesteld:

echo boundary	0
echo netwerk	0
iteratie	0.00
Gauss eliminatie	0
extra iteraties	0
optimize netwerk	0
alpha	1.000
tijdstappen tussen triggers	3

## 3. ruwheden

De ruwheden moeten, per vak, voor zowel de vloed- als voor de ebrichting opgegeven worden in de netwerkfile (zie Bijlage 1). De hier gebruikte waarde is  $k$ , welke de reciproke is van de weerstandscoefficient van Manning. In de berekeningen wordt  $C=k \cdot R^{1/6}$  ingevuld in de De Chezy-vergelijking.

In het gedetailleerde IMPLIC-model voor 1968 is de gemiddelde waarde voor  $k$  ca. 45 voor de vloedrichting. Voor de ebrichting ligt deze waarde gemiddeld iets hoger. Een hogere  $k$ -waarde betekent een lagere ruwheid.

## 2.4 resultaten

DUFLOW geeft als uitvoer voor ieder knooppunt waterstanden en debieten. Daarnaast worden vakgemiddelde debieten en stroomsnelheden berekend. Deze uitvoergegevens kunnen vergeleken worden met de waterstandswaarnemingen en de debiet-

metingen van 10 tot en met 12 mei 1971, waarop de randvoorwaarden gebaseerd zijn en waaraan ook het gedetailleerde IMPLIC-model 1968-1969 afgeregeld is (Dekker en Bollebakker, 1981: bijl. 31 t/m 35). Figuur 3 geeft een overzicht van de lokaties. Met name de waterstanden bij Prosper en Antwerpen kunnen qua positie goed vergeleken worden met de berekende waarden voor respectievelijk de knopen 6 en 8. De debieten in de raai Schaar van Waarde-Zuidergat kunnen vergeleken worden met de debieten op knoop 4.

Van de totale berekening zijn alleen de resultaten van de laatste 24 uur (12 mei 1971) als resultaat gebruikt. De voorafgaande dagen zijn als inspeelperiode aangehouden.

#### - modelberekeningen

Een cruciale parameter voor de afregeling van het model is de ruwheid  $k$  in de eb- en vloedrichting. Een hoge waarde voor  $k$  betekent een lagere ruwheid. Bij een relatief kleine ruwheid wordt de getijgolf minder sterk gedempt en loopt daarvoor sneller door het bekken. Dit leidt tevens tot hogere hoogwaters en lagere laagwaters.

In Fig. 6a worden de tijdstippen van hoogwater en de bereikte hoogwaterstanden bij variatie van de vloedruwheid  $k_{\text{vloed}}$  weergegeven. Het hoogwater bij Antwerpen valt 70 minuten eerder en loopt 1.55 m hoger op bij verandering van  $k_{\text{vloed}}$  in alle vakken van de schematisatie van 25 naar 55 (Fig. 7). Hierbij wordt het estuarium dus minder ruw. Verandering van de vloedruwheid heeft geen effect op de laagwaterstanden of op het moment van laagwater. Bij verandering van de ebruwheid  $k_{\text{eb}}$  van 25 naar 55 valt het laagwater 70 minuten eerder en wordt een 1.60 m lagere waterstand bereikt (Fig. 6b, Fig. 7). De vloedwaarden blijven hierbij ongewijzigd.

Uit het bovenstaande blijkt dat door manipulatie van de ruwheden een zeer grote variatie in de waterstanden te realiseren valt.

Na een reeks berekeningen met kortere modellen is uiteindelijk besloten om de hele Schelde tot aan Gent in het model op te nemen. Het eerste model, met 8 vakken, welke qua vaklengte overeen kwamen met de eerste 8 vakken van de boven beschreven schematisatie, berekende voor Antwerpen een getijverschil dat ruim 0.5 m groter was dan de gemeten 5.21 m. Dit verschil zat bijna geheel in de hoogwaterstand. Het viel echter niet te corrigeren door verandering van de vloedruwheid en was deels een gevolg van reflectie van de getijgolf tegen de achterkant van het model en deels een gevolg van ontbrekend kombergend oppervlak. Uitbreiding van het model naar 9 en vervolgens 10 vakken leverde een daling van het

hoogwater met 0.25 m op. Om dit storende effect nog verder te verminderen is het model tenslotte uitgebreid tot aan de stuwen bij Gent. Hier ligt ook in werkelijkheid de grens van de getijbeweging op de Schelde.

Het is van belang dat de door het "eenvoudig model" berekende waterstanden en getijfasen voor Antwerpen zo goed mogelijk in overeenstemming zijn met de meetwaarden, uiteraard zonder de overige delen van het estuarium te verwaarlozen, daar de te maken berekeningen voor oudere situaties beoordeeld zullen worden op de reproductie van het getij bij Antwerpen.

Om de prestaties van de eenvoudige schematisatie van de Schelde (vak 6 tot en met 12) te toetsen aan de bestaande gedetailleerde schematisatie zijn beiden gekoppeld aan de Westerscheldevakken 1 tot en met 5. Met beide modellen en identieke randvoorwaarden zijn vervolgens berekeningen gemaakt. Aan de hand van deze berekeningen zijn de ruwheden voor de grove schematisatie van de Schelde zo ingesteld dat de berekende waterstanden voor Antwerpen en Prosper gelijk waren. Hierbij werd voor  $k_{vloed}$  een waarde 40 gevonden en voor  $k_{eb}$  45. De met de grove schematisatie berekende debieten wijken maximaal 10% af.

Vervolgens is het 12-vakken model afgeregeld aan de gemeten waterstanden tussen Vlissingen en Antwerpen. Hiertoe zijn de ruwheden gevarieerd totdat het verschil tussen de gemeten en berekende waterstanden minimaal was. Hierbij bleek echter de berekende getijkromme in fase achter te lopen bij de gemeten kromme. Dit faseverschil was niet met behulp van verandering van de ruwheden te elimineren. De looptijd van het getij van Vlissingen naar Antwerpen was te lang, wat erop duidt dat de lengte van het estuarium, welke was afgeleid uit de lengte van de ebgeulen, te groot was. Daarom is de lengte van de vakken 1 tot en met 5 met 10% ingekort. Een verkorting van het estuarium heeft tot gevolg dat de getijgolf Antwerpen sneller bereikt. Hierbij zijn de waarden voor de natte doorsnedes en de bergende breedtes (welke berekend zijn door respectievelijk de geulvolumes en bergende oppervlaktes te delen door de vaklengte) voor de vakken 1 tot en met 5 met 10% toegenomen.

Na instelling van de vloedruwheid op 48 en de ebruwheid voor de vakken 1 tot en met 5 op 37 wordt het beste resultaat bereikt. Het getijverschil te Antwerpen is dan 5.29 m. Deze waarde wijkt 1% af van de gemeten waarde van 5.23 m. Het berekende getijverschil voor Prosper is 4% groter dan de gemeten waarde. Een vergelijking tussen de gemeten en de berekende waterstanden wordt gegeven in Tab. 3 en Fig. 9. De met de 10% ingekorte schematisatie berekende waterstanden

wijken overigens niet tot nauwelijks (in één geval 4 cm) af van de waarden berekent met de oorspronkelijke schematisatie.

De berekende eb- en vloedvolumes in de monding zijn respectievelijk 5% en 6% groter dan de gemeten waarden (maar komen vrijwel overeen met de door het gedetailleerde model berekende waarden). De berekende volumes in sectie 4 zijn respectievelijk 6% te groot en 4% te klein. Het berekende vloedvolume bij Vlissingen bedraagt 1140 miljoen m<sup>3</sup>, zie Fig.10. De voor de knopen 1 tot en met 8 berekende maximale eb- en vloeddebieten en maximale en gemiddelde snelheden zijn uitgezet in Fig. 11.

Het effect van het rivierdebiet op de modelresultaten blijkt verwaarloosbaar. Het verschil tussen wel of geen rivierdebiet bedraagt 1 cm verschil in de waterstanden bij Antwerpen. Dat was op grond van de verhouding tussen het rivierdebiet en het getijdebiet ook te verwachten. De rivierdebieten zijn daarom verder weggelaten uit de randvoorwaarden.

Tabel 3; vergelijking van de voor 1968 berekende waterstanden langs de Westerschelde in m ten opzichte van NAP met de waargenomen standen. Voor de posities van stations en knopen, zie Fig. 3.

lokatie	metingen		"eenvoudig model"	
knoop 2	HW		2.34	2.33
	LW		-1.99	-2.04
Terneuzen	HW	2.46	2.46	
	LW	-2.02	-2.06	
knoop 3	HW		2.49	2.49
	LW		-2.09	-2.13
Hansweert	HW	2.52	2.52	
	LW	-2.23	-2.26	
knoop 4	HW		2.70	2.69
	LW		-2.20	-2.23
knoop 5	HW		2.88	2.87
	LW		-2.19	-2.23
Bath	HW	2.85	2.84	
	LW	-2.08	-2.11	
knoop 6 ]	HW	2.84	2.88	2.99
Prosper ]	LW	-2.13	-2.15	-2.13
knoop 8 ]	HW	2.98	3.01	3.08
Antwerpen ]	LW	-2.23	-	-2.21

## 2.5 conclusies "eenvoudige schematisatie" 1968

Met een eenvoudige schematisatie van de bodem in 12 vakken kunnen de waterstanden langs de Westerschelde nauwkeurig berekend worden. De maximale afwijking van het getijverschil langs het estuarium bedraagt 4%. De berekende getijfasen bij Antwerpen en Prosper wijken gemiddeld 10 minuten en maximaal 20 minuten af. Bovengenoemde resultaten zijn behaald met de volgende waarden voor de ruwheid:  $k_{vloed}=48$  en  $k_{eb}=37$  voor de Westerschelde en  $k_{vloed}=48$  en  $k_{eb}=45$  voor de Schelderivier. De bijdrage van het rivierdebiet aan de waterstanden bleek verwaarloosbaar en is daarom weggelaten.

Manipulatie met de eb-ruwheid leidt tot grote variaties in zowel de laagwaterstand als in het tijdstip van laagwater. Bij een lagere ruwheid (dus een hogere  $k$ -waarde!) valt het laagwater eerder en is de laagwaterstand lager (Fig. 6,7). Het tijdstip en de hoogte van het hoogwater wordt echter niet of nauwelijks hierdoor beïnvloed. Manipulatie met de vloed-ruwheid leidt tot vergelijkbare resultaten voor het hoogwater, zonder dat de laagwaters daardoor beïnvloed worden.

Het model is afgeregeld met de bodemruwheid, daar dit een zeer gevoelige parameter blijkt te zijn. Opvallend is dat  $k_{eb}$  bij de eenvoudige schematisatie kleiner is dan  $k_{vloed}$ , terwijl dit bij het gedetailleerde IMPLIC-model andersom is (Bollebakker, 1985: bijl. 13).

### 3. Modelberekeningen 1800

In 1799 zijn de eerste hydrografische opnamen van de Westerschelde en het aangrenzende kustgebied gemaakt door de Franse hydrograaf C.F. Beautemps-Beaupré. Op dat moment had de Westerschelde nog een vijftal zijtakken en grote laterale kombergingsgebieden. De betrouwbaarheid en de prestaties van het "eenvoudige model" kunnen worden getest voor deze sterk afwijkende morfologie. Ter vergelijking met de modelresultaten zijn het havengetal en het getijverschil te Antwerpen beschikbaar. Ook voor Terneuzen is het havengetal bekend. Coen (1988) presenteert deze gegevens welke gebaseerd zijn op nautische handboeken (havengetallen) en op extrapolatie van de reeksen waargenomen waterstanden. Deze gegevens zien er realistisch uit en zullen hier als referentiewaarden voor de berekeningen gebruikt worden. Een eventuele nadere controle van de gegevens van Coen valt buiten het bestek van dit onderzoek.

#### 3.1 bodemschematisatie 1800

In eerste instantie zijn de gegevens van Kleinjan (1933) gebruikt als basis voor de schematisatie voor 1800. Kleinjan heeft de Westerschelde opgedeeld in 5 vakken (zie Hfstk. 2). Hij geeft voor deze vakken waarden voor het kombergend oppervlak en de inhoud (zie Bijlage 3). Deze gegevens zijn gebaseerd op de kaart "*Reconnaissance du cours du Honte ou Westerschelde (Escaut Oriental) depuis Antwerpen (Anvers) jusqu'à l'Embouchure, ...*" welke is opgenomen van juli tot en met september 1799 en van september tot en met november 1800 door Beautemps-Beaupré (Fig. 12). Kleinjan geeft echter geen oppervlakken of inhouden voor de zijtakken van de Westerschelde. In 1800 waren dat van west naar oost: het Sloe, de Braakman, het Hellegat, het Land van Saefthinghe en het Kreekrak (Fig. 12). Gegevens over deze zijtakken zijn gebaseerd op een facsimile van een andere kaart van Beautemps-Beaupré uit 1817, welke de gehele kust van zuidwest Nederland weergeeft ("*Carte réduite des côtes des Pays-Bas (depuis Ostende jusqu'à Hellevoetsluis)*"; NB. Dit is niet dezelfde kaart als door Kleinjan gebruikt is!).

Met deze gegevens over de hoofd- en zijvakken zijn, na vaststelling van het reductievlak van de kaart ten opzichte van NAP, de komberging van de hoofd- en zijvakken en de daaruit af te leiden morfologische parameters  $A_c$ , BB en R berekend. Deze schematisatie bleek echter niet te voldoen. De hoogwaters te Antwerpen vielen een uur te vroeg en de getijverschillen waren ruim een meter te groot. Om die reden is



een nieuwe schematisatie voor de 5 hoofdvakken van de Westerschelde gemaakt, direkt gebaseerd op de kaart van Beautemps-Beaupré uit 1817 (volgens het kaartbijschrift is de Westerschelde op deze kaart weergegeven naar een 3e opname uit 1804).

Met deze schematisatie zijn wel goede resultaten geboekt.

#### - reductievlak kaart Beautemps-Beaupré

Ondanks dat de bodemschematisatie gebaseerd op de gegevens van Kleinjan (1933) uiteindelijk niet bruikbaar bleek, volgt hieronder toch een discussie over het reductievlak dat Kleinjan aanhield en het reductievlak in de kaarten van Beautemps-Beaupré. Deze discussie geeft een goed inzicht in de onzekerheden in het basismateriaal voor de bodemschematisatie. Daarnaast moet de ligging van het reductievlak van de kaart van Beautemps-Beaupré ten opzichte van NAP bekend zijn voor de berekening van de komberging van de zijvakken.

De waarden voor kombergend oppervlak en inhoud die Kleinjan geeft voor 1799/1800 zijn gerelateerd aan het vlak van gemiddeld laagwater (GLW). Beautemps-Beaupré, echter, gebruikte voor zijn kaart een geheel ander reductievlak, namelijk het niveau van "*la plus basse-mer observée à l'époque de l'Equinoxe*" (Kleinjan, 1933: p. 15), waarmee hij de laagste laagwaters waargenomen tijdens de equinoxale springtijden bedoelt. Deze springtijden vallen meestal in maart en september, als de zon en de maan in één vlak staan en elkaar maximaal versterken (Pugh, 1987). Kleinjan geeft een omrekenfactor voor het reductievlak van Beautemps-Beaupré naar GLW. Hiertoe heeft hij voor een serie peilschalen langs de Westerschelde, per 10 jaar, over de periode 1862-1920, het verschil bepaald tussen de in de maanden februari-maart-april opgetreden laagste waterstand en het gemiddeld laagwater over diezelfde periode. Na middeling en afronding komt hij op een laagwaterstand uit die 1.20 m boven het vlak van Beautemps-Beaupré ligt (Kleinjan, 1933: pp. 16,17). Hij denkt zelf dat dit verschil te groot is, o.a. op grond van een reductiefactor welke hij berekend heeft voor de monding van de Westerschelde en de vergelijking die hij gemaakt heeft tussen de volumina van het Westerscheldebekken over de periode 1799-1931. Voor de inhoudsberekeningen van de Westerscheldemond maakte hij gebruik van de eerdergenoemde kaart van Beautemps-Beaupré uit 1817. Volgens het bijschrift op de kaart is deze kaart gereduceerd op het "*niveau des plus basses mers dans les marées des Equinoxes*". Naar aanleiding hiervan kiest Kleinjan voor berekening van een reductiefactor voor deze kaart uit het verschil tussen het laagste in de maand maart waargenomen laagwater en het GLW over het gehele jaar, over

de gehele periode 1862-1920! Dit levert na middeling en afronding een waarde op van 0.8 m (Kleinjan, 1933: pp. 4,5).

Naar mijn mening bedoelde Beautemps-Beaupré in beide gevallen hetzelfde reductievlak. Het is erg onwaarschijnlijk dat dezelfde hydrograaf verschillende reductievlakken zou kiezen voor kaarten die voor een deel gebaseerd zijn op dezelfde opnemingen. De interpretatie die Kleinjan voor de kaart van de monding koos lijkt de juiste. Daarom is op deze wijze voor de Westerschelde een nieuwe reductiefactor berekend.

Omdat echter de laaglaagwaterspringstanden tijdens de equinoxale getijden slechts voor een beperkt aantal jaren zijn vast te stellen (voor de meeste jaren worden per maand gemiddelden gegeven en geen laagst opgetreden standen), moet de reductiefactor via een omweg berekend worden. Als eerste worden voor een aantal jaren de verschillen bepaald tussen GLW en het laagste opgetreden laagwater. Vervolgens worden de verschillen tussen de equinoxale laaglaagwaterspringstanden en de laagste opgetreden laagwaterstanden vastgesteld. Daarmee is dan ook het verschil tussen GLW en de equinoxale laaglaagwaterspringstand bekend.

Hiertoe zijn de verschillen tussen GLW en de laagste jaarstand berekend over de periode 1862-1958, met intervallen van ca. 10 jaar, voor de stations Vlissingen, Terneuzen, Hansweert en Bath. Hiervoor zijn de recapitulatietabellen uit de jaarboeken met waterstandswaarnemingen gebruikt. Dit levert 11 verschilwaarden op, met een gemiddelde van 0.93 m (Tab. 4, kolom 1). De laagste jaarstanden liggen gemiddeld 0.17 m onder de laagste waterstanden in de periode februari tot en met april, de periode van de equinoxale getijden. Dit laatste viel overigens slechts voor 4 van de 11 jaren vast te stellen (Tab. 4, kolom 2). Hieruit volgt dat de laagste waterstanden in de periode februari tot en met april gemiddeld  $0.93 \text{ m} - 0.17 \text{ m} = 0.76 \text{ m}$  onder GLW liggen (Tab. 4, kolom 4). Dit verschil is nagenoeg gelijk aan de waarde die Kleinjan (1933) berekende voor de Westerscheldemonding (zie boven).

Dit betekent dus dat Kleinjan (1933) het verschil tussen gemiddeld laagwater en het equinoxale laaglaagwaterspring in de Westerschelde voor 1800 gemiddeld  $1.20 \text{ m} - 0.76 \text{ m} = 0.44 \text{ m}$  te groot heeft aangenomen. Dit leidt tot de conclusies dat zijn reductievlak 0.44 m te hoog ligt en dat zijn volumeberekeningen niet juist zijn.

Als voor GLW in 1800 het gemiddelde van de van 1862 tot 1870 waargenomen waarden aangehouden wordt (zie Tab. 5, kolom 1), kan nu de ligging van het reductievlak van Beautemps-Beaupré ten opzichte van NAP berekend worden, door de berekende verschillen tussen GLW en de laagst opgetreden stand in de periode februari tot en met april (Tab. 5, kolom 2) hier-

van af te trekken. Het reductievlak van Beutemp-Beaupré voor de Westerschelde ligt dan tussen NAP-2.62 m en NAP-3.04 m (Tab. 5, kolom 3). Het "GLW" van Kleinjan ligt hier 1.20 m boven (Tab. 5, kolom 4) en varieert tussen NAP-1.42 m en NAP-1.84 m (Tab. 5, kolom 5).

Tabel 4; berekening van het verschil tussen GLW en de equinoxale laag-laagwaterspringstand in m aan de hand van waarnemingen uit de jaren 1862, 1870, 1880, 1890, 1910, 1921, 1930, 1940, 1949 en 1958.

peilschaal	verschil GLW - laagste jaarstand	verschil LLWS <sub>eq</sub> - laagste jaarstand	verschil GLW - LLWS <sub>eq</sub>
Vlissingen	0.95	0.16	0.79
Terneuzen	0.96	0.20	0.76
Hansweert	0.91	0.14	0.77
Bath	0.89	0.14	0.75
gemiddeld	0.93	0.17	0.76

Tabel 5; berekening van de ligging van het reductievlak "GLW" van Kleinjan (1933) in m ten opzichte van NAP.

peilschaal	GLW 1862-1870	verschil GLW - laagste stand	laagste stand feb-april	verschil vlakken Kleinjan	"GLW" Kleinjan t.o.v. NAP
Vlissingen	-1.83	0.79	-2.62	1.20	-1.42
Terneuzen	-1.95	0.76	-2.71	1.20	-1.51
Hansweert	-2.21	0.77	-2.98	1.20	-1.78
Bath	-2.29	0.75	-3.04	1.20	-1.84

#### - schematisatie hoofdvakken

Voor de schematisatie van de Westerschelde in 1800 zijn dezelfde vakken als voor de schematisatie van de toestand in 1968 gebruikt. De vakken zijn uitgezet op de recente topografische kaart, schaal 1:50.000, met behulp van de door Kleinjan gegeven coördinaten (Kleinjan, 1933: pp. 19,20). Hierna zijn de ebgeullengtes opgemeten. Om echter consequent te blijven zijn de opgemeten geullengtes, net als voor 1968, 10% verkleind. Dit leverde de volgende lengtes:

vak	1	2	3	4	5
lengte (m)	12300	16000	16900	11600	10500
-10%	11070	14400	15210	10440	9450

Uit een facsimile van de kaart van Beautemps-Beaupré uit 1817 ("*Carte réduite des côtes des Pays-Bas ...*") zijn dwarsdoorsnedes door het estuarium gemaakt, 3 per hoofdvak en 5 voor ieder van de riviervakken 6 en 7 (zie Fig. 3 voor vakindeling). Van deze dwarsdoorsnedes zijn het oppervlak en de bergende breedte bepaald. De hoogte van de dijkvoet is daarbij op NAP+3 m aangenomen. Uit deze gegevens zijn op de volgende wijze de schematisatieparameters berekend:

- $A_{0,1}$  = oppervlak meest zeevaartse doorsnede van een vak,
- $A_{0,2}$  = oppervlak meest landwaartse doorsnede van een vak,
- BB = gemiddelde breedte van de 3 of 5 dwarsdoorsnedes per vak, boven NAP+3 m zijn de waarden gelijk gehouden,
- R = gemiddelde van de natte doorsnedes / BB.

#### - schematisatie zijtakken

De zijtakken zijn op de eerder genoemde kaart van Beautemps-Beaupré uit 1817 meestal minder gedetailleerd weergegeven dan de Westerschelde zelf. Dwarsprofielen konden hierdoor niet direkt uit de kaart overgenomen worden. Daarom zijn de zijtakken overgezet naar de recente topografische kaart 1:50.000. Dit laatste is nodig om eventuele fouten in de positie en schaal van de op de oorspronkelijke kaart weergegeven topografie te elimineren.

Na vaststelling van de positie van de vaste oeverwerken (met name dijken) in 1800, o.a. met behulp van de "Kaart van

Krayenhoff" uit 1823 en de "Topografische en Militaire Kaart" uit 1850/1864 (zie kaartoverzicht, appendix 2), zijn de betreffende delen van de kaart van Beautemps-Beaupré vergroot naar de gewenste schaal. Vervolgens werden de contouren van o.a. schorren, platen, geulen en eventuele dieptelijnen overgenomen op de recente topografische kaart, waarna hun oppervlakte werd berekend. De weergave van het Kreekrak op de kaart van Beautemps-Beaupré is echter erg schematisch. Daarom is voor dit deel hier tevens gebruik gemaakt van de detailkaart van Blanken uit 1804 die weergegeven is in Wilderom (1968), zie Fig. 13.

Vervolgens zijn de dieptes omgerekend van Franse voeten (1 Franse voet = 0.32484 m; Kleinjan, 1933: p. 5) naar meters.

Aangenomen is dat de schorranden op GHW<sub>1862-1870</sub> liggen en dat de dijkvoet op NAP+3 m ligt. Aan de hand van de peilschalen Vlissingen, Terneuzen, Hansweert en Bath kan de ligging van GHW en het reductievlak (laaglaagwaterspring bij equinoxale getijden) ten opzichte van NAP bepaald worden (Tab. 5, kolom 3). De berekende kombergende oppervlaktes zijn daarna uitgezet tegen de diepte. Door deze punten is een vloeiende lijn getrokken, waarna de kombergende oppervlakten per 0.5 m tussen NAP-2.5 m en NAP+3 m afgelezen zijn. De kombergende oppervlakten zijn boven NAP+3 m gelijk gehouden. Een voorbeeld van een aldus verkregen kombergingsgrafiek wordt gegeven in Fig. 14. De verkregen oppervlaktes van de zijtakken zijn gedeeld door de lengte van het aangrenzende hoofdvak. De aldus berekende bergende breedtes per 0.5 m diepte zijn bij de bergende breedtes van de hoofdvakken opgeteld. De volgende combinaties van hoofdvakken en zijtakken zijn aangehouden:

hoofdvak	zijtak
vak 1	Sloe
vak 2	Braakman
vak 3	Hellegat
vak 4	Saeftinghe
vak 5	Kreekrak

#### - schematisatie Schelde rivier

De schematisatie van de vakken 6 en 7, welke de Schelde tussen de Nederlands/Belgische grens en Antwerpen omvatten, is reeds hierboven beschreven. Uit Fig. 20 blijkt dat de havengetallen bovenstrooms van Antwerpen onderling niet veranderd zijn. Dit geeft aan dat er op dit traject geen morfologische veranderingen van betekenis opgetreden zijn. Bij vergelijking van de kaart uit 1800 met de recente topo-

grafische kaart lijkt de bergende breedte eveneens min of meer hetzelfde gebleven te zijn. Naar aanleiding hiervan is de bodemschematisatie van de Schelde stroomopwaarts van Antwerpen voor 1968 (de vakken 8 tot en met 12) niet veranderd. Alleen de dimensies van  $A_{\text{gem}}$  en R zijn aangepast voor het kleinere getijverschil bij Antwerpen in 1800. Hierbij blijft het schematisatieprincipe waarbij het effect van de zijrivieren verdisconteerd is in de afmetingen van de Scheldevakken in stand. Het getijverschil te Antwerpen bedraagt in 1800 3.82 m (Coen, 1988). Dit betekent dat het getijverschil in 1800 22% kleiner was dan het verschil van 4.88 m in 1968. De waarden voor  $A_{\text{gem}}$  en R uit 1968 zijn daarom met 22% verkleind.

- ruwheden

Bij de berekeningen voor 1800 zijn de ruwheden welke gevonden zijn voor 1968 gehandhaafd.

### 3.2 randvoorwaarden 1800

Voor 1800 zijn geen waterstandsregistraties beschikbaar die als randvoorwaarde gebruikt kunnen worden. De eerste systematische getijregistraties bij Vlissingen dateren van 1862. Door de randvoorwaarde uit 1971 aan te passen kan een benadering voor die voor 1800 gevonden worden. Daar het hier om de relatieve verschillen in getijbeweging te doen is, is dit verder geen bezwaar. Het is echter mogelijk dat de morfologische veranderingen in de Westerschelde tussen 1800 en 1971 doorwerken in de waterstanden bij Vlissingen. Dat zou ervoor pleiten een getijregistratie van een meer zeewaarts gelegen lokatie als Westkapelle of Cadzand te gebruiken. Voor deze lokaties zijn echter geen randvoorwaarden beschikbaar. Daarnaast blijken HW, LW en halftij bij Vlissingen en Westkapelle min of meer dezelfde veranderingen ondergaan te hebben in de periode 1860-1980 (Fig. 15). Dit geeft aan dat de invloed van de morfologische veranderingen op het getij te Vlissingen klein zijn, waardoor het gebruik van een registratie bij Vlissingen gerechtvaardigd lijkt.

De randvoorwaarde van 1971 moet voor 2 veranderingen gecorrigeerd worden: het toegenomen getijverschil en het gestegen gemiddeld zeeniveau.

- getijverschil

Waarnemingen van het getijverschil bij Vlissingen aan het begin van de 19e eeuw zijn niet beschikbaar. De oudste, op dit moment bruikbare, opnamen dateren van 1862. Het getijverschil bij Vlissingen vertoont sinds 1862 een geleidelijke toename (Fig. 16b), veroorzaakt door morfologische wijzigingen in de Westerschelde en het mondingsgebied (Langendoen, 1987). Daarnaast spelen zeespiegelrijzing en de grootschalige ingrepen in het Deltagebied eveneens een rol. De langjarige veranderingen worden beschreven door een functie, waarin het nodale tij verwerkt is:

$$GV = 0.137539 * X + 7.0 * \sin((X-2)/18.6*2*\pi) + 109$$

(De Ronde, 1983), waarbij X het jaartal is waarvoor het getijverschil GV berekend moet worden. Voor 1800 geeft deze functie een getijverschil van 3.58 m. Het slotgemiddelde voor Vlissingen in 1971 bedraagt 3.80 m. Dat betekend dat door vermenigvuldiging van de waterstanden uit 1971 met de faktor  $3.58 / 3.80 = 0.942$  een waterstandsregistratie voor 1800 gemaakt kan worden.

- gemiddeld zeeniveau

Ook gegevens over het gemiddeld zeeniveau in 1800 ontbreken. Er zijn een aantal opties om toch tot een benadering hiervoor te komen. Zo kan bijvoorbeeld de laagste vastgestelde waarde uit de waarnemingsperiode 1862-1990 gebruikt worden: NAP-0.28 m (Fig. 17). Daarnaast kan gebruik gemaakt worden van een functievoorschrift dat voor het gemiddeld zeeniveau is afgeleid (De Ronde, 1983; zie ook Fig. 17):

$$MSL = 0.217986 * X - 1.3 * \sin((X-2)/18.6*2*\pi) - 434.$$

Dat levert voor 1800 een gemiddeld zeeniveau van NAP-0.42 m op. Het is opvallend dat het gemiddeld zeeniveau te Vlissingen vóór 1885 duidelijk hoger ligt dan in de periode daarna (Fig. 17). Hier is vooralsnog geen verklaring voor (Van Malde, pers. comm.).

Bij het uitvoeren van de berekeningen bleek dat verschillen in gemiddeld zeeniveau geen invloed uitoefenden op het berekende getijverschil bij Antwerpen. Slechts een verticale translatie van de waterstanden was het gevolg. Daarom zijn de definitieve berekeningen als volgt uitgevoerd. Eerst zijn de randvoorwaarden gecorrigeerd voor het kleinere getijverschil te Vlissingen in 1800. Hierna werden het getijverschil en het

faseverschil te Antwerpen uitgerekend. Vervolgens is op grond van het verschil tussen het berekende en door Coen (1988) gereconstrueerde halftijnniveau te Antwerpen bepaald hoeveel de zeespiegelstand in de randvoorwaarden lager moest zijn. Na aanpassing van de randvoorwaarden zijn de definitieve berekeningen gemaakt.

#### - overige randvoorwaarden

Overeenkomstig de berekeningen voor 1968 is er geen rivierdebiet opgelegd aan de bovenrand van het model. Kleinjan (1933) merkt op dat vóór de afsluiting van het Sloe en het Kreekrak bij vloed door beide geulen afzonderlijk 32 miljoen m<sup>3</sup> water naar de Oosterschelde trok, terwijl er bij eb respectievelijk 11 miljoen en 10 miljoen m<sup>3</sup> terugkeerde. Deze getallen bedragen respectievelijk 3% en 18% van de berekende vloedvolumes ter plaatse en 1% en 6% van de berekende ebvolumes. Desondanks hebben de afsluitingen van het Kreekrak en het Sloe in respectievelijk 1867 en 1871 geen direkt waarneembare invloed gehad op het getijverschil bij de nabijgelegen stations Bath en Vlissingen (Fig. 16a,b). Daarom zijn deze debieten eveneens niet opgenomen in de randvoorwaarden.

### 3.3. resultaten 1800

#### - referentiewaarden

Zoals eerder opgemerkt publiceerde Coen (1988) een overzicht van de ontwikkeling van de Westerschelde. In dit artikel geeft hij een aantal figuren waarin worden samengevat:

1. de gerekonstrueerde waterstanden en getijverschillen te Antwerpen vanaf de Middeleeuwen (Fig. 18),
2. het verloop van het getijverschil langs de Westerschelde vanaf 1550 (Fig. 19) en
3. de havengetallen voor o.a. Vlissingen, Terneuzen en Antwerpen vanaf 1500 (Fig. 20).

De in deze grafieken gegeven waarden zullen hier gebruikt worden als referentiewaarden voor de getijberekeningen voor 1800 en 1650.

In 1800 is volgens Fig. 18 het getijverschil te Antwerpen 3.82 m. Het hoogwater bedroeg NAP+1.95 m, het laagwater NAP-1.91 m en het halftij viel op NAP+0.02 m. Het verschil in havengetal, dat een maat voor de snelheid van de getijgolf



is, tussen Vlissingen en Terneuzen bedroeg ca. 55 minuten, terwijl het verschil tussen Vlissingen en Antwerpen 210 minuten bedroeg.

- modelresultaten

De berekeningen met de schematisatie voor 1800 en de boven beschreven randvoorwaarden produceren een getijverschil te Antwerpen van 4.08 m en een faseverschil met Vlissingen van 170 minuten (Tab. 6). De getijgolf komt 40 min. te vroeg in Antwerpen aan, terwijl het getijverschil 0.26 m te groot is. De getijgolf loopt duidelijk te snel door het bekken. Dit duidt erop dat het bekken te ruim geschematiseerd is.

Tabel 6; vergelijking van het berekende getij- en faseverschil te Antwerpen voor 1800 met de waarden van Coen (1988).

	looptijd min.	tijverschil m
berekening 1	170	4.08
Coen (1988)	210	3.82

Bij de bodemschematisatie is geen rekening gehouden met het feit dat handmatig gelode dieptewaarden in de orde van 5% te groot zijn in vergelijking met echoloodwaarden (Langerak, pers. comm.). Dit zou een reductie van ca. 5% in de natte doorsnedes voor 1800 rechtvaardigen. Worden nu de natte doorsnedes (en dus ook de hydraulische stralen) in de bodemschematisatie voor 1800 met 5% verkleind dan zijn de resultaten als volgt (Tab. 7):

Tabel 7; vergelijking van het berekende getij- en faseverschil te Antwerpen voor 1800, na een reductie van de natte doorsnedes met 5%, met de waarden van Coen (1988).

	looptijd min.	tijverschil m
berekening 2, A-5%	190	3.92
Coen (1988)	210	3.82

Dit betekent een verbetering van de looptijd met 20 minuten. De afwijking bedraagt nu 10%. Het berekende getijverschil bedraagt nu 3.92 m. Dit is een afwijking van slechts 3% ten opzichte van de waarde van Coen.

Het berekende vloedvolume bij Vlissingen bedraagt 1140 miljoen m<sup>3</sup>. De berekende maximum snelheden zijn met 1.48 ms<sup>-1</sup> à 1.54 ms<sup>-1</sup> voor de vloed en 1.27 ms<sup>-1</sup> voor de eb aan de hoge kant.

De zeespiegelstand in 1800, welke nog niet in de randvoorwaarden is opgenomen, kan vastgesteld worden door de halftijwaarden gevonden uit de berekeningen en gegeven door Coen te vergelijken (Tab. 8). Daaruit blijkt dat het gemiddeld zeeniveau in de randvoorwaarden voor 1800 gemiddeld 0.47 m lager moet liggen dan het huidige niveau. Een laatste berekening met randvoorwaarden waarin in gemiddelde zeestand van NAP-0.47 m verwerkt is levert een getijverschil te Antwerpen van 3.95 m en een looptijd van Vlissingen naar Antwerpen van 180 minuten (Tab. 9). De looptijd van de getijgolf van Vlissingen naar Terneuzen bedraagt ongeveer 45 minuten. De looptijd naar Antwerpen is uiteindelijk 14% te snel, terwijl het getijverschil 3% te groot is. Het berekende vloedvolume bij Vlissingen bedraagt nu 1100 miljoen m<sup>3</sup>, terwijl de berekende maximum snelheden met maximaal 0.04 ms<sup>-1</sup> kleiner zijn geworden. De berekende waterstanden in de Westerschelde worden weergegeven in Fig. 21. De bekkeninwaartse afname van het vloedvolume is aangegeven in Fig. 22, terwijl Fig. 23 de voor 1800 berekende snelheden en maximale debieten laat zien.

Bij de interpretatie van de resultaten moet er rekening mee gehouden worden dat de modeluitvoer slechts per 10 minuten gegeven wordt. Hierdoor wordt met name de berekende looptijd beïnvloed.

Tabel 8; vergelijking van de berekende waterstanden in m ten opzichte van NAP te Antwerpen voor 1800, met de waarden zoals gereconstrueerd door Coen (1988).

	tijverschil	hoogwater	laagwater	halftij
berekening 1	4.08	2.51	-1.57	0.46
berekening 2, A-5%	3.92	2.44	-1.48	0.48
Coen (1988)	3.82	1.95	-1.91	0.02

Tabel 9; vergelijking van de berekende looptijd in minuten en waterstanden te Antwerpen in m ten opzichte van NAP voor 1800, met de waarden zoals gereconstrueerd door Coen (1988). De resultaten zijn berekend met natte doorsnedes welke 5% gereduceerd zijn (zie tekst) en randvoorwaarden waarin een 0.47 m lagere gemiddelde zeestand is verwerkt.

	looptijd	tijverschil	hoogwater	laagwater	halftij
berekening 3	180	3.95	2.00	-1.95	0.03
Coen (1988)	210	3.82	1.95	-1.91	0.02

### 3.4 conclusies berekeningen 1800

Met een gemiddeld zeeniveau van NAP-0.47 m en een getijverschil bij Vlissingen van 3.58 m kan het verloop van het vertikaal getij op de Westerschelde voor 1800 goed nagebootst worden. Het getijverschil te Antwerpen wordt 3% te groot berekend, terwijl het faseverschil tussen Vlissingen en Antwerpen 14% te klein is. De voor 1968 gevonden ruwheden zijn blijkbaar te glad voor 1800. In 1800 wordt het debiet verdeeld over een aantal ondiepere, meer kronkalende, en dus langere geulen. Waarschijnlijk wordt de getijgolf hierdoor meer vertraagd dan in de situatie voor 1968.

De berekende stroomsnelheden zijn aan de hoge kant. Hier is geen verklaring voor.

#### 4. Modelberekeningen "1650"

Om de prestaties van het "eenvoudig model" met een slechts globaal bekende bekkenmorfologie te testen zijn berekeningen uitgevoerd voor de situatie rond 1650. De bodemschematisatie is gebaseerd op een topografische kaart van de provincie Zeeland uit 1655. Uit deze periode zijn geen getijregistraties bekend. Andere hydrografische informatie is nauwelijks voorhanden. Coen (1988) geeft gereconstrueerde waarden voor het havengetal en het getijverschil te Antwerpen welke gebaseerd zijn op 16e eeuwse nautische almanakken. Ook hier zullen deze waarden als referentie gebruikt worden, zonder verdere controle.

##### 4.1 reconstructie morfologie "1650"

Uit de 17e eeuw zijn geen nautische kaarten van de Westerschelde bekend. Zeekaarten van de monding bestaan wel (voor een overzicht zie Vlam, 1940), maar de diepte-informatie is slechts globaal en zeer ongelijkmatig verspreid weergegeven en derhalve weinig bruikbaar. De eerste betrouwbare hydrografische kustkaarten konden pas gemaakt worden nadat de topografie van het vaste land meetkundig juist was vastgelegd. In Nederland kon dit pas ná het werk van Krayenhoff (eind 18e, begin 19e eeuw). Beautemps-Beaupré was de eerste die hiervan gebruik maakte (Koeman, 1983: p. 220). Daarom is voor de schematisatie van "1650" gebruik gemaakt van een "landkaart".

Aan de hand van het overzicht van Donkersloot-De Vrij (1981) is gekozen voor de kaart "*Zelandiae Comitatus Novissima Tabula*" (nieuwe kaart van het graafschap Zeeland), vervaardigd door Zacharias Roman en gegraveerd en uitgegeven in 1654/1655 door Nicolaas Jansz. Visscher te Amsterdam. Deze kaart zal verder aangeduid worden als de Roman-Visscherkaart. De kaart is in de periode 1650-1653 samengesteld door Roman uit bestaande kaarten van delen van Zeeland. Voor zover valt na te gaan heeft hij geen eigen veldwaarnemingen gedaan (Donkersloot-De Vrij, 1975). Hierdoor bestaat het risico dat voor sommige delen van Zeeland verouderde of onvolledige gegevens gebruikt zijn, waardoor fouten in de topografische weergave niet uitgesloten zijn en de compilatie niet altijd schaalgetrouw is (Donkersloot-De Vrij, 1975). Grooten (1973) geeft een aantal berekeningen voor de schaal van enkele van de weergegeven eilanden en de gemiddelde fout in de uit de kaart gemeten afstanden. Voor Walcheren en Zuid-Beveland is de schaal respectievelijk 1:40.550 en 1:44.630. De gemiddelde fouten bedragen 1.1% en 3.9%. Dit zijn acceptabele foutenmarges. De kaart geeft een goed beeld van het landschap; dijken, kwelders en krekensels met op- en aanwassen zijn aangege-

ven. De zee-armen zijn echter gebrekkig weergegeven (Grooten, 1973). Over de juistheid van weergave (van met name de Oosterschelde) op de kaart is in de literatuur enige discussie gevoerd (zie p. 23 in Donkersloot-De Vrij, 1975), maar over het algemeen wordt de kaart goed bruikbaar geacht.

Voor deze reconstructie is gebruik gemaakt van de heruitgave van deze kaart uit 1973, waarbij de originele schaal van 1:41.500 teruggebracht is naar 1:57.500. De kaart, welke oorspronkelijk een wandkaart was, bestaat uit 9 losse bladen. Het zuidelijk deel van Zeeuws-Vlaanderen is niet weergegeven. Figuur 24 laat de kaart in het klein zien.

De Roman-Visscherkaart is overgezet naar de huidige topografische kaart schaal 1:50.000. De tracees van de 17e eeuwse dijken zijn meestal nog op de huidige kaart terug te vinden. Indien dit niet het geval was (met name daar waar op grote schaal grondverzet plaats heeft gevonden, zoals bij de havenwerken in het zuidelijk Sloegebied en bij Zandvliet en Doel en de aanleg van de sluiscomplexen bij Terneuzen), zijn de dijktracees overgenomen van oudere uitgaven van de topografische kaart 1:50.000 of van de "Militaire Kaart" uit 1850/1864 (zie overzicht van gebruikte kaarten, appendix 2). In Zeeuws-Vlaanderen leidde dit tot aanzienlijke wijzigingen in de oriëntatie van een aantal dijken. Sinds 1650 zijn langs de zuidoever van de Westerschelde een aantal polders weggeslagen, onder andere bij Breskens, Hoofdplaat en Ossensisse. De dijken van deze voormalige polders zijn zoveel mogelijk aansluitend op de nollen ingetekend. De laatsten zijn meestal restanten van oude dijken. Hierbij is gebruik gemaakt van de detailreconstructies door Wilderom (1973). Bij het overzetten zijn de onderlinge afstanden maximaal 3% veranderd.

Vervolgens is nagegaan of de staat van de weergegeven polders in vooral Zeeuws-Vlaanderen klopte voor 1653, het tijdstip waarop de kaart gereed kwam. Hierbij is gebruik gemaakt van overzichten van polderbedijkingen door Rijkswaterstaat (1977), Wilderom (1968, 1973) en Van Ham (1975). De 80-jarige oorlog was in 1648 afgelopen en de oorlogsinundaties werden in hoog tempo hersteld, zodat de omvang van het bedijkte land snel toenam. Daar waar de bronnen met elkaar in tegenspraak zijn is zoveel mogelijk de informatie van Wilderom gevolgd. Op de kaart ontbrekende gebieden zijn aangevuld uit andere bronnen. Voor Zeeuws-Vlaanderen is gebruik gemaakt van rekonstrukties door Wilderom (1973: fig. 36,37,65) en Brand (1985: fig.5,6). Voor de rivier de Schelde, het Land van Saefthinghe en het Kreekrak is gebruik gemaakt van kaart 2 van Van Ham (1975) en de Zandvlietkaart met bijbehorend bijschrift, uitgegeven in 1627 door Nicolaas Jansz. Visscher. Zowel het Kreekrak als het Sloe blijken in deze periode al gebieden met uitgestrekte schorren, slikken en ondiepe geu-

len, welke met laagwater te voet overgestoken kunnen worden, te zijn (zie ook De Bruin, 1959). De uiteindelijke kaart voor 1655 wordt gegeven in Fig. 25.

#### 4.2 bodemschematisatie "1650"

##### - bodemschematisatie

Ook voor "1650" is de bestaande vakindeling gehandhaafd. De zijtakken en laterale kombergingsgebieden zijn als extra berging aan de hoofdvakken toegevoegd. Voor de vakken 1 tot en met 7 en de bijbehorende zijtakken zijn de oppervlaktes van de gerekonstrueerde kwelders, platen en geulen bepaald uit de verkregen kaart (Fig. 25). De Braakman en het Hellegat hadden in "1650" een verbinding met elkaar. De Braakman is echter als extra oppervlak bij vak 2 gerekend, het Hellegat bij vak 3.

Vervolgens is per vak de komberging per vak tussen hoog- en laagwater berekend. Hierbij is aangenomen dat de grens tussen platen en geulen het gemiddeld laagwater en de kwelderrand het gemiddeld hoogwater weergeeft. Hiervoor moeten tevens het getijverschil bekend zijn. Deze waarden zijn op de volgende wijze benaderd. Uit Fig. 19 kan een schatting gemaakt worden voor de getijverschillen te Vlissingen, Terneuzen, de omgeving van Bath, en Antwerpen in 1550. Deze waarden kunnen voor "1650" aangepast worden met een faktor welke is te berekenen uit het getijverschil te Antwerpen in "1650" (Fig. 18) en in 1550. Uit Fig. 18 is tevens bepaald hoeveel % van het getijverschil de afstand tussen hoogwater en NAP bedraagt. Met dit percentage zijn ook de hoog- en laagwaterstanden ten opzichte van NAP voor de andere lokaties bepaald (Tab. 10).

Deze berekende oppervlaktes zijn uitgezet tegen de diepte. De dijkvoet is wederom op NAP+3 m aangenomen. Door deze punten is een vloeiende lijn getrokken, op dezelfde wijze als bij de schematisatie van de zijtakken voor 1800, waarna de kombergende oppervlakten per 0.5 m tussen NAP-2.5 m en NAP+3 m afgelezen zijn. De kombergende oppervlakten zijn wederom boven NAP+3 m gelijk gehouden.

In eerste instantie is een schematisatie gemaakt door ervan uit te gaan dat het getijdeprisma in de vakken gelijk is aan het kombergend vermogen. Dat maakt het mogelijk om de natte doorsnedes beneden MSL van de vakken te berekenen uit het getijdeprisma met behulp van een empirische relatie tussen beide grootheden (voor de Westerschelde geldt:  $A_{c,NAP} = 80 \cdot 10^{-6} * TP$ ; Eysink, 1991; Allersma, 1992). Hierbij is aangenomen dat  $A_{c,NAP}$  gebruikt mag worden als  $A_{c,MSL}$ . De overige

waarden voor  $A_c$  zijn uit de waarden voor  $A_{c,MSL}$  berekend met behulp van de bergende breedtes, op de vaste onderlinge afstand van 0.5 m. Voor ieder vak is  $A_{c,gem}$  berekend uit de  $A_c$ -waarden voor het begin en het eind van het vak. De bergende breedtes kunnen uit de kombergende oppervlaktes berekend worden door te delen door de vaklengte. Tenslotte zijn de hydraulische stralen berekend door voor ieder vak  $A_{c,gem}$  te delen door de bergende breedte.

Tabel 10; berekening van de getijverschillen langs de Westerschelde in "1650" in m ten opzichte van NAP aan de hand van Fig. 18 en 19 (Coen, 1988).

lokatie	tijverschil 1550	tijverschil "1650"	hoogwater	laagwater
Vlissingen	3.15	3.23	1.40	-1.78
Terneuzen	3.33	3.41	1.54	-1.97
Bath	3.43	3.51	1.50	-1.91
Antwerpen	3.10	3.18*	1.42	-1.81

\* : uit Fig. 16

Met deze bodemschematisatie werden echter geen goede resultaten geboekt. Het getijverschil bij Antwerpen werd meer dan een meter te groot berekend. Met name het laagwater viel veel lager dan volgens de gegevens van Coen het geval was. Daarnaast was de looptijd naar Antwerpen 80 à 100 minuten te kort. De geschematiseerde afmetingen van de geulen waren duidelijk veel te groot. Hiervoor zijn 2 oorzaken aan te geven.

1. Een tekortkoming in de schematisatie, welke leidt tot overschatting van de dimensies van het bekken, wordt veroorzaakt door het bronmateriaal. Op de Roman-Visscherkaart (Fig. 24, 25) zijn in het estuarium zelf slechts enkele platen getekend. Het is echter waarschijnlijk dat het estuarium in 1655 een groter oppervlak aan platen bevatte. Daarom zijn nieuwe kombergingsgrafieken gemaakt, waarbij een gelijk percentage plaatoppervlak als in 1800 is aangehouden. Het

kombergend oppervlak voor hoogwater is gelijk gehouden. De vorm van de oorspronkelijke curve is zoveel mogelijk gehandhaafd. Met deze verbeterde kombergingsgrafieken zijn nieuwe waarden voor de bergende breedtes van de hoofd- en zijvakken uitgerekend.

2. De aanname dat het getijdeprisma gelijk is aan de komberging is niet juist. Coen (1988) geeft als waarde voor de looptijd van de getijgolf van Vlissingen naar Antwerpen 265 minuten. Dat houdt bijvoorbeeld in dat als het bij Vlissingen hoogwater is, het bij Antwerpen nog maar kort na laagwater is. Dat betekent dat er op dat moment maar een deel van de komberging gevuld is en dat het getijdeprisma daardoor aanzienlijk kleiner uitvalt dan bij volledige vulling. Hoeveel minder de vulling van het bekken is valt echter niet van te voren vast te stellen. Een methode om toch tot een benadering van de doorsnede van de geulen te komen is door middel van iteratie de berekende debieten en de natte geuldoorsnedes met elkaar in overeenstemming te brengen. Hierbij kan gebruik gemaakt worden van de relatie tussen de natte geuldoorsnede en het gemiddelde van de maximale debieten voor eb en vloed voor alle vakken ( $A_{c,nap} = 0.85 * Q_{max}$ ;  $u_{max} = 1.18 \text{ ms}^{-1}$ ; NB het gaat hier om matig springtij condities!) welke uit de berekeningen voor 1800 is af te leiden.

Als uitgangspunt voor de iteratie is voor vak 1 tot en met 7 de schematisatie voor 1800 gekozen. De bergende breedtes zijn echter vervangen door die welke afgeleid zijn uit de verbeterde kombergingsgrafieken voor "1650".

- schematisatie Schelde rivier

De vakken 8 tot en met 12 zijn op de bij 1800 beschreven wijze voor het kleinere getijverschil te Antwerpen in "1650" aangepast. Dit getijverschil was 3.18 m. De reductie bedraagt 35%.

- ruwheden

Ook voor de berekeningen voor "1650" zijn de ruwheden zoals gevonden voor 1968-1969 gehandhaafd.

#### 4.3 randvoorwaarden "1650"

Zoals reeds vermeld zijn er voor "1650" geen hydraulische waarnemingen te Vlissingen beschikbaar. Daarom zijn een



aantal benaderingen gemaakt voor het gemiddeld zeeniveau en het getijverschil te Vlissingen.

#### - gemiddeld zeeniveau

De langste meetreeksen die bekend zijn uit de literatuur geven géén eenduidig beeld van het gemiddeld zeeniveau. Op grond van de schaarse gegevens kan men toch tot een aantal schattingen voor het gemiddeld zeeniveau in "1650" komen.

Van Veen (1945) schrijft dat de Amsterdams Peil-merken in de sluizen te Amsterdam (de zogenaamde Hudde-stenen) in de periode 1700-1860 slechts 3.5 cm per eeuw gezakt zijn ten opzichte van gemiddeld zeeniveau. Na 1860 neemt de zakking toe tot 16 cm per eeuw. Over de periode 1700-1925 was de stijging te Amsterdam ca. 14.5 cm (Fig. 24). De curve voor Den Helder loopt vanaf zijn begin in 1832 min of meer parallel met die voor Amsterdam (Fig. 26). Sinds 1925 is het gemiddeld zeeniveau te Den Helder ca. 8.5 cm gestegen. Samen geeft dit een gemiddelde stijging van 0.23 m sinds 1700.

De getijwaarnemingen te Den Helder vormen de langste meetreeks aan de Nederlandse Noordzeekust. De gemiddelde stijging per eeuw blijkt hier 13 cm te zijn (Fig. 27, uit Van Malde, 1992). Uitgaand van dit getal zou het gemiddeld zeeniveau rond 1650 ca. 0.42 m lager dan nu gelegen hebben.

Tenslotte kan met de eerder gebruikte functie van De Ronde (1983) een gemiddeld zeeniveau in 1650 van NAP-0.76 m berekend worden.

#### - getijverschil

Als een bovengrens voor het getijverschil kan de waarde voor 1800 aangehouden worden: 3.58 m. Als ondergrens is de rekonstruktie voor 1550 door Coen (Fig. 17) gekozen: 3.15 m. De functie van De Ronde (zie boven) levert een waarde daar tussen in: 3.43 m. Ten opzichte van het getijverschil in 1971 levert dit een reductie op van achtereenvolgens 94.2%, 82.9% en 90.3%.

De berekeningen zullen gemaakt worden met een getijverschil van 3.43 m. De resultaten van de overige waarden zullen ook vermeld worden. De benodigde verlaging van het gemiddeld zeeniveau zal op de voor 1800 beschreven wijze vastgesteld worden.

#### 4.4 resultaten "1650"

##### - referentiewaarden

Ook voor "1650" zijn de rekonstrukties van Coen (Fig. 18 t/m 20) als referentie gebruikt. Het verschil in havengetal tussen Vlissingen en Terneuzen bedroeg ca. 70 min. Tussen Vlissingen en Antwerpen was dit ca. 265 min. Het getijverschil te Antwerpen was 3.19 m. Hoogwater reikte tot NAP+1.39 m, laagwater tot NAP-1.80 m. Het halftij niveau lag op NAP-0.21 m.

##### - modelresultaten

Zoals boven beschreven lag het in de bedoeling om een serie iteratieve berekeningen te maken. Met de aangepaste schematisatie werd echter bij de eerste berekening al een resultaat behaald dat zo dicht bij de referentiewaarden lag (Tab. 11), dat er niet verder geïtereerd is. Het berekende getijverschil was slechts 3% groter dan de referentiewaarde. De looptijd was 15 minuten (6%) te kort. Het berekende vloedvolume bij Vlissingen bedraagt 1250 miljoen m<sup>3</sup>. De berekende maximum snelheden bedragen 1.69 ms<sup>-1</sup> à 1.74 ms<sup>-1</sup> voor de vloed en 1.35 ms<sup>-1</sup> voor de eb.

De berekening met een getijverschil van 3.15 m te Vlissingen (82.9% van het huidige getijverschil) geeft een afwijking in het getijverschil van 0.02 m.

Tabel 11; vergelijking van de berekende waterstanden te Antwerpen voor "1650" in m ten opzichte van NAP en de berekende looptijd in minuten bij verschillende getijverschillen te Vlissingen met de waarden van Coen (1988).

		looptijd	tijverschil	hoogwater	laagwater	halftij
GV <sub>Vlissingen</sub>	90.3%	250	3.29	2.13	-1.16	0.49
GV <sub>Vlissingen</sub>	82.9%	250	3.17	2.02	-1.15	0.44
GV <sub>Vlissingen</sub>	94.2%	250	3.35	2.18	-1.17	0.51
Coen (1988)		265	3.18	1.39	-1.80	-0.21

Aanpassing van de gemiddelde zeestand te Vlissingen met het verschil in de halftijden, 0.70 m (Tab. 11), resulteert in een verkorting van de looptijd met 20 minuten en een vergroting van het getijverschil te Antwerpen met 0.18 m (Tab. 12). Het berekende vloedvolume bij Vlissingen bedraagt nu 1190 miljoen m<sup>3</sup>, terwijl de berekende maximum vloodsnelheden 0.05 ms<sup>-1</sup> lager liggen. De berekende waterstanden in de Westerschelde worden weergegeven in Fig. 28. De bekkeninwaartse afname van het vloedvolume is aangegeven in Fig. 29, terwijl Fig. 30 de voor "1650" berekende snelheden en maximale debieten laat zien.

Tabel 12; vergelijking van de berekende waterstanden te Antwerpen voor "1650" in m ten opzichte van NAP en de berekende looptijd in minuten bij verschillende getijverschillen te Vlissingen met de waarden gegeven door Coen (1988). De gemiddelde zeespiegelstand te Vlissingen is 0.70 m verlaagd.

		looptijd	tijverschil	hoogwater	laagwater	halftij
GV <sub>Vlissingen</sub>	90.3%	230	3.47	1.52	-1.95	-0.22
Coen (1988)		265	3.18	1.39	-1.80	-0.21

#### 4.5 conclusies berekeningen "1650"

Uitgaand van een morfologische reconstructie van de Westerschelde voor "1650" en een getij-randvoorwaarde bij Vlissingen welke is afgeleid uit een recente registratie kunnen de getijfase en het getijverschil te Antwerpen met een afwijking van respectievelijk 6% en 3% berekend worden. De hierbij berekende maximale stroomsnelheden zijn echter erg hoog in vergelijking met de recente evenwichtssnelheden voor springtij van ca. 1 ms<sup>-1</sup> (Van de Kreeke en Haring, 1979; p. 105). Misschien is er een samenhang met de verkorting van de vloedperiode ten opzichte van de berekende vloedperiode voor 1968 met 36 minuten. Het is eveneens niet uitgesloten dat het bakken in "1650" nog steeds niet aangepast is aan de snelle kombergingsveranderingen welke in de voorgaande eeuw optraden.

## 5. Beschouwing getijveranderingen van "1650" tot heden

Tenslotte worden hier de veranderingen in het horizontale getij in de Westerschelde besproken zoals die zijn af te leiden uit de modelresultaten voor "1650", 1800 en 1968. Het horizontale getij is het produkt van het aan de rand opgelegde verticale getij en de bekkengeometrie. De asymmetrie in het horizontale getij speelt een belangrijke rol in de netto sedimenttransporten van of naar het bekken, en daarmee in de lange-termijn ontwikkeling van het bekken. Op dit laatste aspect zal in de discussie (Hfstk. 6) ingegaan worden.

Het verticale getij bij Vlissingen is sinds het midden van de 17e eeuw toegenomen met ca. 0.40 m toegenomen. Daarnaast zijn de getijverschillen langs de Westerschelde eveneens sterk toegenomen, zie Fig. 18 en 19.

Figuur 31 geeft de getijkromme, de debietskromme en de snelheidskromme bij Vlissingen voor "1650". Uit de figuur blijkt dat de maximale vloedstroom optreedt bij een waterstand van 1.77 m boven gemiddeld zeeniveau. De maximale ebstroom valt samen met een waterstand van 0.76 m onder gemiddeld zeeniveau, 270 minuten ná hoogwater. De hoogwaterkentering valt 109 minuten ná hoogwater (Fig. 31). De laagwaterkentering valt 125 minuten ná laagwater. Bekkeninwaarts vallen de kenteringen steeds korter na hoog- en laagwater. De voor "1650" berekende vloedperiode is korter dan de ebperiode, 338 minuten tegen 406 minuten. De verhouding van de maximale vloed- en ebsnelheid bedraagt 1.25. Het is opvallend dat de grootste stroomsnelheid tijdens eb (welke over vak 1 gemiddeld berekend wordt) 20 minuten ná het maximale vakgemiddelde ebdebiet optreedt. Dit is een gevolg van een grotere afname van de doorstroomopening in verhouding tot het debiet met het dalen van de waterstand.

Figuur 32 laat de krommes voor 1800 zien. De maximum vloedstroom treedt bij een waterstand van MSL+1.85 m op, terwijl het maximum ebdebiet bij een waterstand van MSL-0.65 m berekend wordt. Het maximum ebdebiet treedt 20 minuten eerder (ten opzichte van hoogwater) op. De hoog- en laagwaterkenteringen vallen eveneens eerder, respectievelijk 97 minuten na hoogwater en 107 minuten na laagwater. De vloedperiode is langer geworden, 354 minuten tegen een ebperiode van 390 minuten, en de maximale vloedsnelheid is relatief afgenomen. De verhouding van de maximale vloed- en ebsnelheid bedraagt 1.17. De maximale ebsnelheid wordt 30 ná het maximum vakgemiddelde ebdebiet bereikt.

De krommes voor 1968 worden weergegeven in Fig. 33. Het maximale ebdebiet treedt bij een aanzienlijk hogere waterstand op, MSL-0.19 m, en nog eens 30 minuten eerder na hoog-

water. Het maximale vloeddebiet treedt bij ongeveer dezelfde waterstand als de voorafgaande berekeningen op: MSL+1.79 m. De hoog- en laagwaterkenteringen vallen nog eerder dan in 1800: respectievelijk 68 na hoogwater en 60 minuten na laagwater. De lengte van de vloed en de eb zijn nu bijna gelijk, 378 om 372 minuten. Deze perioden komen nagenoeg overeen met de tijdens de debietmetingen in 1971 waargenomen waarden. De maximum vloodsnelheid is nog verder afgenomen. De verhouding van de maximale vloed- en ebsnelheid bedraagt nu 1.14. De maximale ebsnelheid treedt 10 minuten na het maximale vakgemiddelde ebdebiet op.

Van "1650" tot 1968 wordt de vloedperiode 36 min. langer. Daarnaast valt het maximum vloeddebiet steeds later in de vloedperiode (Fig. 34). De verhouding tussen de maximale vloed- en ebsnelheid neemt hierbij af van 1.25 naar 1.14. Het maximale ebdebiet valt in 1968 50 min. eerder na hoogwater dan in "1650", bij een 0.57 m hogere waterstand. Dit is een gevolg van de afname van het te draineren plaatoppervlak. Het kost minder tijd om dit gebied te draineren, waardoor ook de ebduur afneemt.

De stroomkenteringen vallen steeds sneller na de waterstandskenteringen (vooral bij eb), waardoor het horizontaal en vertikaal getij steeds meer in fase komen (Fig. 35). De vorm van de getijkromme blijft uiteraard ongewijzigd, daar de waterstandsrandvoorwaarden voor "1650" en 1800 uit die voor 1968 afgeleid zijn.

## 6. Discussie

### 6.1 reconstructie morfologie

Bij de reconstructie van getijbekkens uit historische gegevens moeten een aantal 'valkuilen' vermeden worden. Op onnauwkeurigheden in het historisch kaartmateriaal, welke aanzienlijk en van uiteenlopende aard kunnen zijn wordt hier verder niet ingegaan (zie Ligtdag, 1990: pp. 11,12 voor een uitvoerige discussie).

Bij de berekening van de morfologische en hydraulische invoerparameters kunnen een aantal essentiële problemen optreden. Bij de berekening van het getijdeprisma uit de afmetingen van de kom wordt het prisma veelal overschat omdat het volume tussen de meetkundige plaats van de hoogwater- en laagwaterstanden (is komberging) door de traagheid van de getijgolf niet overal tegelijk gevuld wordt. Hierdoor is het getijprisma altijd kleiner dan de komberging. Hoe langer de getijgolf er over doet om zich door een bekken heen te bewegen, hoe groter het verschil is tussen komberging en getijprisma. Van de in 1650 aanwezige komberging in de Westerschelde (vak 1 t/m 5) wordt slechts 78% gevuld door het berekende vloedvolume. Door de toegenomen snelheid van de getijgolf in de huidige situatie is de vulling van het aanwezige kombergend vermogen toegenomen tot ca. 84%.

Daarnaast blijven de referentievlakken van oude kaarten een moeilijk punt. Kon bij de kaart van 1800 nog een redelijke kwantificering van de ligging van het reductievlak worden gegeven, voor de kaart van 1650 was dit niet mogelijk. De uiteindelijk gekozen posities voor de hoog- en laagwaterlijn zijn de best mogelijke benaderingen. Zij blijven echter voor verbetering vatbaar.

### 6.2 ontwikkeling getij en morfologie

#### - grootschalige ontwikkeling getijbekkens

Het sedimenttransport naar een getijbekken in de Nederlandse kustvlakte wordt in principe bepaald door twee, elkaar tegenwerkende, mechanismen.

In de ondiepe Noordzee verplaatst de top van de getijgolf zich relatief sneller dan het golfdal als gevolg van een kleinere bodemwrijving. Dit leidt tot een verstelling van het rijzende deel van het golfoppervlak. Deze steile gradient veroorzaakt grotere landwaartse vloodsnelheden in het zeegat van een bekken (Dronkers, 1986), welke op hun beurt zullen leiden tot een netto bekkeninwaarts sedimenttransport.

Echter, deze bekkenwaartse transportgradient wordt tegen-  
gewerkt door de aanwezigheid van grote oppervlaktes interge-  
tijde platen in het bekken. Platen zijn in verhouding tot  
geulen ondiep waardoor de stroomsnelheden er relatief laag  
zijn. Hierdoor verloopt de vulling van een platengebied  
langzaam en blijft de vloedstroming in de geulen doorgaan  
totdat de waterstanden op de plaat en in de geul gelijk zijn,  
vaak ruim ná hoogwater. Het maximale vloeddebiet valt dan  
later in de tijd, dat wil zeggen bij een hogere waterstand en  
dus een grotere natte doorsnede van de geulen. Dit heeft  
lagere maximale vloedsnelheden en verlenging van de vloedpe-  
riode tot gevolg. Daarnaast versterkt de aanwezigheid van  
platen de ebstroming (Speer en Aubrey, 1985). Dit laatste is  
weer het gevolg van het vertraagd leegstromen van de platen,  
waardoor de maximum debieten bij lagere waterstanden, en dus  
kleinere doorstroomoppervlakken, optreden.

De aanwezigheid van platen werkt de netto import van  
sediment dus tegen. De verhouding vloed-/ebtransport neemt af  
met toenemend plaatoppervlak (Friedrichs et al., 1990). In  
theorie kan er op den duur een evenwichtsoppervlak aan platen  
bereikt worden waarbij het vloeddominante verticale getij in  
het zeevat gecompenseerd wordt door een ebdominant horizon-  
taal getij als gevolg van de getijvervorming door grote  
plaatgebieden (Van Dongeren, 1992).

Dit evenwicht is echter niet te verwachten omdat door het  
settling- and scour lag effect toch zwevend sediment zal  
bezinken in het bekken. Door deze sedimentatie, welke vooral  
in de ondiepe gebieden plaatsvindt, slibt het intergetijdege-  
bied tot boven GHW op, waardoor het netto plaatareaal weer  
afneemt. De vervorming van het horizontale getij zal hierdoor  
afnemen. Daarnaast creëert deze verkleining van het getij-  
prisma een nieuwe vraag naar sediment om de doorsnede van de  
geulen te verkleinen.

#### - ontwikkeling Westerschelde "1650" - 1968

Uit de reconstructies blijkt dat het kombergend oppervlak  
van de Westerschelde sterk is teruggelopen tussen "1650" en  
1968. Grote oppervlaktes intergetijdegebied zijn tot boven  
gemiddeld hoogwater opgeslibd en vervolgens ingepolderd of  
bedijkt. Daarnaast kregen de hoofdgeulen van het estuarium  
een minder kronkelig verloop en werden zij dieper. Volgens de  
berekeningen ging deze ontwikkeling gepaard met een verlen-  
ging van de vloedperiode en een afname van de maximale vloed-  
snelheden ten opzichte van de ebsnelheden. Daarnaast volgden  
de stroomkenteringen steeds korter op de waterstandskenterin-  
gen.

Deze berekende veranderingen in het getij zijn een gevolg van de afnemende berging op de platen. De faseverschuiving in de stroomkentering die het vullen van de plaatgebieden met zich meebrengt wordt hierdoor kleiner. De vloedperiode wordt echter langer. Door de toename van de gemiddelde diepte van het estuarium neemt de bodemwrijving af waardoor de getijgolf minder versteilt in het bekken en de vloedperiode langer wordt. Daarnaast vraagt de drainage van het sterk verkleinde intergetijdegebied tijdens eb minder tijd. Het horizontale getij is qua periode dus meer symmetrisch geworden (Fig. 34). Er is echter in 1968 een duidelijke vloedpiek in het debiet ontstaan. Deze piek is waarschijnlijk het gevolg van het feit dat de platen vrijwel op hetzelfde moment onderlopen. In 1968 loopt het getij meer dan tweemaal zo snel door de Westerschelde dan in "1650" en ligt het vloedvolume dichterbij het kombergend volume (zie 6.1).

Indien het sedimenttransport van de Noordzee naar de Westerschelde bepaald wordt door de asymmetrie van het horizontale getij, en de hier berekende getijden voor 1800 en "1650" correct zijn, betekent dit dat de opslibbing van de intergetijdegebieden langs de Westerschelde een afname van de zandimport veroorzaakt heeft.

De mechanismen welke de grootschalige ontwikkeling van een getijbekken bepalen (zie boven) zijn hier waarschijnlijk niet van toepassing. Ondanks dat het plaatoppervlak van "1650" tot 1968 sterk afnam, zien we toch een duidelijke vloedpiek ontstaan in de debietskromme (Fig. 34). Dit is het gevolg van het vrijwel synchroon onderlopen van resterende plaatoppervlak. Door de trage getijvoortplanting in "1650" wordt het effect van het onderlopen van de platen sterk verdeeld over de tijd, waardoor er geen duidelijke piek te zien is. De algemene beschouwing zoals die voor getijbekkens gegeven wordt gaat uit van relatief korte bekkens, waarin getijvoortplanting geen grote rol speelt. Dit gaat niet op voor de Westerschelde.

De afname van het kombergend oppervlak in de Westerschelde na ca. 1650 was grotendeels een natuurlijk proces. De intergetijdegebieden slibden hoog op, tot ruim boven het gemiddeld hoogwater, waarna ze met dijken omringd werden. Dat betekent dat het bergend vermogen onder gemiddelde getijomstandigheden van deze gebieden al voor de bedijking tot vrijwel nihil was teruggelopen. Bedijking maakte deze ontwikkeling vrijwel onomkeerbaar (calamiteiten daargelaten). De bedijkingen leidden echter wel tot een grote reductie van het stormbergend vermogen, met een verhoging van de stormstanden als gevolg. Het is natuurlijk wel zo dat de sedimentatie versneld kan zijn door de aanleg van dammen en dijken.



In 1650 bestaat het totale oppervlak van ca.  $700 * 10^6 \text{ m}^2$  van het gerekonstrueerde bekken voor 45.5% uit geulen, voor 41.1% uit platen en voor 13.4% uit kwelders. Zoals eerder opgemerkt is het percentage platen in de hoofdgeul van het estuarium waarschijnlijk te laag weergegeven in de gebruikte kaart uit 1655. In 1800 bestaat van datzelfde totaal oppervlak van  $700 * 10^6 \text{ m}^2$  35.5% uit geulen, 29.1% uit platen en 35.4% uit kwelders en polders.

Het totale oppervlak van het niet-bedijkte bekken in 1800 bedraagt ca.  $510 * 10^6 \text{ m}^2$ . De percentages geulen, platen en kwelders bedragen dan 49.0%, 40.1% en 10.9%. Als je alleen naar dat deel van het bekken kijkt dat niet bedijkt is blijven de percentages geulen en platen ongeveer gelijk in de tijd. Daarmee wordt echter géén indruk van de lange-termijn ontwikkeling van het bekken gekregen.

Ondanks dat het kombergend oppervlak met gemiddeld 44% afnam (Fig. 36), daalde het vloedvolume slechts met 13% (Fig. 37). De verkleining van het vloedvolume door afname van het kombergend oppervlak is grotendeels gecompenseerd door de toename van het verticale getij met gemiddeld 42% (Vlissingen: 11%, Antwerpen: 52%; zie Fig. 38). Dit effect staat bekend als het "kombergingsaxioma van Van Veen". Daarnaast draagt ook de efficiëntere vulling van het kombergend vermogen door versnelling van de getijgolf bij aan een verminderde afname van het vloedvolume, zij het in veel kleinere mate (ca. 13%).

## 7. Conclusies

Uit de uitgevoerde schematisaties en berekeningen kunnen de volgende conclusies getrokken worden:

- De waterbeweging op de Westerschelde is goed weer te geven met behulp van DUFLOW en een zeer eenvoudige schematisatie van de geometrie van het bekken in slechts 12 vakken.

- Als gevolg van de afname van het kombergend oppervlak van 1650 tot 1968 raken, volgens de berekeningen, het horizontale en verticale getij steeds meer in fase en neemt de vloedduur toe met 36 minuten. De vloodsnelheden nemen in verhouding tot de ebsnelheden sterker af.

- Uit de berekeningen blijkt dat het aanzienlijk grotere kombergend oppervlak in "1650" niet resulteert in een fors groter getijdeprisma en ruimere geulen in vergelijking met 1800. Het kleinere getijverschil en de latere getijfasen te Antwerpen zijn vooral een gevolg van het vertragend effect van de vulling van de grote laterale kombergingsgebieden.

- In de periode 1650-1968 komen het horizontaal en verticaal getij steeds meer in fase. Daarnaast neemt de asymmetrie in het horizontale getij af. Indien het zandtransport van de Noordzee naar de Westerschelde bepaald wordt door deze asymmetrie, betekent dit dat de opslibbing van de intergetijdegebieden langs de Westerschelde een afname van de zandimport veroorzaakt heeft.

- Ondanks dat het voor dit onderzoek niet verder van belang is kan toch geconcludeerd worden dat de inhoudsrekening voor de Westerschelde in 1800 door Kleinjan (1933) een te grote waarde oplevert, aangezien de door hem gekozen conversiefactor van LLWS naar GLW te groot is.

## 8. Aanbevelingen

Hieronder volgen een aantal aanbevelingen welke naar aanleiding van de modelberekeningen voor de Westerschelde te geven zijn.

### - invoergegevens

De informatie zoals die door Coen (1988) gegeven wordt, speelt een belangrijke rol bij de beoordeling van de modelresultaten. Nader onderzoek naar de nauwkeurigheid van deze gegevens is daarom wenselijk.

Voor de periode van 1812 tot 1816 zijn er dagstanden van het hoog- en laagwater bij Vlissingen bekend (Van Malde, pers. comm.). Uit deze registratie kan, na bewerking, het gemiddeld getijverschil voor die periode berekend worden. Ondanks dat het gemiddeld zeeniveau hieruit slechts bij benadering vastgesteld kan worden, zullen deze nieuwe gegevens evenwel een aanzienlijke vergroting van de betrouwbaarheid van de berekeningen voor 1800 geven.

Het getij bij Antwerpen wordt voor een belangrijk deel bepaald door het stroomopwaartse deel van de Schelde-rivier. Ter verbetering van de schematisatie van de rivier voor 1800 en "1650", welke nu direkt afgeleid is uit de schematisatie voor 1968, moeten historische morfologische gegevens uit deze periode verzameld worden.

### - verbetering modelresultaten

Bij de berekeningen voor 1800 en 1650 is de uitwisseling met de Oosterschelde via het Sloe en het Kreekrak genegeerd. Daar deze debieten niet onaanzienlijk zijn, is het voor een nauwkeuriger analyse van het getij in 1800 noodzakelijk ze in het model op te nemen. Het is overigens niet duidelijk waar en wanneer deze debieten gemeten zijn. Dit moet dan ook verder uitgezocht worden.

De voor 1800 en "1650" berekende snelheden lijken aan de hoge kant, zelfs voor het matig springtij dat als randvoorwaarde gebruikt is. De voor 1968 berekende snelheden zijn echter normaal. De hoge snelheden zouden samen kunnen hangen met de verkorting van de vloedperiode en het optreden van het maximum ebdebiet bij steeds lagere waterstanden. Het is belangrijk dat uitgezocht wordt waarom de snelheden zo hoog zijn.

De ruwheidswaarden zijn gelijk gehouden, onder aanname dat de bodemsamenstelling en de getijkarakteristiek niet veranderd zijn. Gezien de berekende snelheden is dit misschien niet terecht. Ook dit aspect verdient nader onderzoek.

Bij de berekeningen voor "1650" werd in één keer een bevredigend resultaat voor de fasen en waterstanden bij Antwerpen geboekt. Het zou interessant zijn om alsnog een aantal iteraties uit te voeren om de natte geuldoorsnedes en de debieten in overeenstemming te brengen, zoals oorspronkelijk de bedoeling was, en het resultaat hiervan te vergelijken met de huidige berekeningen voor 1650.

- uitbreiding model

In het huidige model wordt de vertraging van de getijgolf bepaald door het te vullen en legen bergend oppervlak. Echter, het langzaam vullen en legen van plaatgebieden veroorzaakt een waterstandsverschil tussen de aanvoerende geulen en de platen. Dit veroorzaakt een verschuiving van de stroomkenteringen ten opzichte van de waterstandskenteringen. Dit is niet in het model opgenomen. Voor een verdergaande analyse van de getijvervorming is het noodzakelijk om dit effect in het model in te bouwen.

## 9. Literatuurreferenties

- Allersma, E., 1992. Studie inrichting Oostelijk deel Westerschelde; Analyse van het fysische systeem. Rapport Z 368, Waterloopkundig Lab., Delft, 81 pp.
- Berg, J.H. van den, en A.J.F. van der Spek, 1992. Onderzoek Interactie Getij en Hydrografie in Vroegere Zeegatsystemen. Notitie voor projekt Kustgenese, Werkgroep 1, 5 pp.
- Bollebakker, P., 1985. IJking en verificatie van het één-dimensionaal mathematisch model IMPLIC voor het Scheldebekken met bodemligging 1981. Nota WWKZ-85.V006, Rijkswaterstaat, Vlissingen, 16 pp.
- Bollebakker, P., 1992. PC model DUFLOW Westerschelde. Werkdocument GWWS-92.886x, Rijkswaterstaat, Middelburg, 3 pp.
- Brand, K.J.J., 1983. Over het ontstaan en de ontwikkeling van de Hont of Westerschelde. Zeeuws Tijdschrift, 1983/3, 99-110.
- Brand, K.J.J., 1985. Zeeuws-Vlaanderen, een gebied met een lange en rijke bedijkingsgeschiedenis. Waterschapsbelangen, 70: 382-389.
- Bruin, M.P. de, 1959. Vier eeuwen Sloe. Zeeuws Tijdschrift, 9: 135-144.
- Coen, I., 1988. Ontstaan en ontwikkeling van de Westerschelde. Water, 43, 156-162.
- Dekker, L. en G.P. Bollebakker, 1981. Getijberekeningen in verband met het onderzoek naar de verdieping van de Westerschelde. Deel Ia: matig springtij. Nota WWKZ-81.V008, Rijkswaterstaat, Vlissingen, 31 pp.
- Dongeren, A. van, 1992. A model of the morphological behaviour and stability of channels and flats in tidal basins. Rapport H824.55, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 65 pp.
- Donkersloot-de Vrij, M., 1981. Topografische kaarten van Nederland vóór 1750. Handgetekende en gedrukte kaarten, aanwezig in de Nederlandse rijksarchieven. Wolters Noordhof/Bouma's Boekhuis, Groningen, 223 pp.

- Donkersloot-de Vrij, Y.M., 1975. De heruitgave van een 17de eeuwse wandkaart: de Roman-Visscherkaart van Zeeland. *Kartografisch Tijdschrift*, 1 (3): 21-24.
- Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Neth. J. Sea Res.*, 20: 117-131.
- Eysink, W.D., 1991. Simple morphologic relationships for estuaries and tidal channels; handy tools for engineering. *Proceedings COPEDEC III, Mombassa*, pp. 1003-1014.
- Franken, A.F., 1987. Rekonstruktie van het paleo-getijdklimaat in de Noordzee. Rapport X-0029-00, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 74 pp.
- Friedrichs, C.T., D.G. Aubrey en P.E. Speer, 1990. Impacts of relative sea-level rise on evolution of shallow estuaries. In: R.T. Cheng (red.), *Residual Currents and Long-Term Transport. Coastal and Estuarine Studies*, 38, pp. 105-122. Springer-Verlag, New York.
- Grooten, J., 1973. Visscher-Romankaart. Inleiding bij de heruitgave van de Visscher-Romankaart van Zeeland, pp. 1-5. Canaletto, Alphen aan de Rijn.
- Ham, W.A. van, 1975. Schelde en Rijn verbonden. Catalogus van tentoonstelling ter gelegenheid van de ingebruikname van de Schelde-Rijn verbinding, Bergen op Zoom, 25 pp.
- Hengst, P., 1980. Inhoudsberekening Scheldebekken traject. Vlissingen - Antwerpen, opneming 1968-1969. Nota WWKZ-79.V018, Rijkswaterstaat, Vlissingen, 11 pp.
- Kleinjan, J.L., 1933. Beschouwingen en berekeningen over de ontwikkeling van de Wester-Schelde en haar mondingsgebied sedert 1800, op grond van de beschikbare hydrografische kaarten. Rijkswaterstaat, 's Gravenhage, 104 pp.
- Koeman, C., 1983. Geschiedenis van de kartografie in Nederland. Zes eeuwen land- en zeekaarten en stadsplattegronden. Canaletto, Alphen aan de Rijn, 275 pp.
- Kreeke, J. van de, en Jac. Haring, 1979. Equilibrium flow areas in the Rhine-Meuse delta. *Coastal Engineering*, 3: 97-111.

- Langendoen, E.J., 1987. Onderzoek naar de vergroting van het getijverschil te Vlissingen. Rapport 5-87, Tech. Univ. Delft, Fac. Civiele Techniek, 116 pp.
- Ligtendag, W.A., 1990. Van IJzer tot Jade. Een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust in de jaren 1600 en 1750. Rijkswaterstaat, Den Haag, 40 pp.
- Malde, J. van, 1992. Relative rise of mean sea-levels in the Netherlands in recent times. In: M.J. Tooley en S. Jelgersma (red.), Impacts of Sea-level Rise on European Coastal Lowlands. The Institute of British Geographers, Special Publications Series, 27, pp. 36-55. Blackwell, Oxford.
- Plassche, O. van den, en Th.B. Roep, 1989. Sea-level changes in the Netherlands during the last 6500 years: basal peat versus coastal barrier data. In: D.B. Scott, P.A. Pirazzoli en C.A. Honig (red.), Late quaternary sea-level correlation and applications; Nato ASI Series, C: Math. and Phys. Sc., 256: 41-56.
- Pugh, D.T., 1987. Tides, surges and mean sea-level. Wiley, Chichester, 472 pp.
- Ronde, J.G. de, 1983. Changes in relative mean sea-level and of mean tidal amplitude along the Dutch coast. In: A.R. Ritsema en A. Gürpınar (red.), Seismicity and Seismic Risk in the Offshore North Sea Area. pp. 131-141. Reidel, Dordrecht.
- Ronde, J.G. de, en J.A. Vogel, 1988. Kustverdediging na 1990. Technisch rapport 6; Zeespiegelrijzing, Hydro Meteo scenario's. Nota GWAO-88.015, Rijkswaterstaat, Den Haag, 58 pp.
- Rijkswaterstaat, 1971. Beschrijving van de provincie Zeeland behorende bij de Waterstaatskaart. Staatsuitgeverij, 's Gravenhage, 139 pp.
- Spaans, W., N. Booij, N. Praagman, R. Noorman en J. Lander, 1989. DUFLOW, a micro-computer package for the simulation of one-dimensional unsteady flow in open channel systems. SAMWAT, Delft, 92 pp.
- Speer, P.E. en D.G. Aubrey, 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part II: theory. Estuar. coast. Shelf Sci., 21: 207-224.

- Veen, J. van, 1945. Bestaat er een geologische bodemdaling te Amsterdam sedert 1700? Tijdschr. K. Ned. Aardr. Gen., 62: 2-36.
- Vlam, A.W., 1940. Bijdrage tot de kennis van de veranderingen in den mond van de Westerschelde van het begin der 16e eeuw tot omstreeks 1800. 's Gravenhage, 10 pp.
- Vos, P.C. en R.M. van Heeringen, in voorbereiding. The impact of environmental changes on the occupation history in the south-western coastal area of The Netherlands (province of Zeeland).
- Wilderom, M.H., 1968. Tussen Afsluitdammen en Deltadijken, dl. 3, Midden Zeeland (Walcheren en Zuid-Beveland). Vlissingen, 447 pp.
- Wilderom, M.H., 1973. Tussen Afsluitdammen en Deltadijken, dl. 4, Zeeuwsch Vlaanderen. Vlissingen, 567 pp.
- Zagwijn, W.H., 1986. Nederland in het Holoceen. Geologie van Nederland, dl 1. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 46 pp.



## APPENDICES

Appendix 1; overige literatuur historische geografie  
Zeeland, niet in tekst geciteerd, maar wel  
gebruikt bij kaartreconstructie voor "1650".

Beekman, A.A., 1948. De wateren van Nederland, aard-  
rijkskundig en geschiedkundig beschreven. Nijhoff, 's  
Gravenhage, 283 pp.

Brand, K.J.J., 1978. Over het ontstaan van het oost Zeeuws-  
Vlaamse polderland. Zeeuws Tijdschrift, 1978/6: 208-229.

Brand, K.J.J., 1983. Over het ontstaan en de ontwikkeling van  
de Hont of Westerschelde. Zeeuws Tijdschrift, 1983/3: 99-  
110.

Brand, K.J.J., 1990. Vier generaties kaartreconstructies  
Zeeuwsch-Vlaanderen. In: A.C. Meijer, L.R. Priester en H.  
Uil (red.), Gids voor Historisch Onderzoek in Zeeland,  
Schiphouwer en Brinkman, Amsterdam, pp. 75-86.

Bruin, M.P. de, 1951/1952. Van stellen en stellenaars. Zeeuws  
Tijdschrift, 1951/1952, 2: 143-147.

Bruin, M.P. de, 1956. Oostelijk Zeeuwsch-Vlaanderen van de  
16e eeuw tot de vrede van Munster. Zeeuws Tijdschrift, 6:  
89-97.

Vlam, A.W., 1946. Bijdragen tot de geschiedenis van de  
Schelde. Archief vroegere en latere mededelingen  
uitgegeven door het Zeeuwsch Genootschap der  
Wetenschappen, pp. 32-50.

Appendix 2; overzicht van gebruikte kaarten.

- topografische kaart van Nederland, schaal 1:50.000; bladen 48, Middelburg, 49, Bergen op Zoom, 54, Terneuzen, en 55, Hulst.
- topografische kaart van België, schaal 150.000; bladen 7, Kapellen, en 15, Antwerpen.
- "Topographische en Militaire Kaart van het Koninkrijk der Nederlanden vervaardigd door de Officieren van den Generalen Staf en gegraveerd op het Topografisch Bureau van het Ministerie van Oorlog op de Schaal 1:50 000", 1850-1864, bladen 48 (Middelburg), 49 (Bergen op Zoom), 54 (Neuzen) en 55 (Hulst).
- "Choro-Topographische Kaart der Noordelijke Provinciën van het Koninkrijk der Nederlanden, uitgevoerd aan het Topographisch Bureau van dezen Staat, volgens het ontwerp, de Geodetische en Astronomische waarnemingen van den Luitenant Generaal Baron Krayenhoff,...", 1823, schaal 1:115.200, blad Zeeland.
- "Carte réduite des côtes des Pays-Bas (depuis Ostende jusqu'à Hellevoetsluis)", door C.F. Beutemps-Beaupré, uitgegeven 1817.
- "Peilingen en opnemingen der vaarwaters en situatiën tusschen Zuid-Beveland en de vaste wal van Bergen op Zoom tot Zandvliet in Brabant, door Lt. Coll. en Inspecteur der Zeehavens en Zeegaten J. Blanken Janszn. Behorende bij het generaal Rapport gedateerd den 20 augustus 1804. (kaart gecopieerd in Wilderom, 1968).
- "Reconnaissance du cours du Honte ou Wester-Schelde (Escaut Oriental) depuis Antwerpen (Anvers) jusqu'à l'Embouchure", door C.F. Beutemps-Beaupré opgenomen in 1799 en 1800.
- "Zelandiae Comitatus Novissima Tabula", door Zacharias Roman, uitgegeven door Nicolaas Jansz. Visscher te Amsterdam, 1655.
- "Pas-caert vande ghelegetheyt vande Schans te Santvliet..", uitgegeven door C.J. Visscher te Amsterdam in 1627.

**FIGURE**

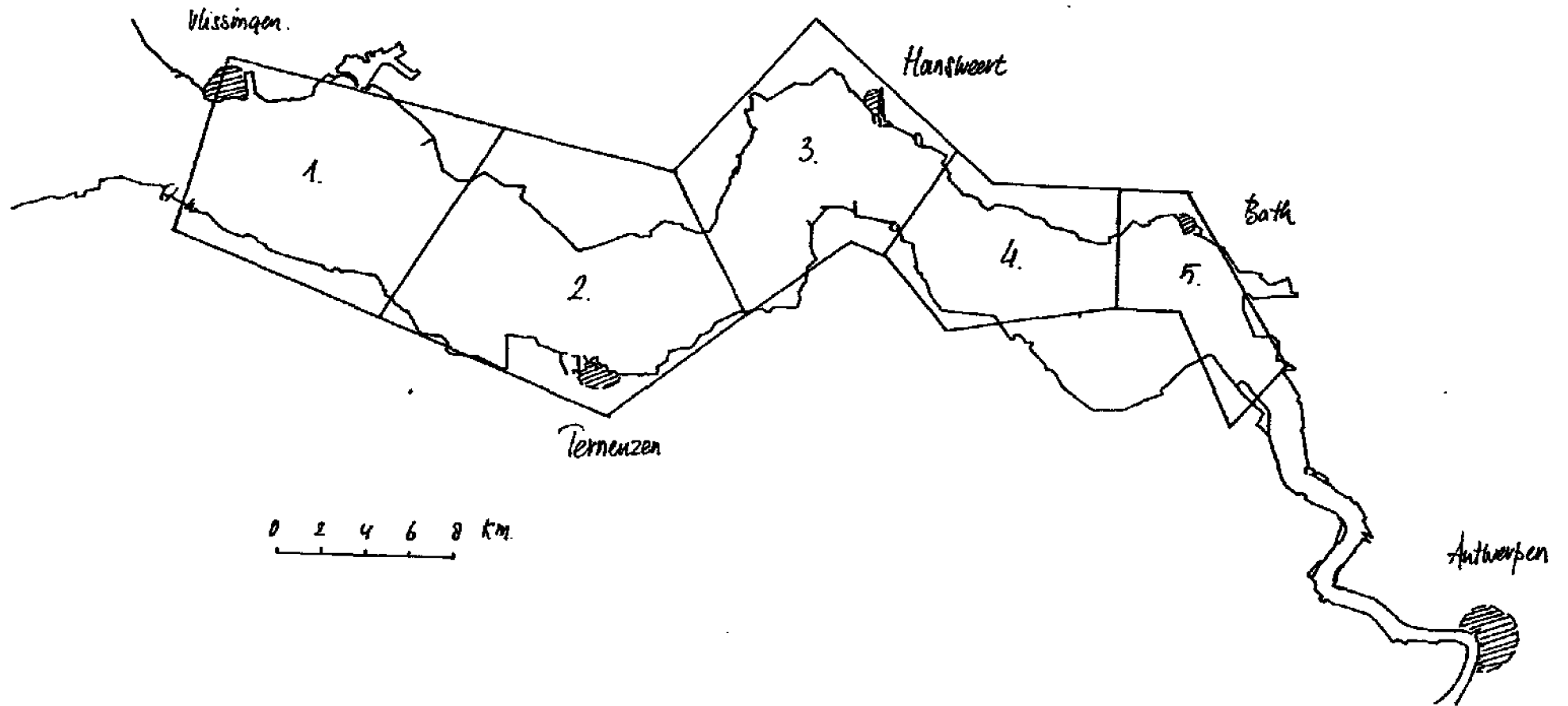


Fig. 1: Onderverdeling van de Westerschelde in 5 vakken volgens Kleinjan (1993).

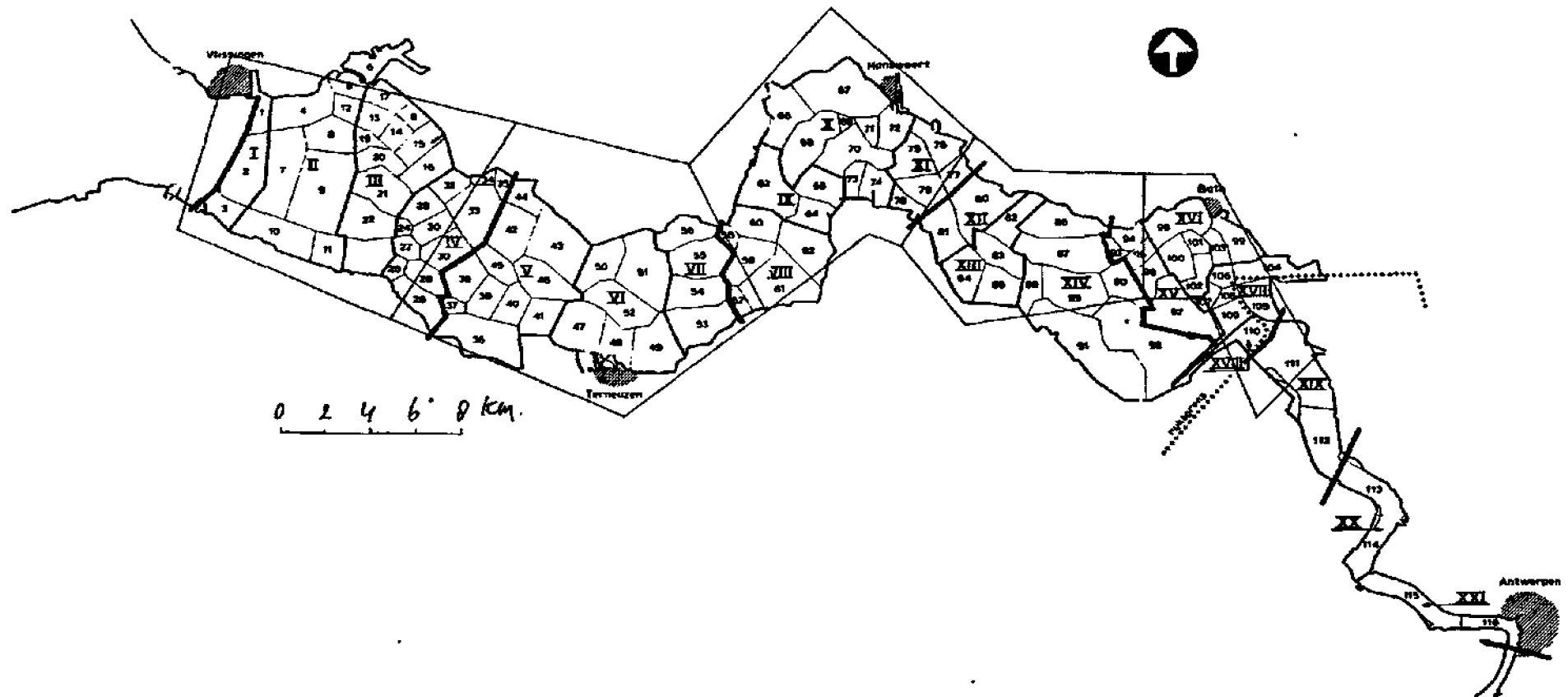


Fig. 2: Vergelijking van de segmenten van Hengst (1980), met latijnse nummers, met de vakindeling van het "eenvoudig model" voor 1968.

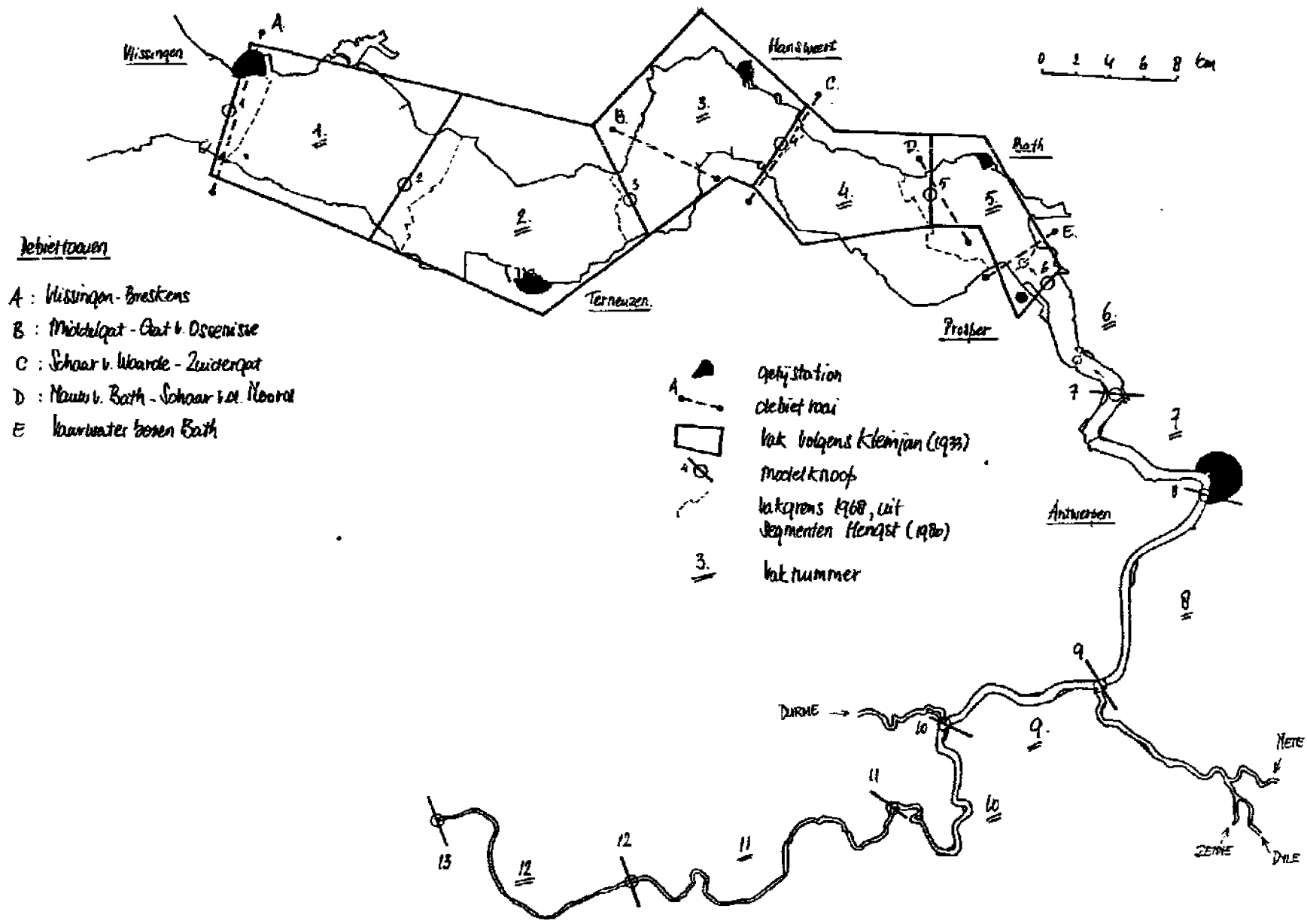


Fig. 3: Overzicht van getijstations, debietraaien, modelknopen en vakken voor het "eenvoudig model" 1968.

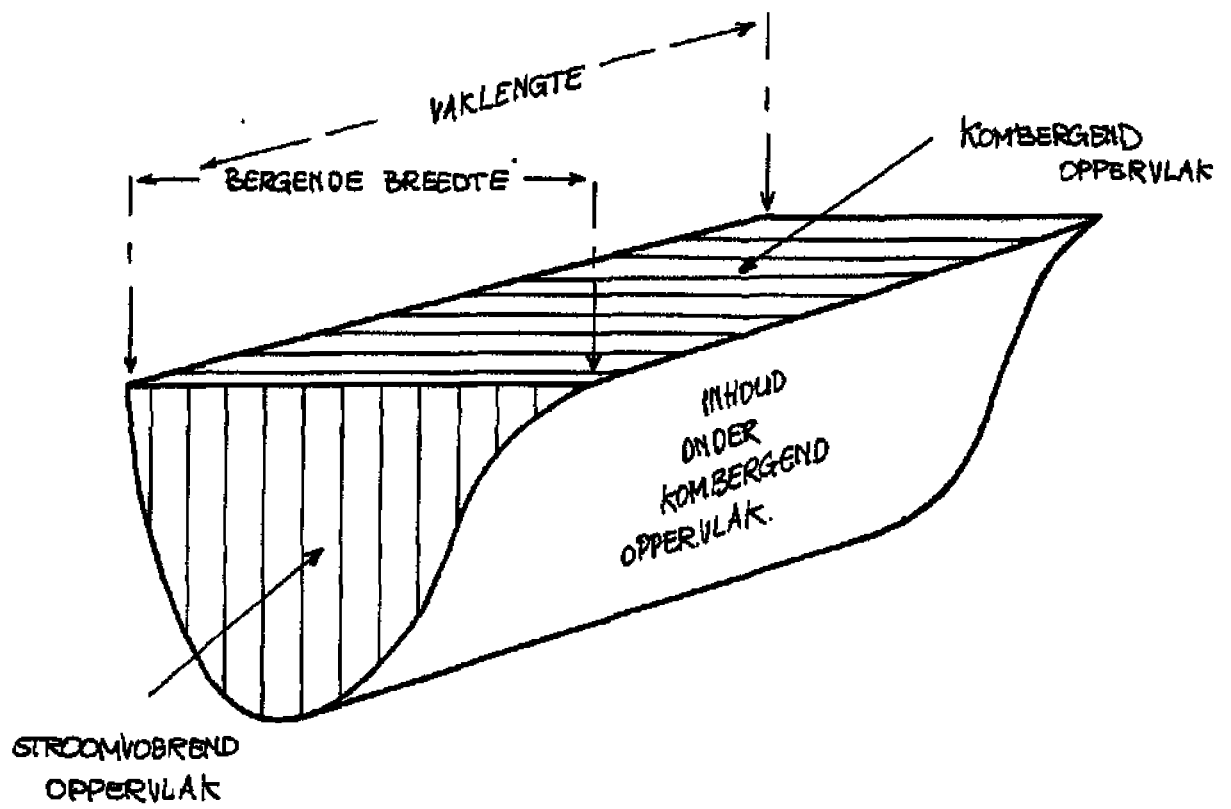
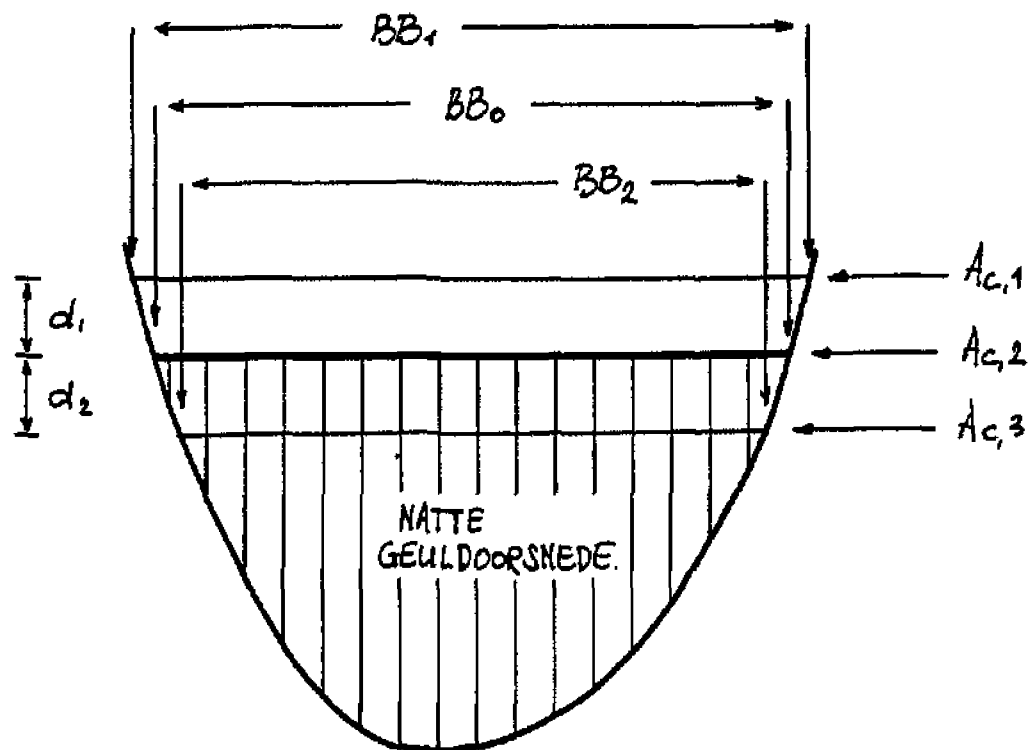


Fig. 4: Definitie van de morfologische parameters.





$$A_{c,1} = A_{c,0} + d_1 \times \left( \frac{BB_0 + BB_1}{2} \right)$$

$$A_{c,2} = A_{c,0} - d_2 \times \left( \frac{BB_0 + BB_1}{2} \right)$$

Fig. 5: Berekening van waarden voor  $A_{c,pm}$  uit de bergende breedtes.

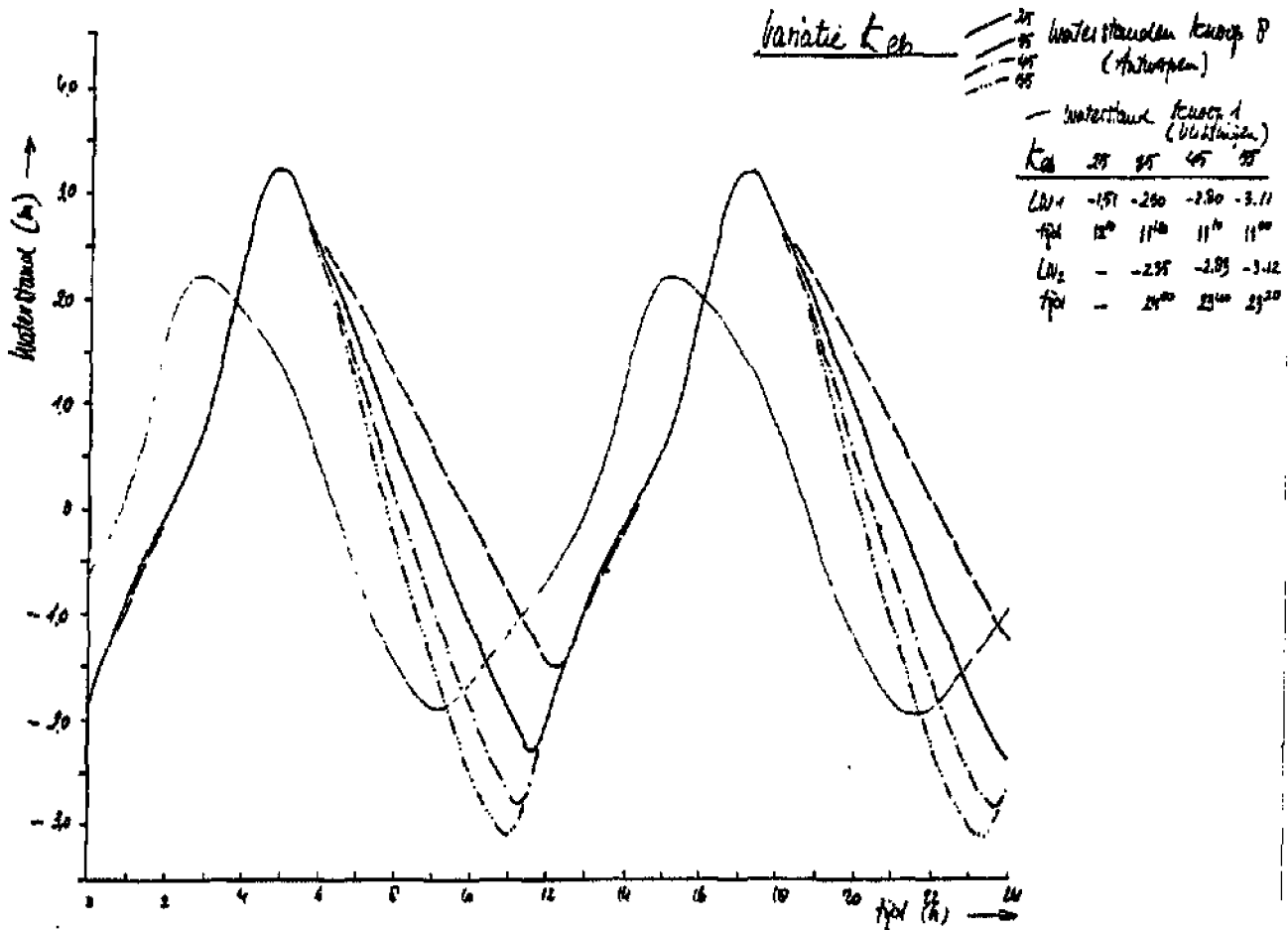
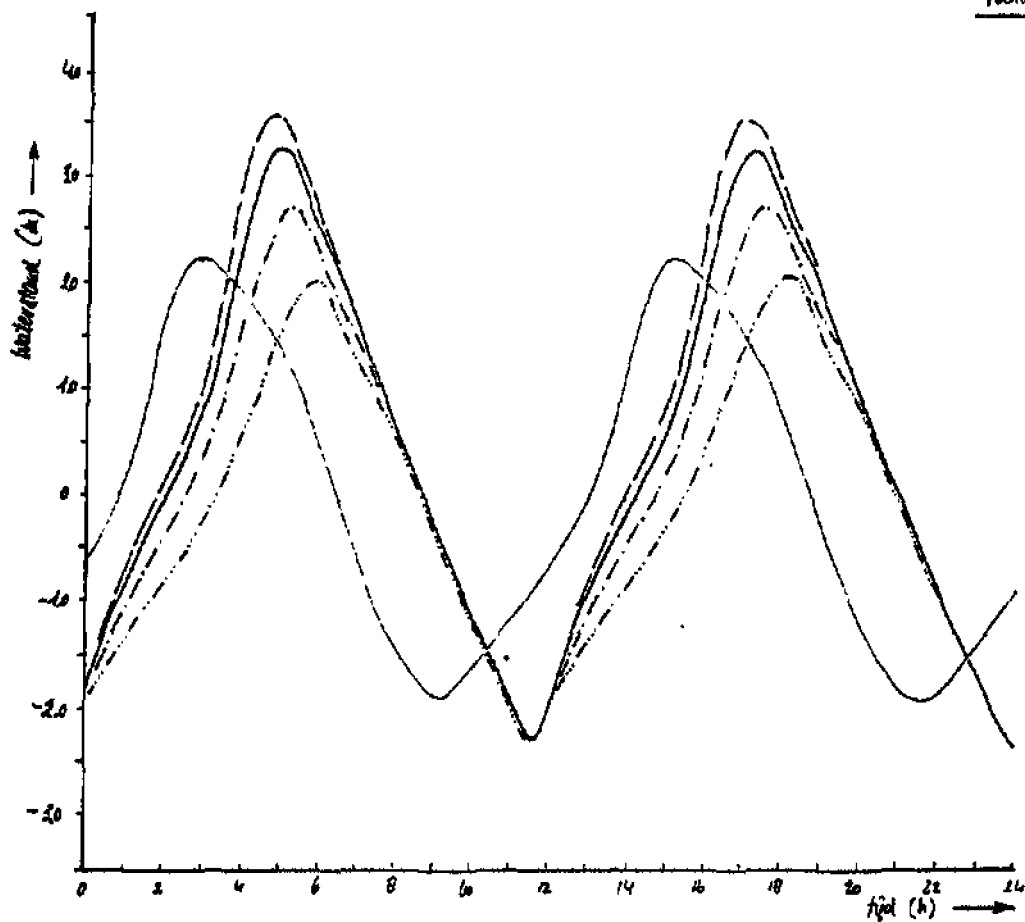


Fig. 6: Het effect van variatie van de ruwheidsfactor  $k$ , voor zowel eb als vloed, op de getijkromme te Antwerpen. Een grotere  $k$  geeft een kleinere ruwheid, met als gevolg meer extreme waterstanden.

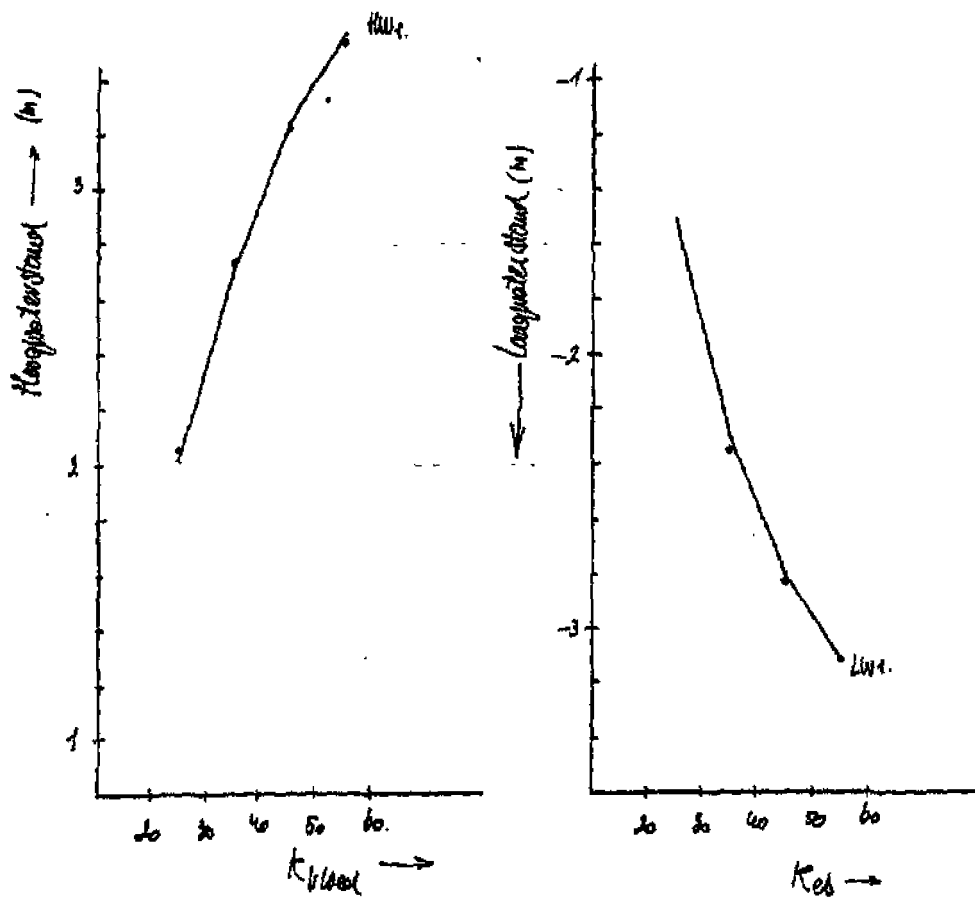


Fig. 7: Variatie van de hoog- en laagwaterstanden met respectievelijk  $K_{vloed}$  en  $K_{eb}$ .

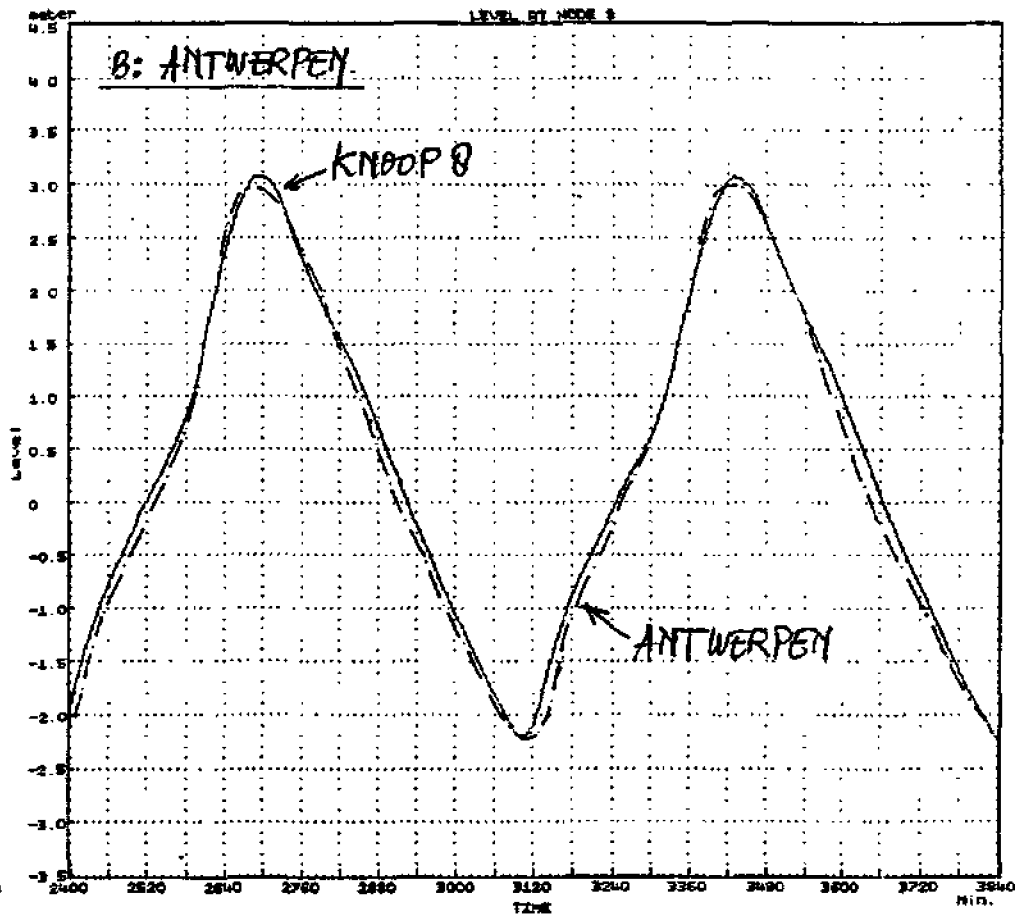
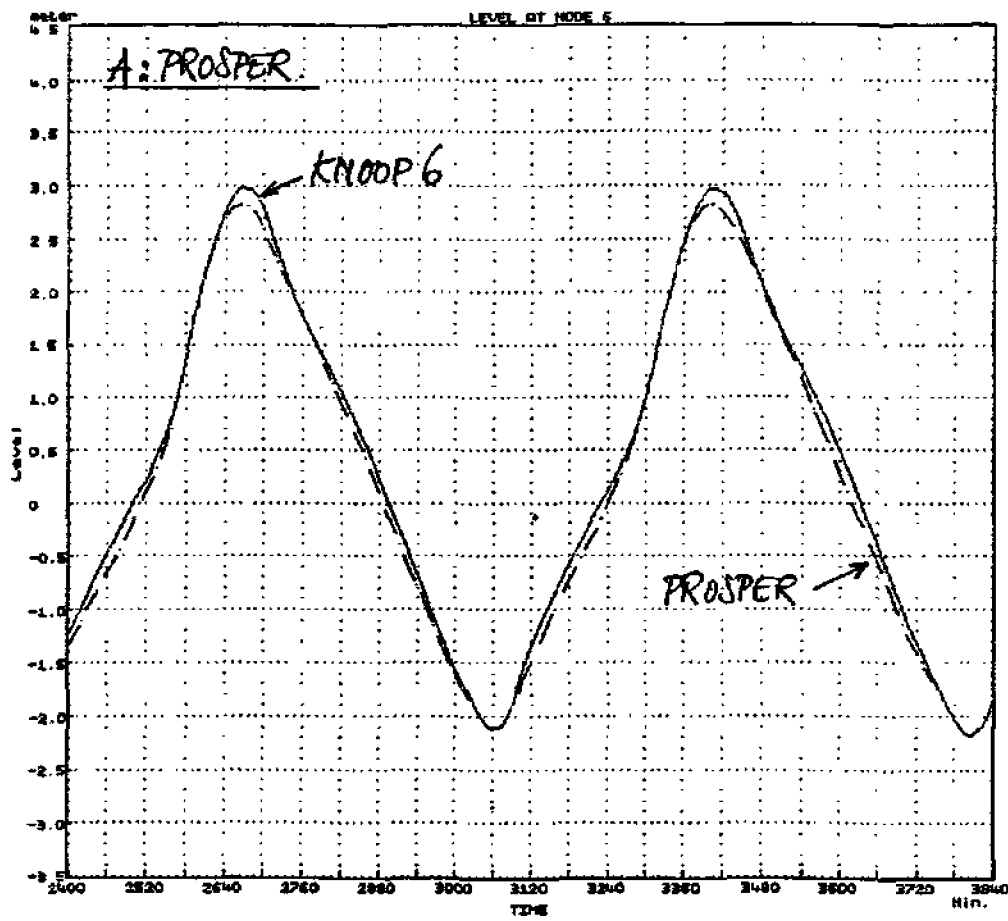


Fig. 8: Vergelijking tussen de voor 1968 berekende getijkrommen voor de knopen 6 en 8 met de gemeten waterstanden te Prosper en Antwerpen.

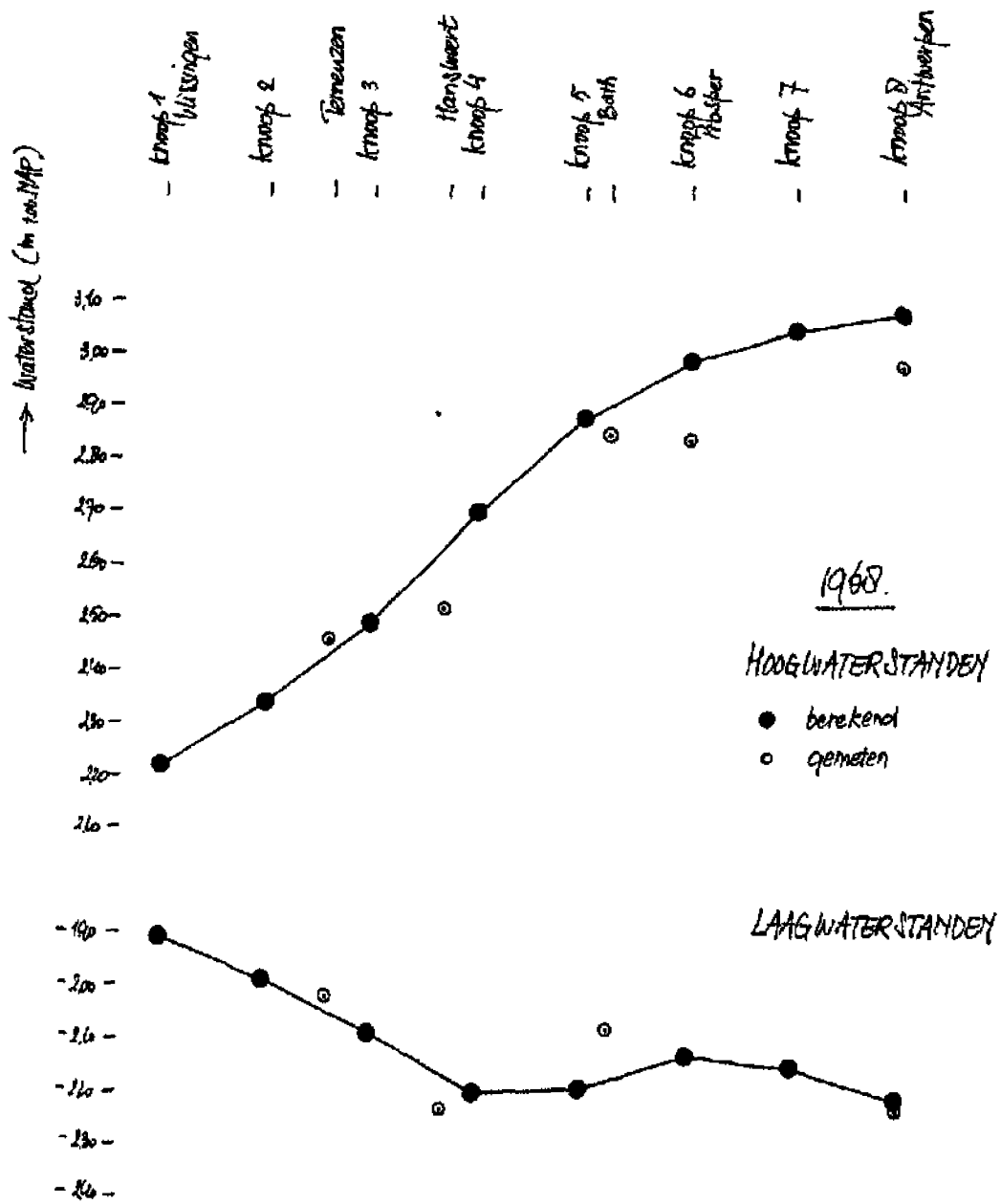


Fig. 9: Vergelijking van de berekende en de gemeten hoog- en laagwaters langs de Westerschelde voor 1968.

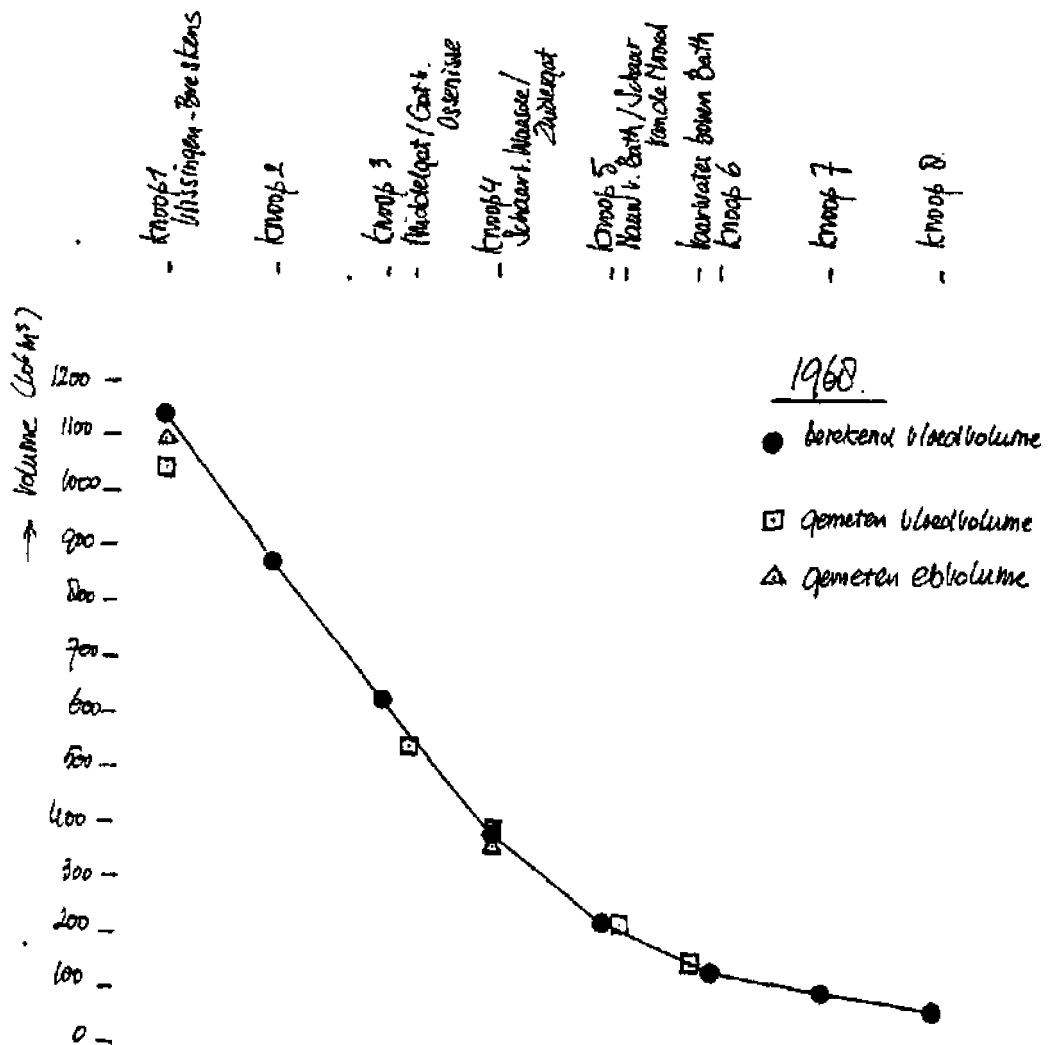
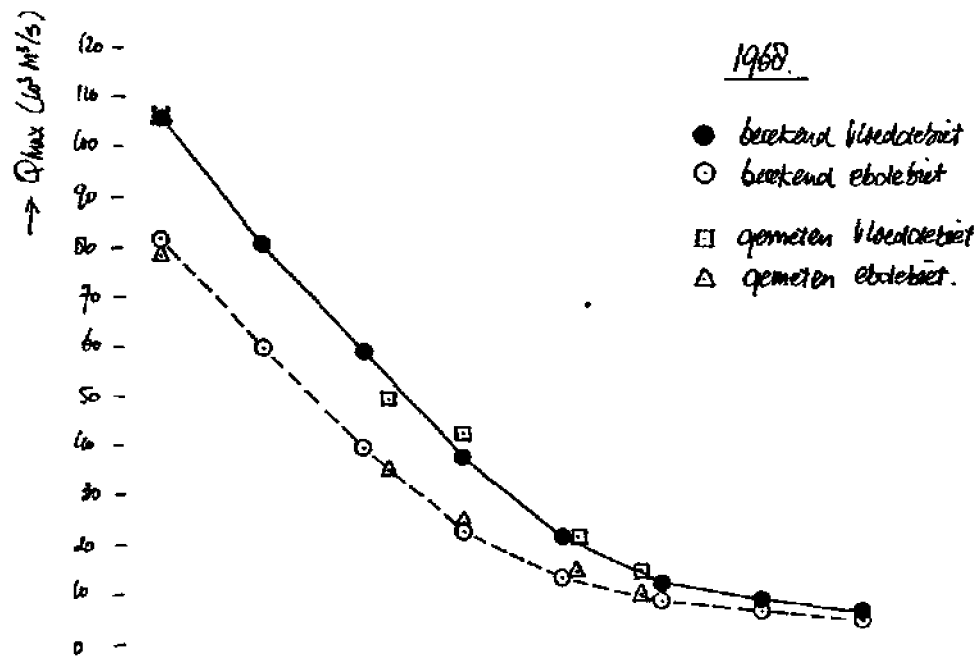


Fig. 10: Vergelijking van de voor 1968 berekende en de gemeten vloedvolumes in de Westerschelde. De berekende waarden voor de ebvolumes vallen vrijwel samen met die voor de vloedvolumes.

A.



knop 1 Vlissingen - Breskens  
 knop 2  
 knop 3 Middelkoop / Gant 1. Osseme  
 knop 4 Schaar 1. Aloude / Zuideroep  
 knop 5 Nieuw 6. Buth / Schaar Kende Nieuw  
 knop 6 Kustwater boven Buth  
 knop 7  
 knop 8

B.

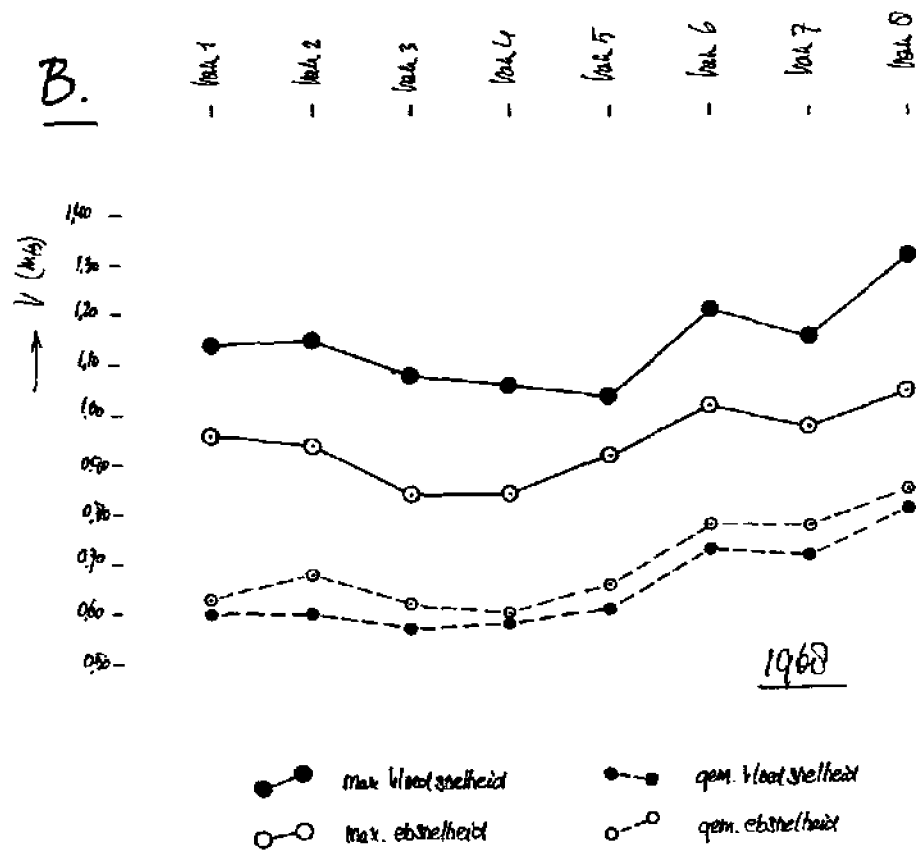


Fig. 11: De voor 1968 berekende en gemeten eb- en vloeddebieten (A) en de berekende maximale en gemiddelde snelheden (B) in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen.

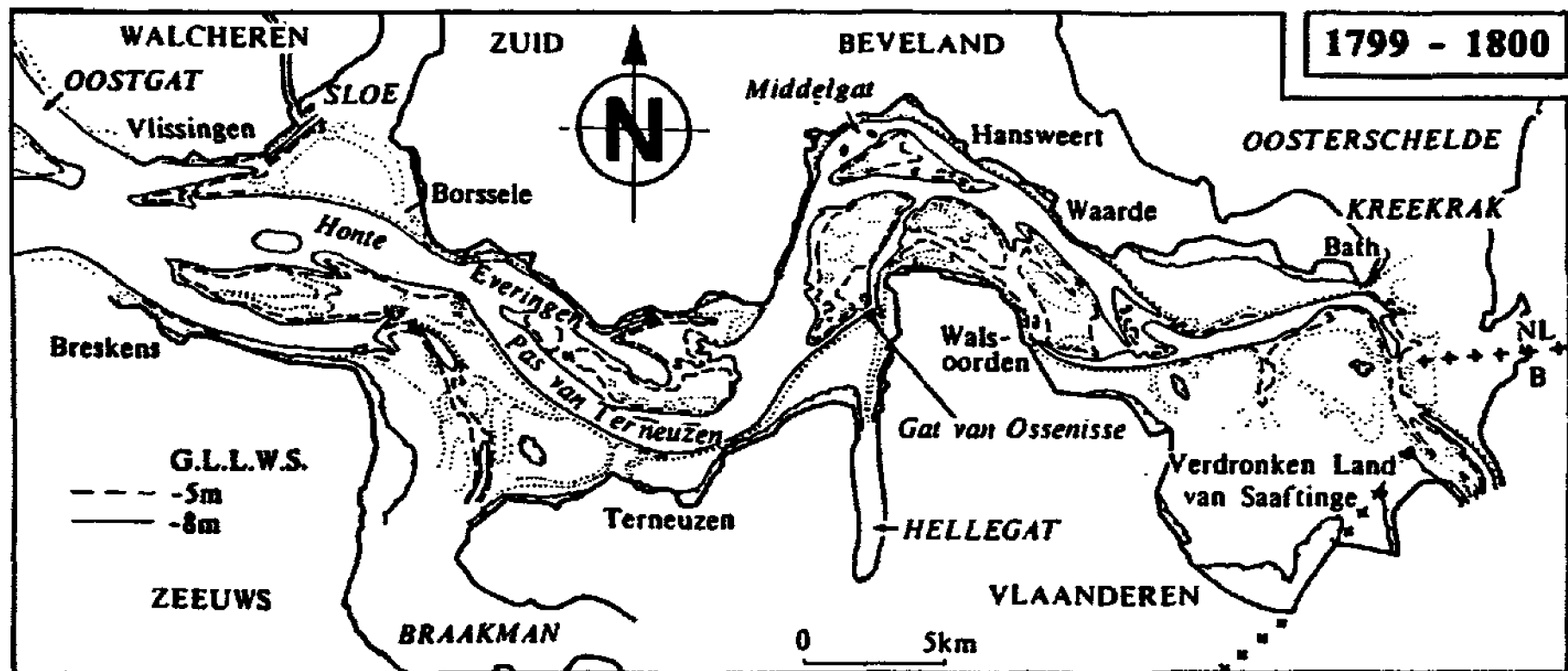
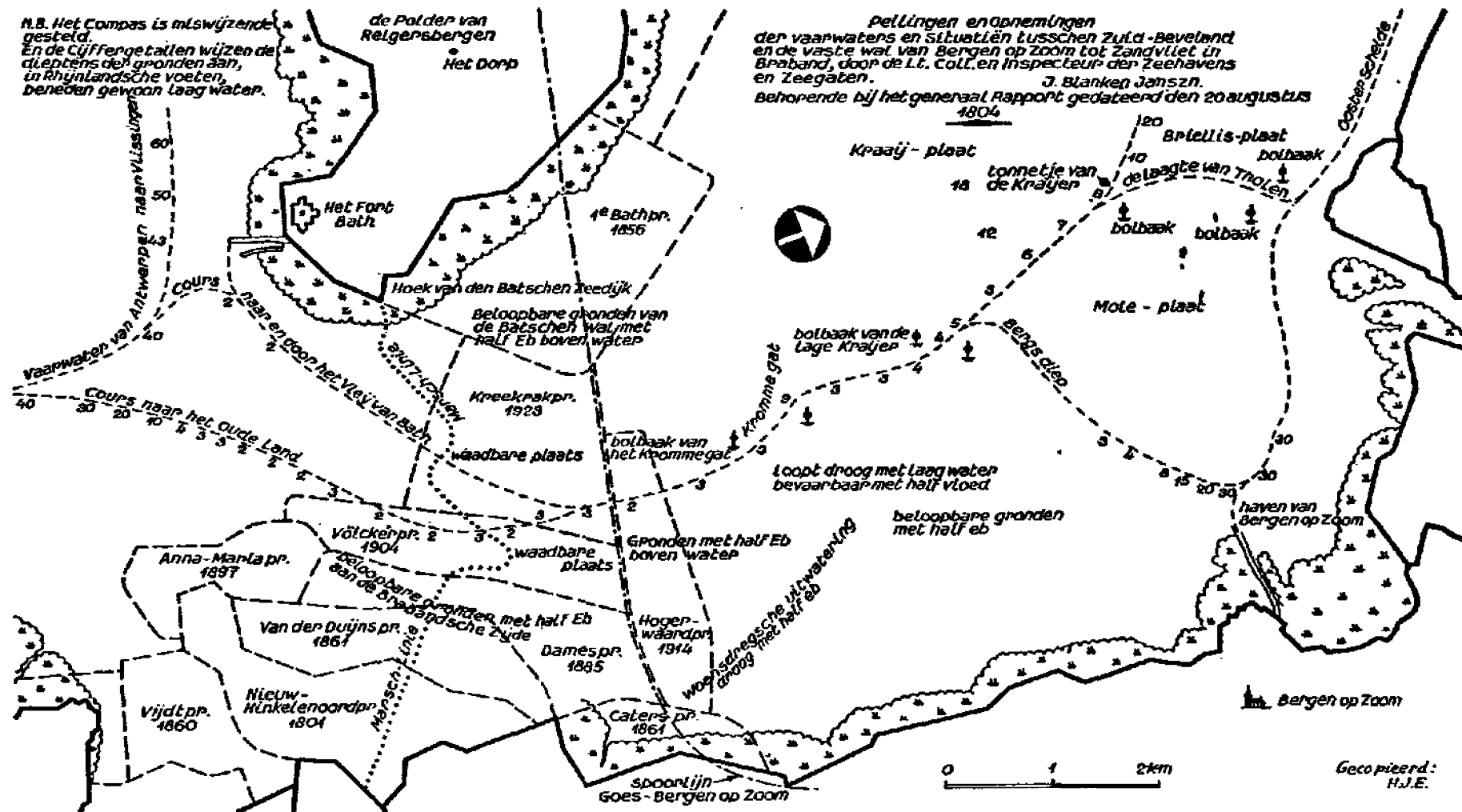


Fig. 12: De Westerschelde in 1799-1800. Sterke vereenvoudiging van de kaart van Beutemps-Beaupré. (Bron: Coen, 1988.)





Copie van een kaart van J. Blanken Jansz. met pellingen en opmetingen van het Kreekrak en omgeving in 1804. De plaats waar in 1309 de Hollandse generaal Cort Heyligers met zijn troepen het Kreekrak te voet is overgestoken is met ..... aangegeven („marsch-linie“). De na 1809 bedijkte polders zijn met een streeplijn aangeduid.  
 No. 1203 Ned. Kaarten R. Arch. Den Haag.

Fig. 13: Kaart van het Kreekrak uit 1804, met diepte gegevens in Rijnlandse voeten (1 Rijnlandse voet = 0,314 m). (Bron: Van Wilderom, 1968.)

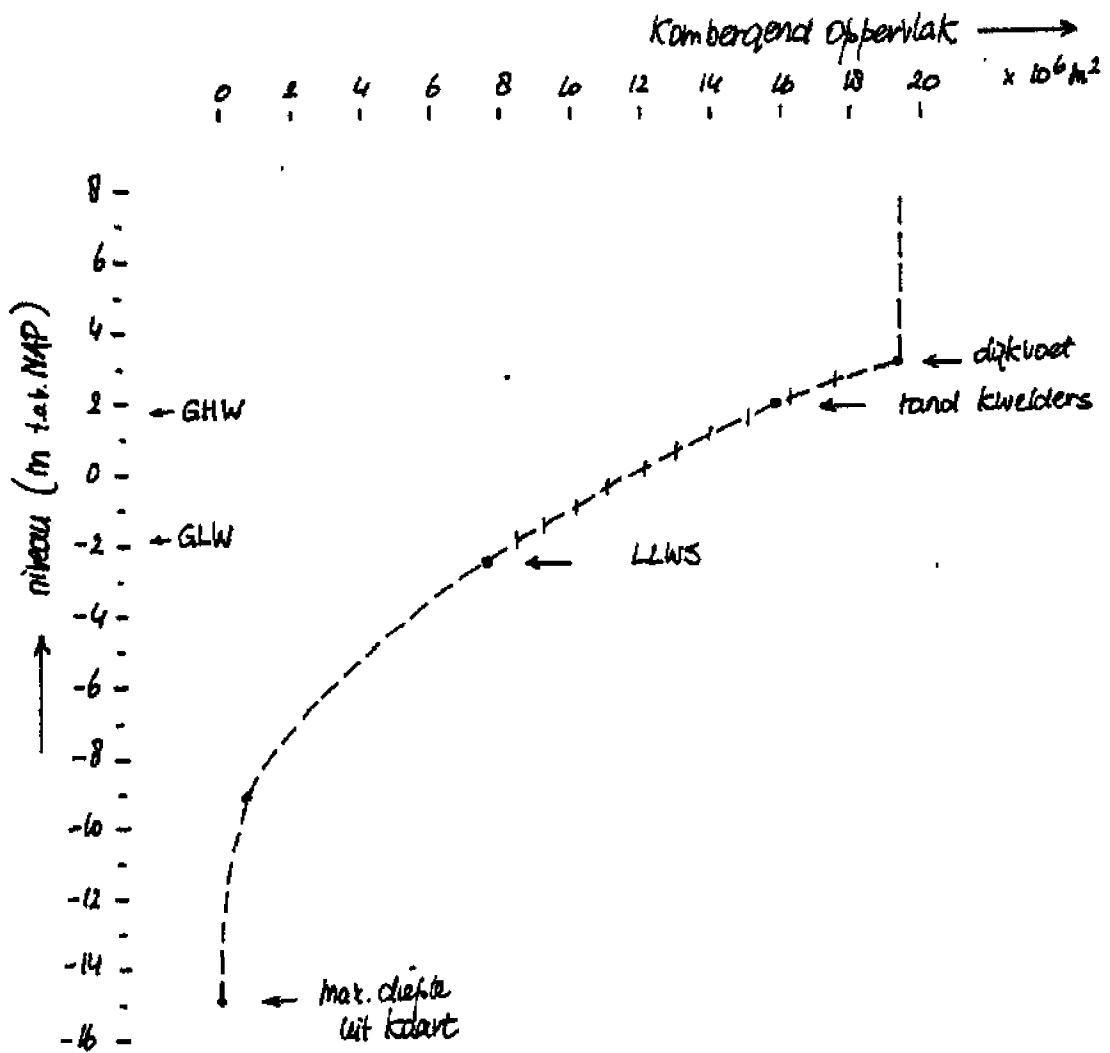


Fig. 14: Uit kaartoppervlakten afgeleide kongeringsgrafiek voor het Sloe in 1800.

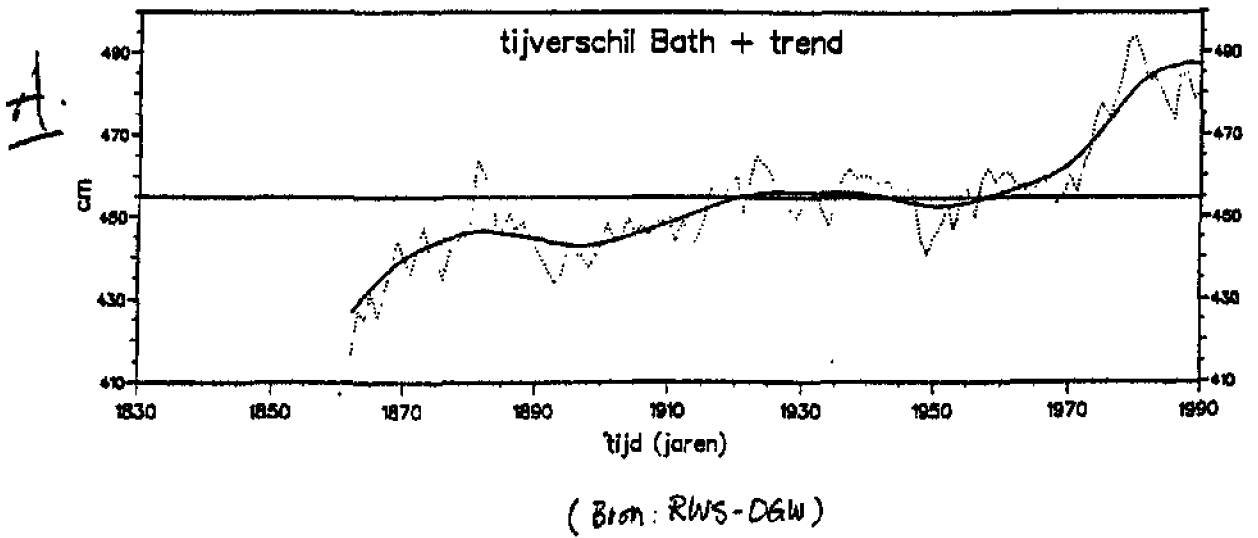
Hoogwater



Laagwater



Fig. 15: Het verloop van de hoog- en laagwaterstanden te Vlissingen en Westkapelle aan de hand van 10-jarige gemiddelden.



VLISSINGEN TIJVERSCHIL 1860-1990 BER. OVER 1900-1984

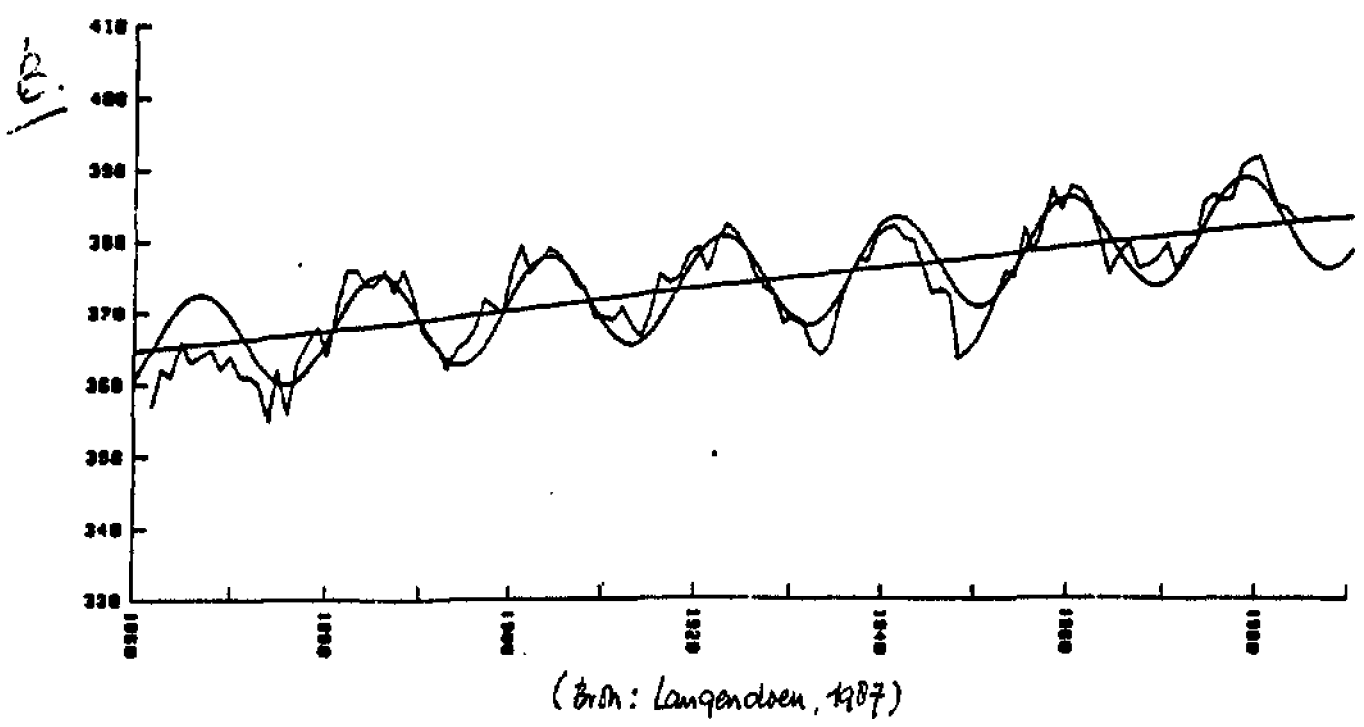


Fig. 16: Het verloop van het getijverschil te Bath (A) en Vlissingen (B) sinds 1862.

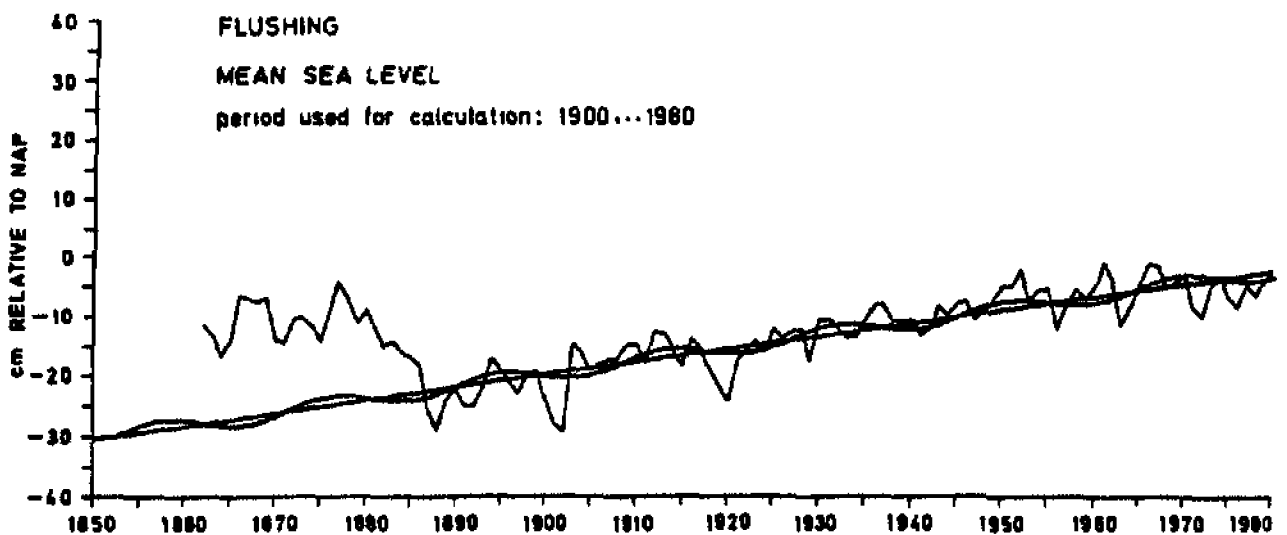


Fig. 17: De verandering van het gemiddelde zeeniveau te Vlissingen over de periode 1862-1980. De relatief hoge waarden uit de periode 1862-1890 kunnen tot nu toe niet verklaard worden (V. Malde, pers. comm.). (Bron: De Ronde, 1983.)

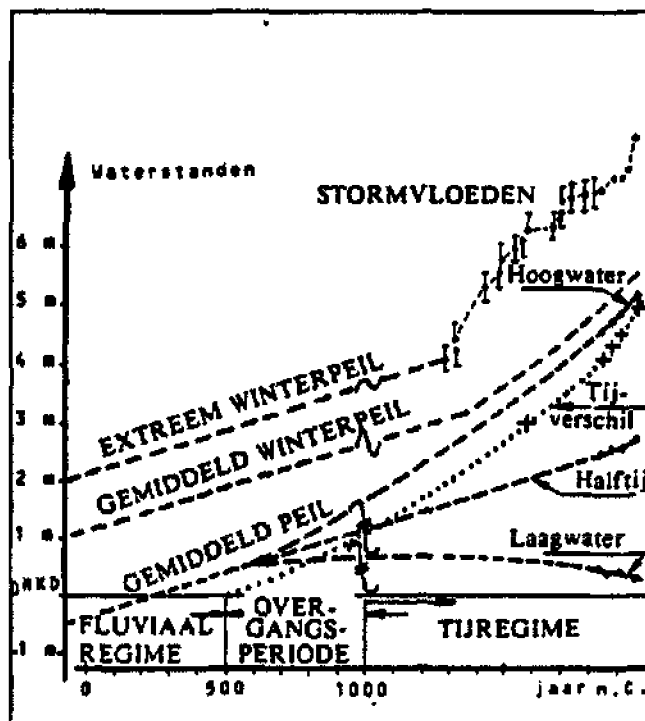


Fig. 18: Reconstructie van de waterstanden te Antwerpen. (Bron: Coen, 1988.)

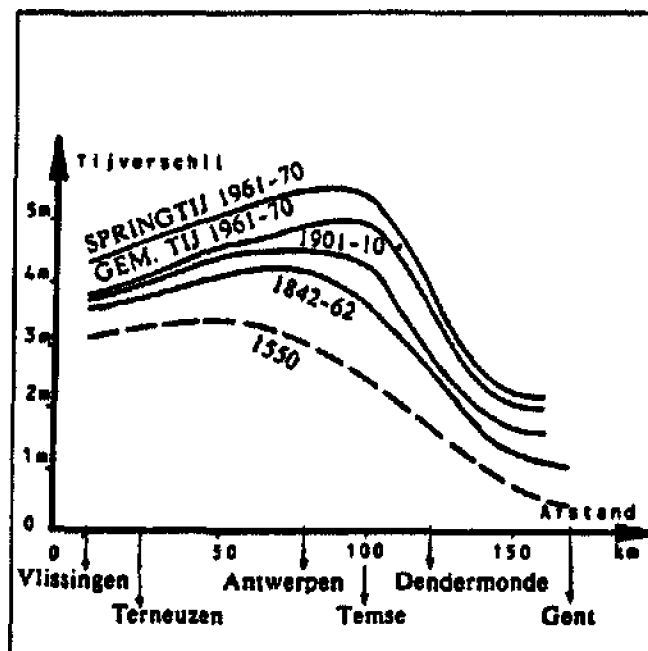


Fig. 19: Reconstructie van het verloop van het getijverschil langs de Westerschelde sinds 1550. (Bron: Coen, 1988.)

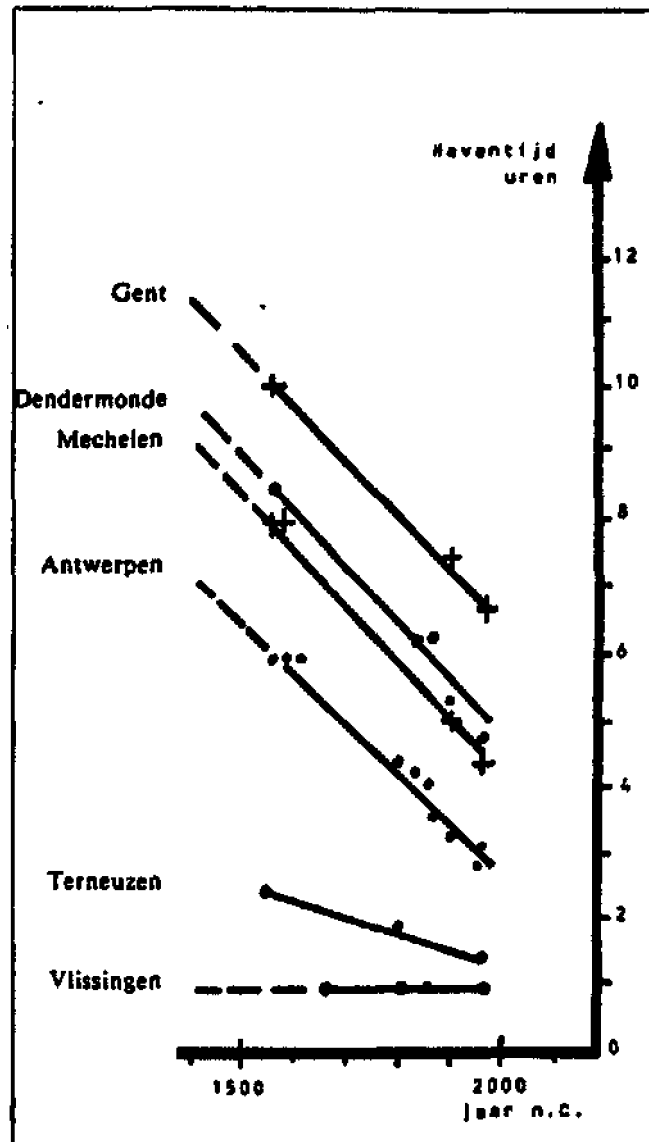


Fig. 20: De verschillen in havengetallen tussen Vlissingen, Terneuzen en Antwerpen sinds ca. 1500. (Bron: Coen, 1988.)



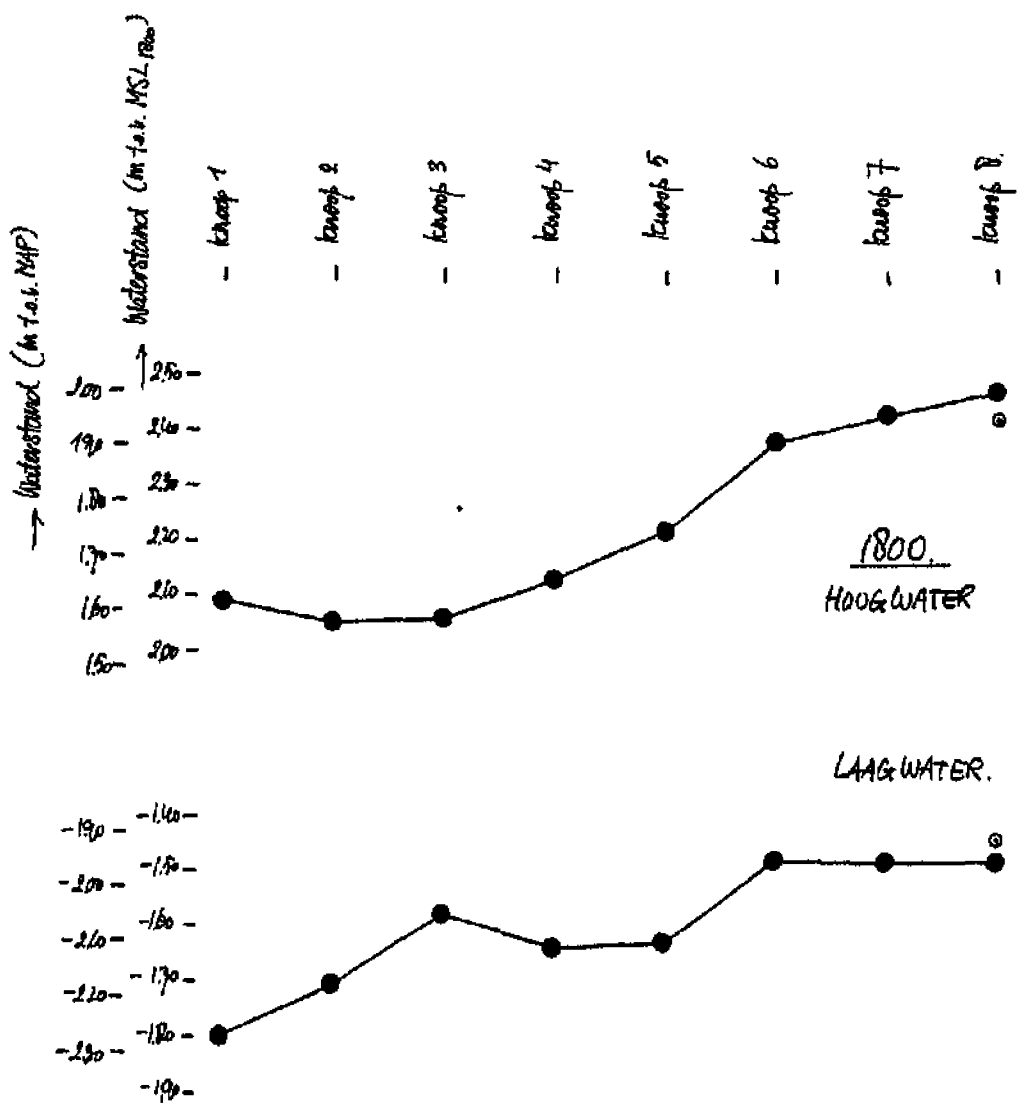


Fig. 21: Het berekende verloop van de waterstanden in de Westerschelde tot aan Antwerpen in 1800.

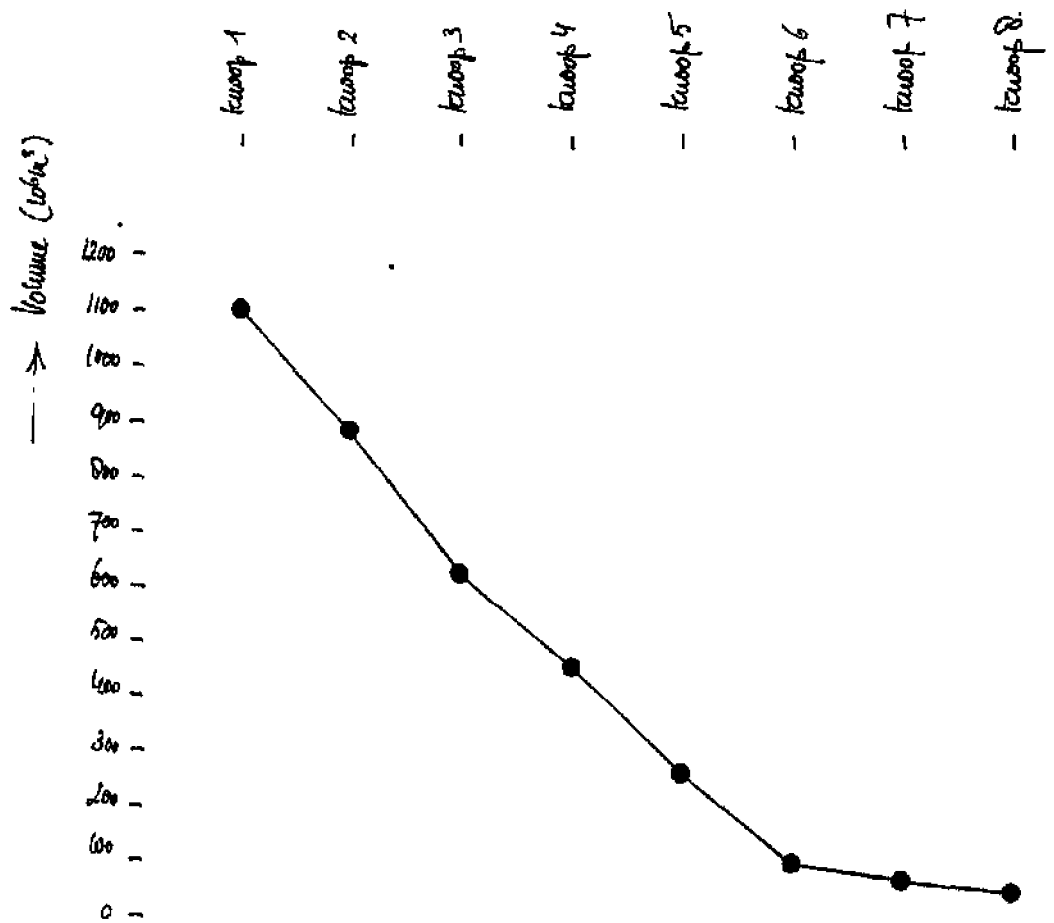


Fig. 22: De voor 1800 berekende vloedvolumes in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen. De berekende ebvolumes vallen hier vrijwel mee samen.

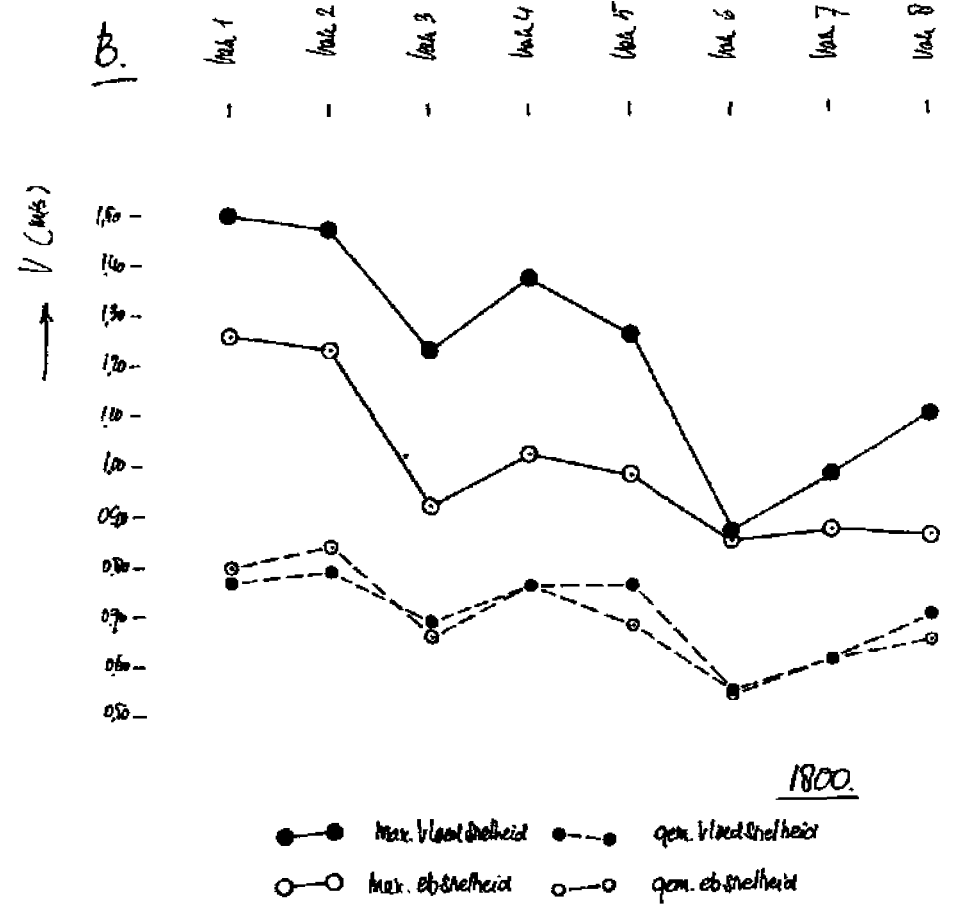
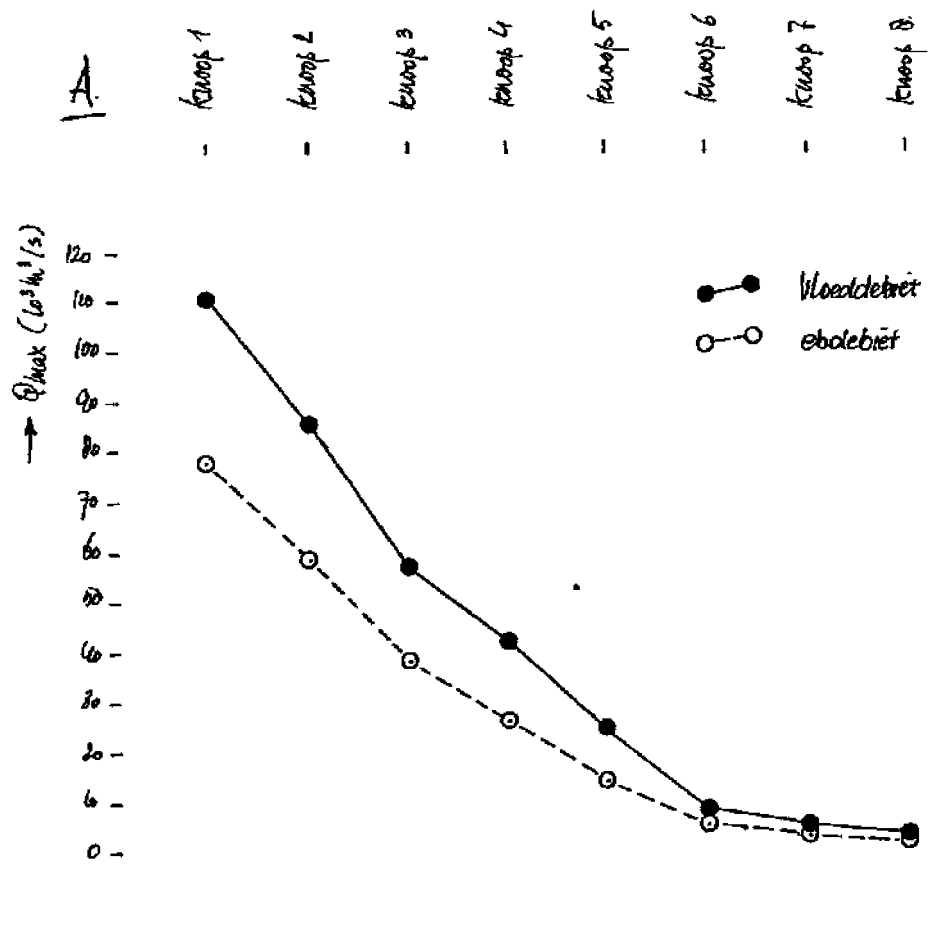


Fig. 23: De voor 1800 berekende eb- en vloeddebieten (A) en de berekende maximale en gemiddelde snelheden (B) in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen.

Fig. 25: Reconstructie van de Westerschelde en Zeeland, inclusief Zeeuws-Vlaanderen, rond 1650.

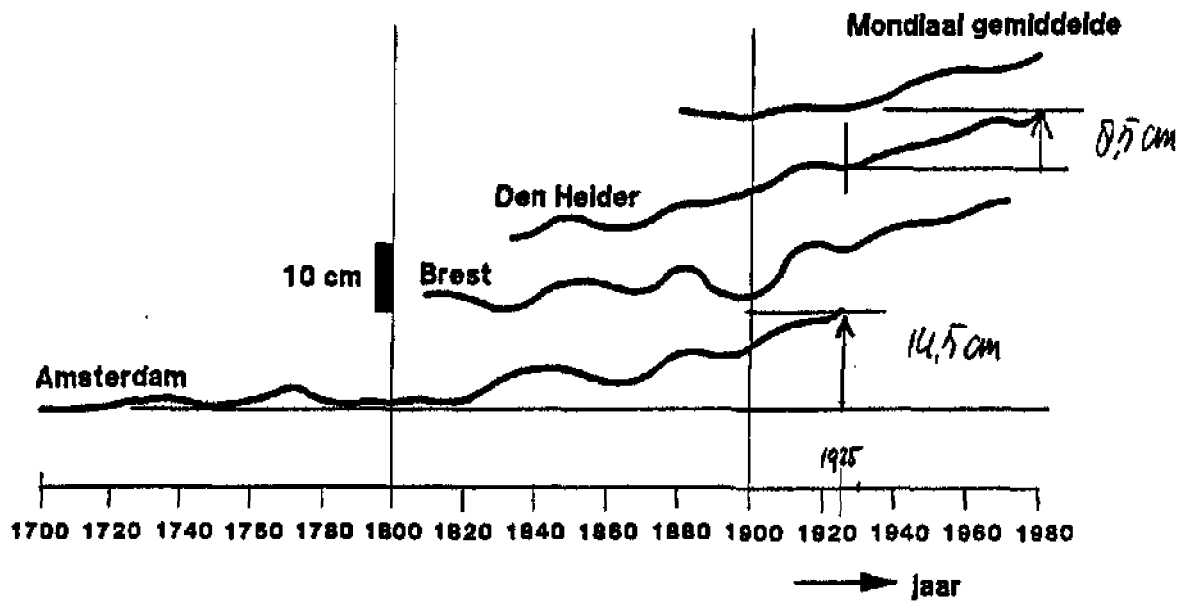


Fig. 26: De stijging van het gemiddeld zeeniveau te Amsterdam, 14,5 cm over de periode 1700-1925, en te Den Helder, 8,5 cm over de periode 1925-1980. (Bron: De Ronde en Vogel, 1988.)

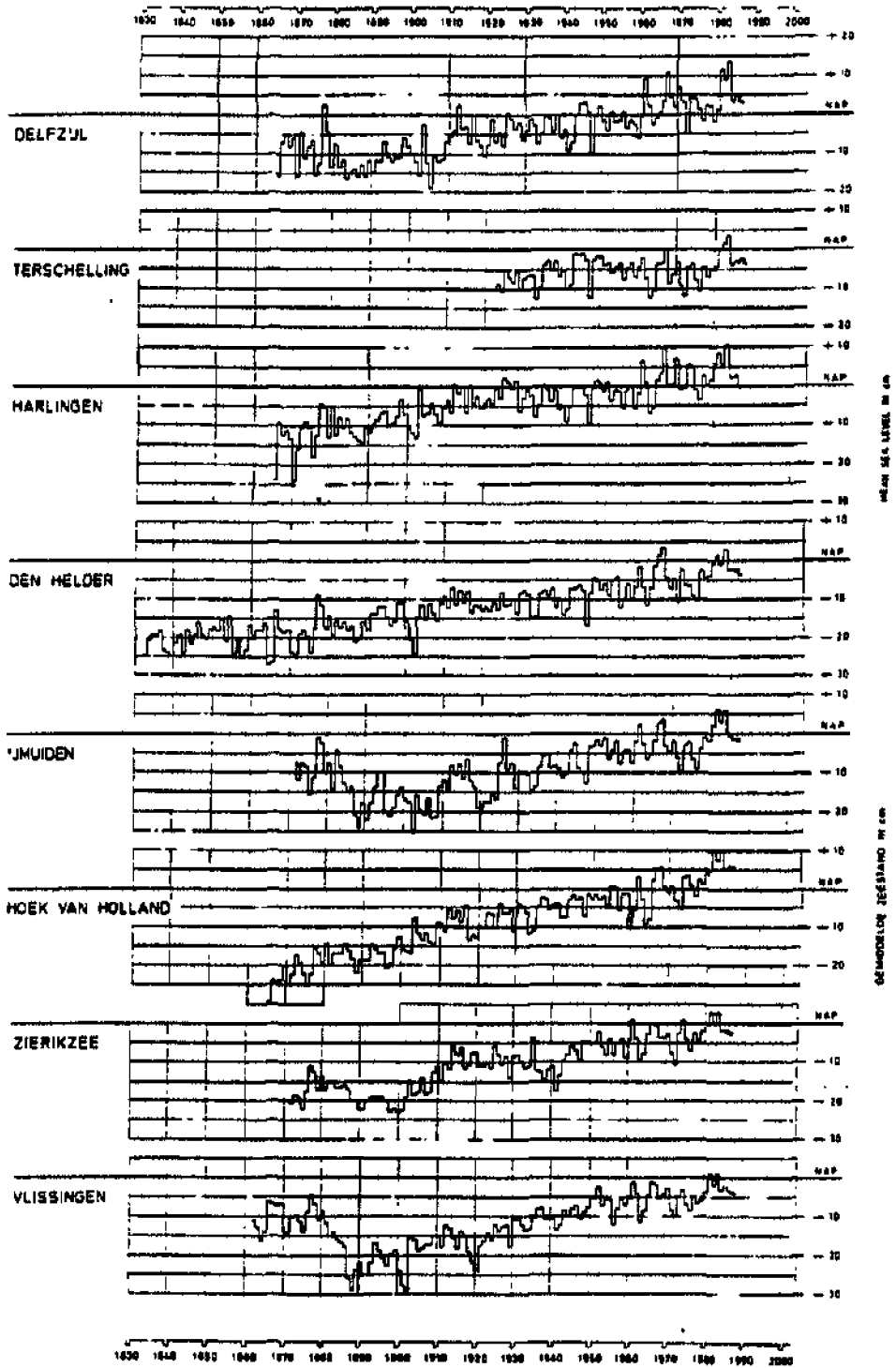


Fig. 27: Verloop van het gemiddeld zeeniveau t.o.v. NAP voor een aantal stations langs de Noordzeekust, sinds het begin van de waarnemingen. (Bron: Van Malde, 1992.)

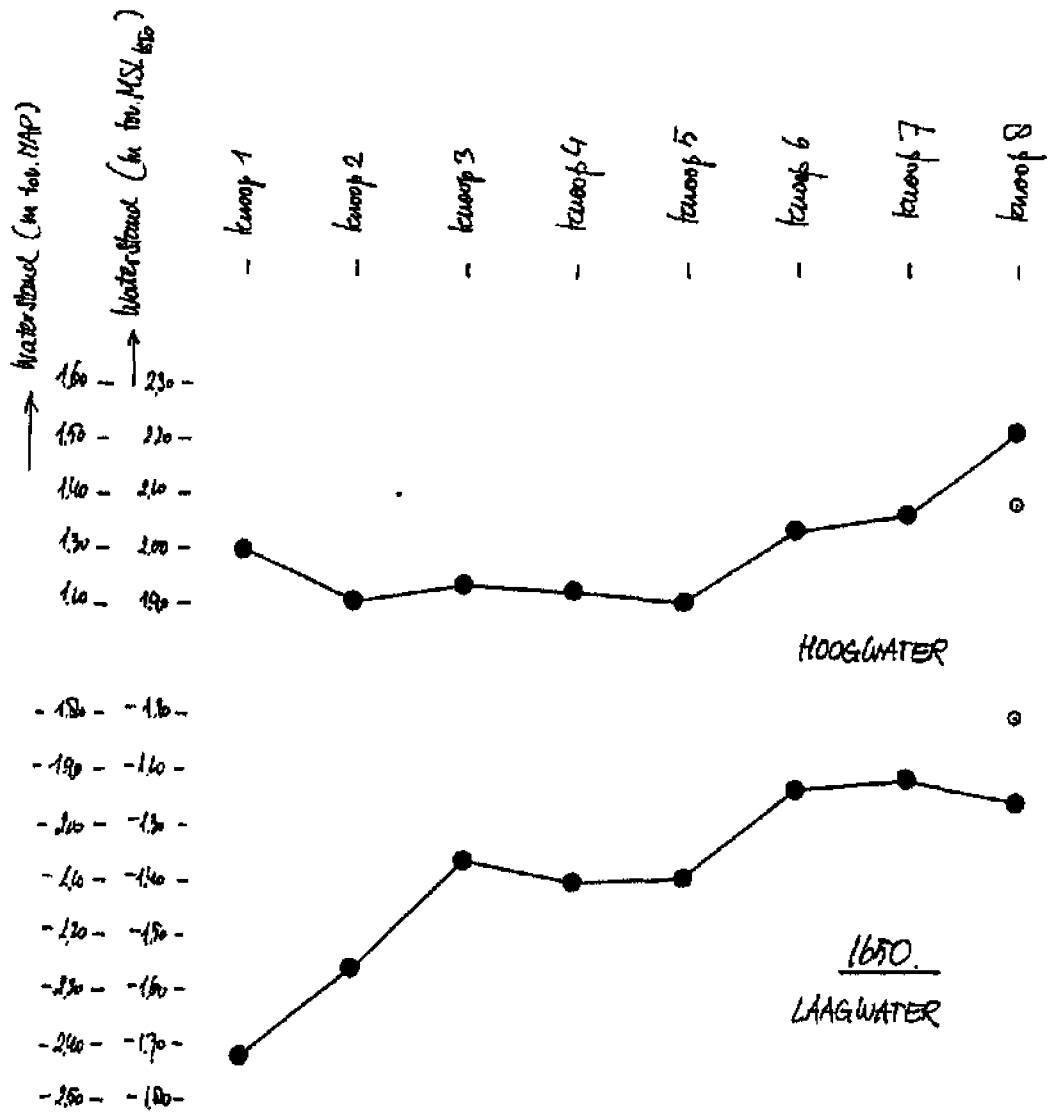


Fig. 28: Het berekende verloop van de waterstanden in de Westerschelde tot aan Antwerpen in "1650".

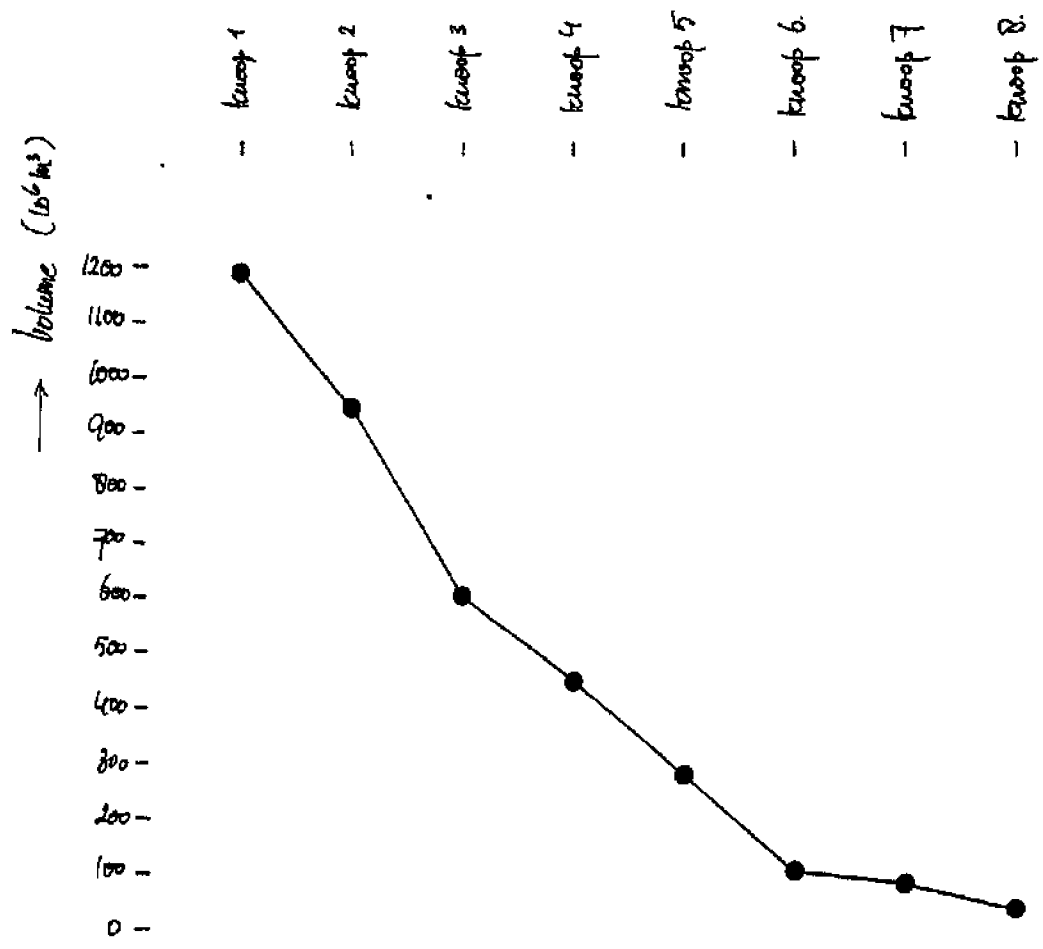


Fig. 29: De voor "1650" berekende vloedvolumes in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen. De berekende ebvolumes vallen hier vrijwel mee samen.



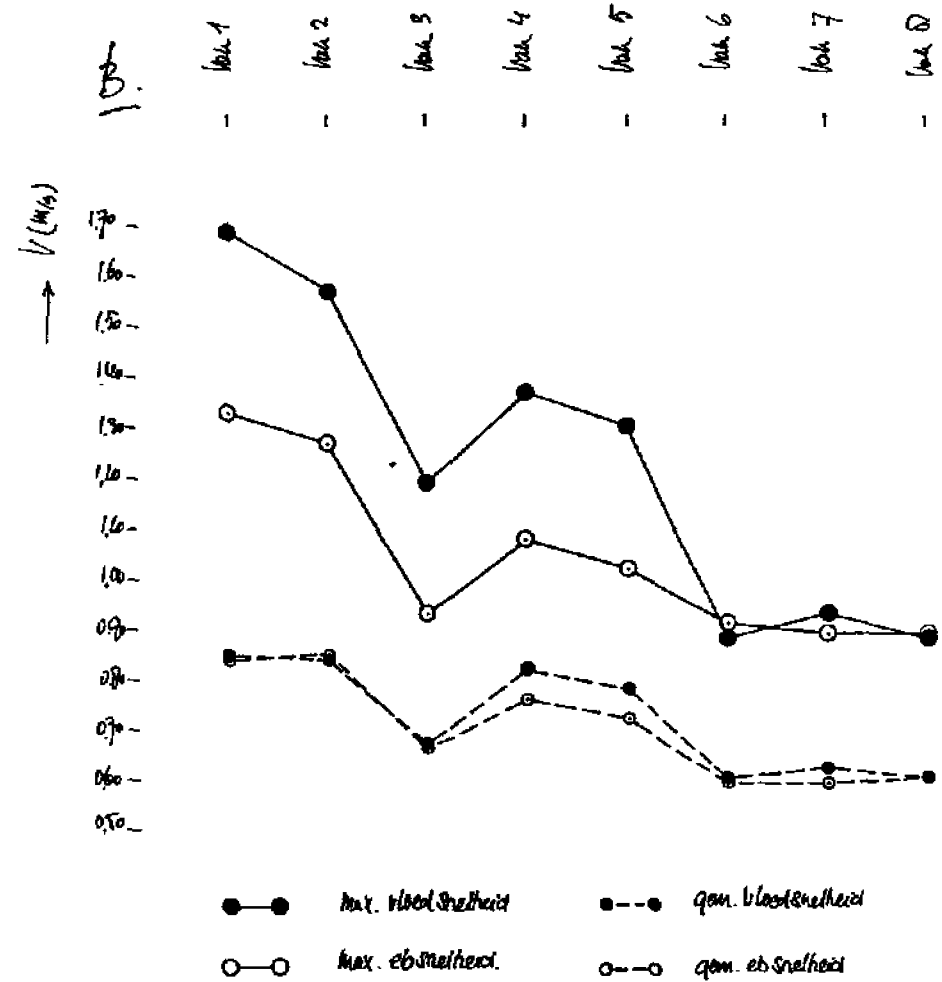
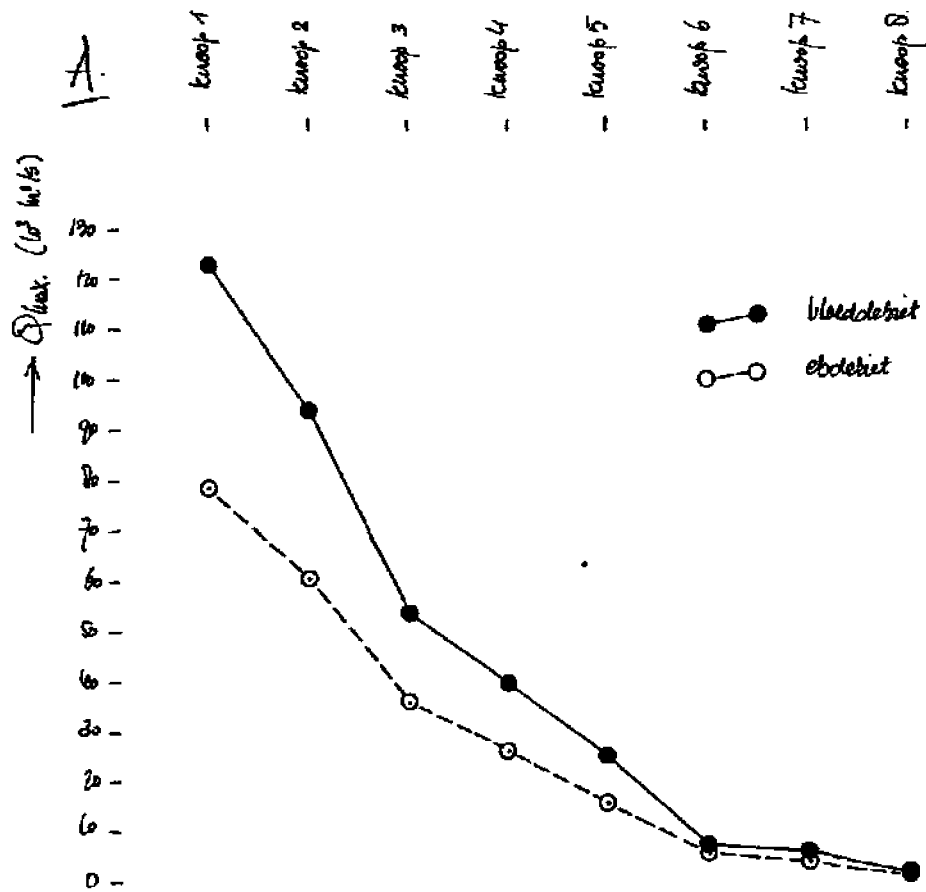


Fig. 30: De voor "1650" berekende eb- en vloeddebieten (A) en de berekende maximale en gemiddelde snelheden (B) in de Westerschelde tussen Vlissingen en Antwerpen.

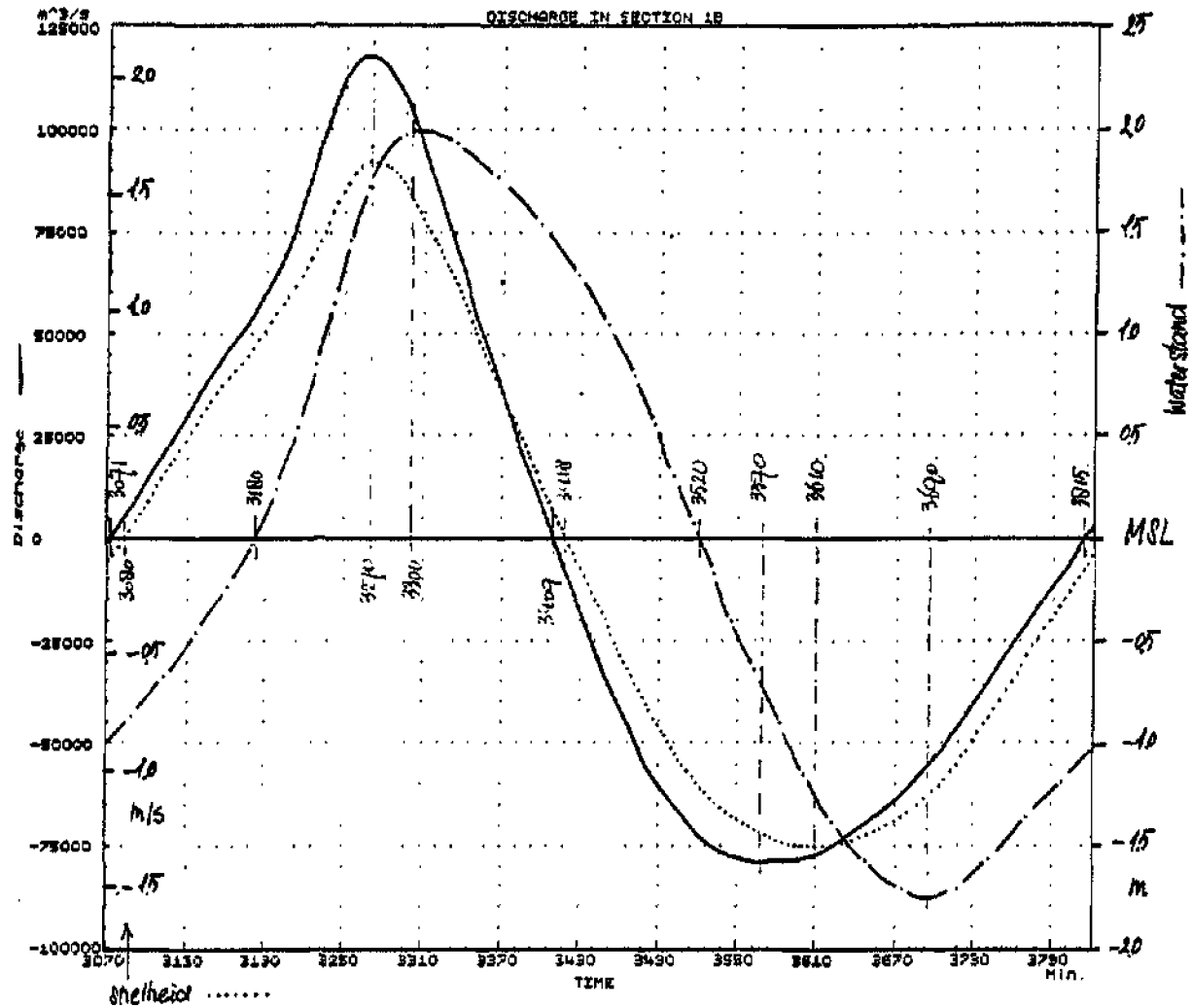


Fig. 31: Het verloop van de waterstanden, debieten en snelheden te Vlissingen zoals berekend voor "1650".

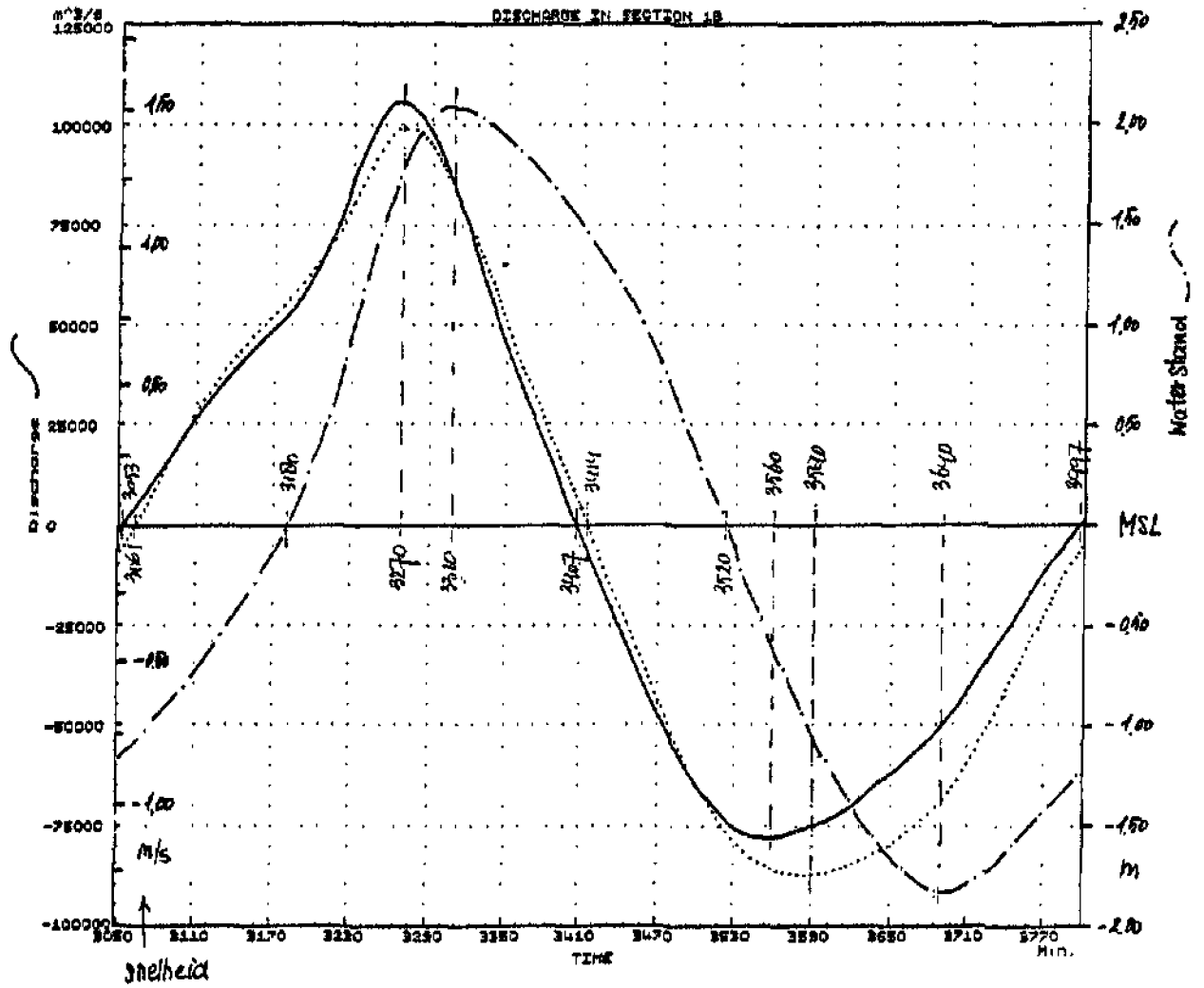


Fig. 32: Het verloop van de waterstanden, debieten en snelheden te Vlissingen zoals berekend voor 1800.

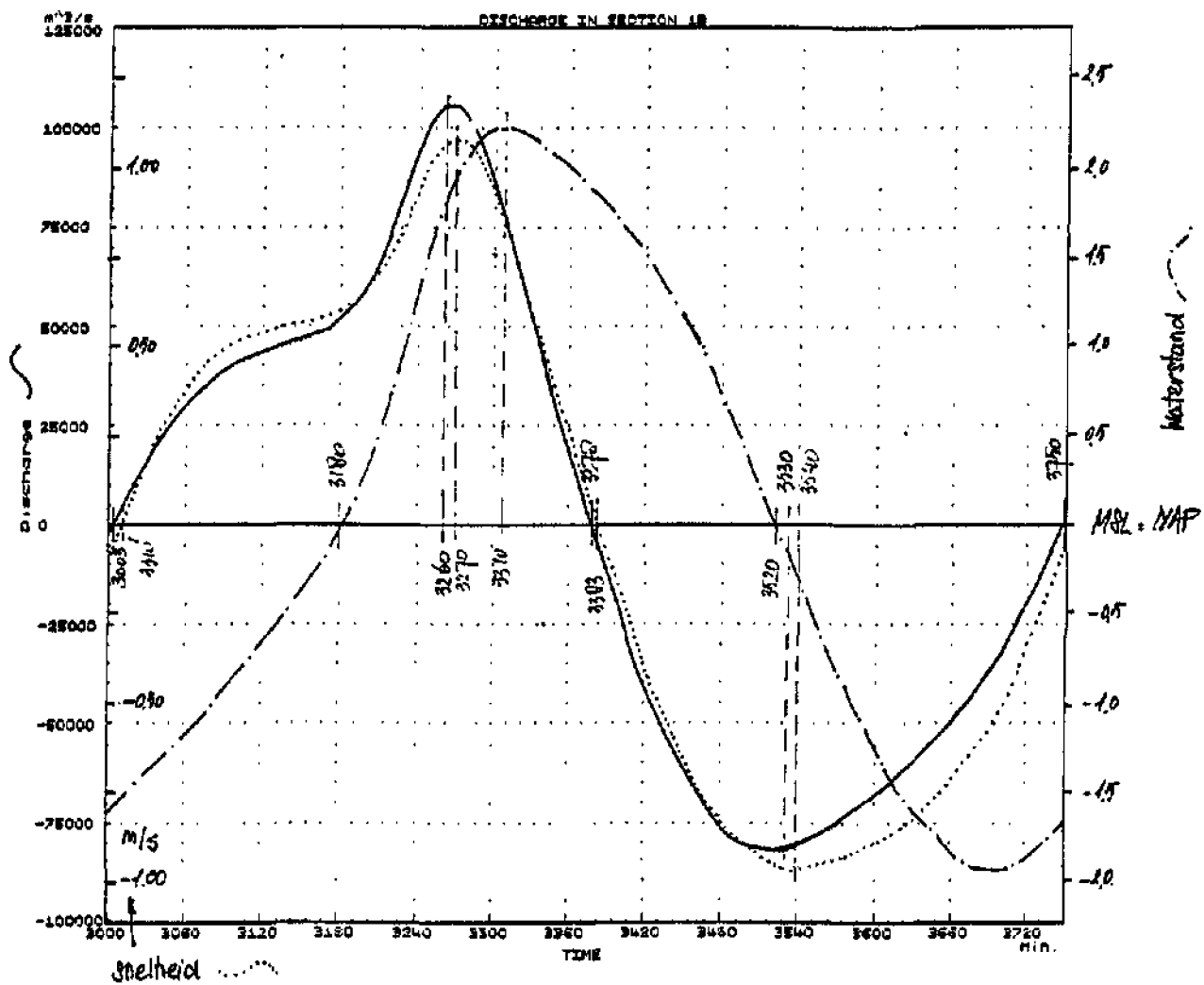


Fig. 33: Het verloop van de waterstanden, debieten en snelheden te Vlissingen zoals berekend met het "eenvoudig model" voor 1968.

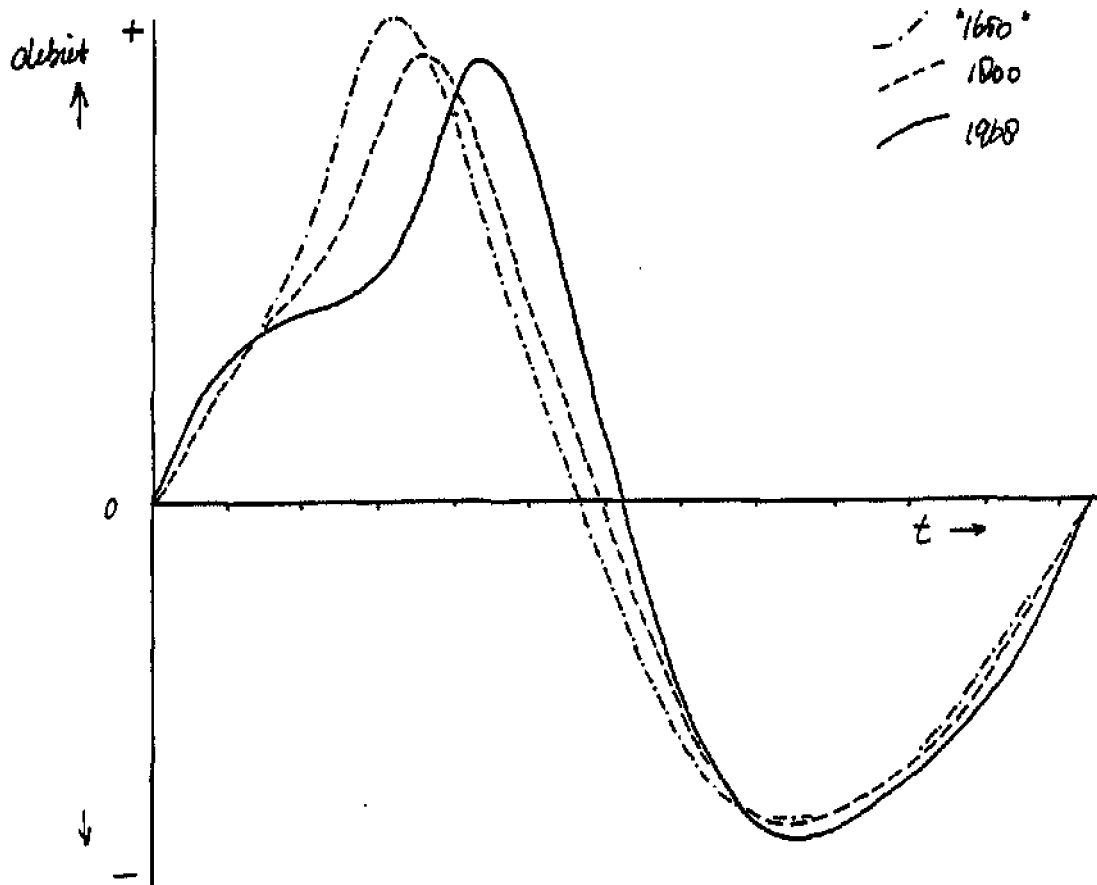


Fig. 34: Vergelijking van de debietkrommes voor "1650", 1800 en 1968 voor knoop 1 (Vlissingen). De debieten zijn in onderling juiste verhoudingen weergegeven. Duidelijk zijn de verkorting van de vloedperiode met 35 minuten tussen "1650" en 1968 en de ontwikkeling van een vloedpiek in de curve voor 1968.

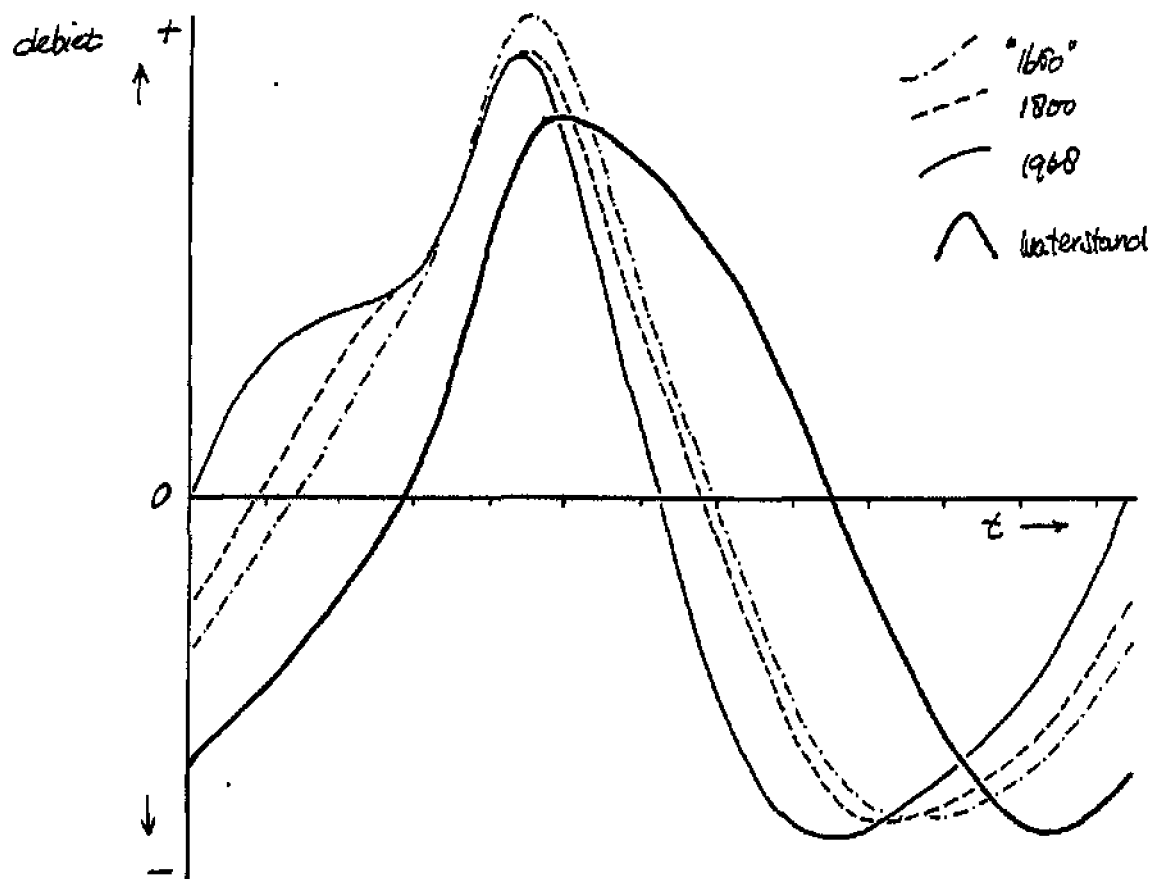


Fig. 35: Vergelijking van verhouding van de debietskrommes voor "1650", 1800 en 1968 tot de waterstandcurve voor knoop 1 (Vlissingen).  
 N.B. De debieten en de waterstand zijn niet op een onderling juiste schaal weergegeven.

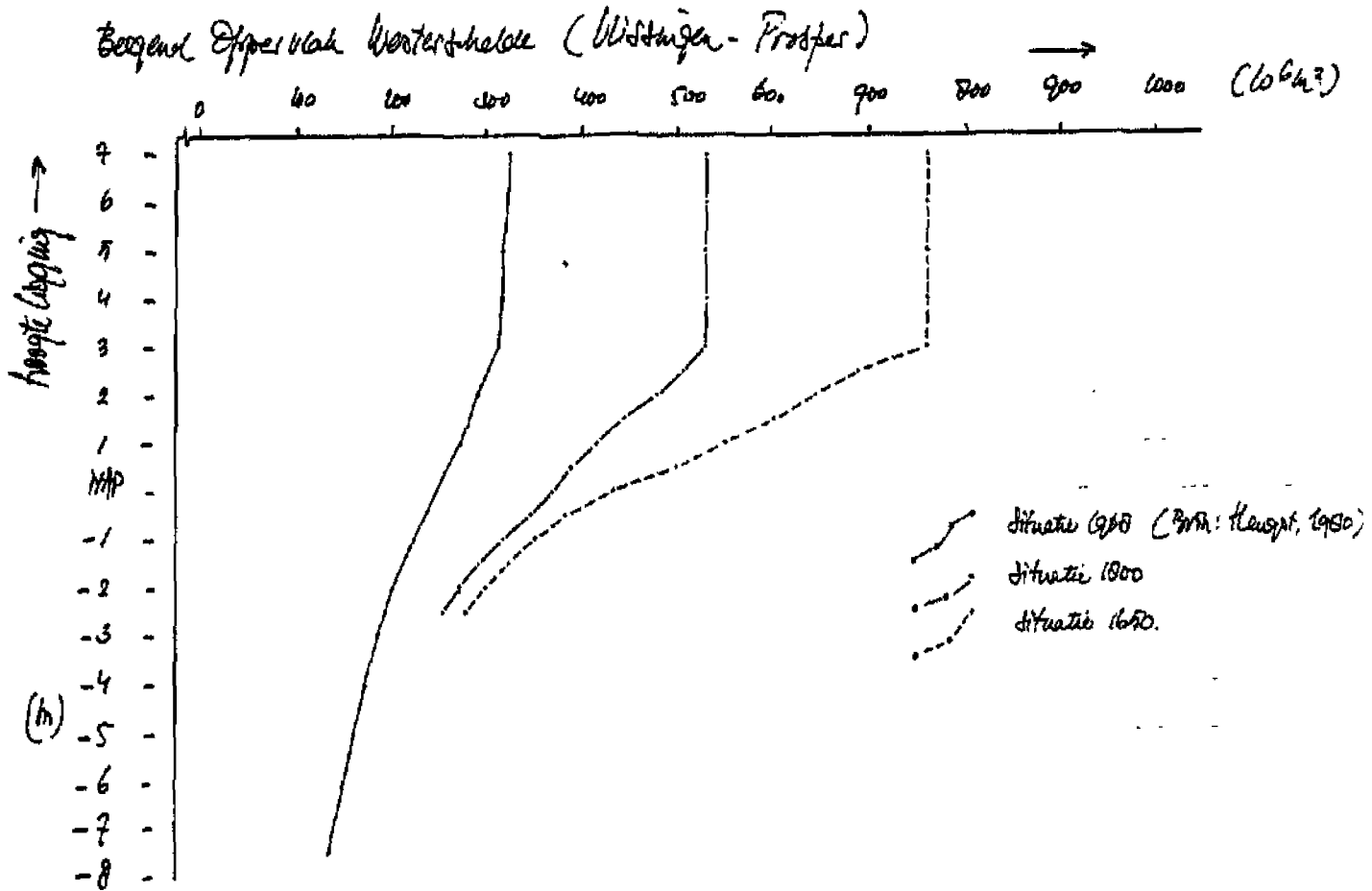


Fig. 36: Verloop van het kombergend oppervlak van de Westerschelde (tussen Vlissingen en Prosper) over de diepte, in 1968 en voor de gereconstrueerde situaties van 1800 en "1650".

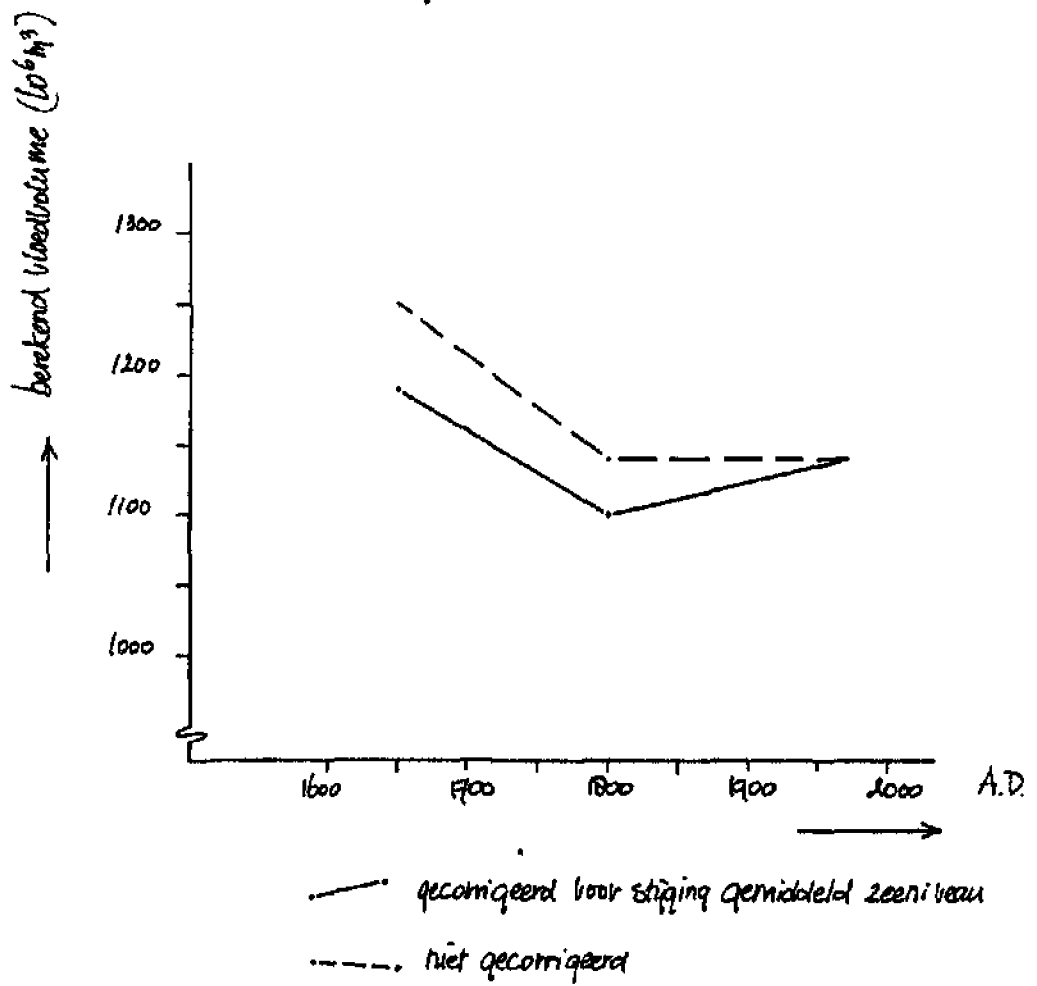


Fig. 37: Afname van de berekende vloedvolumes van "1650" naar 1968.



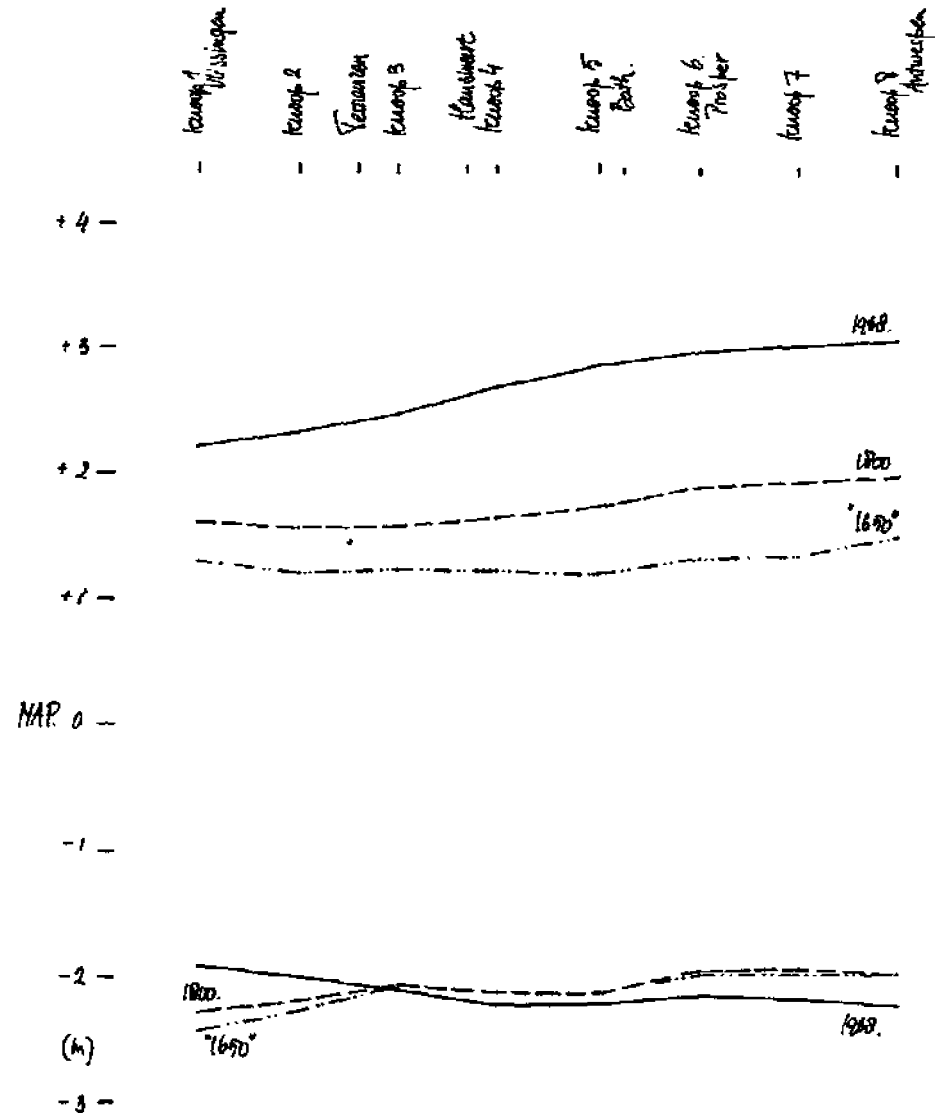
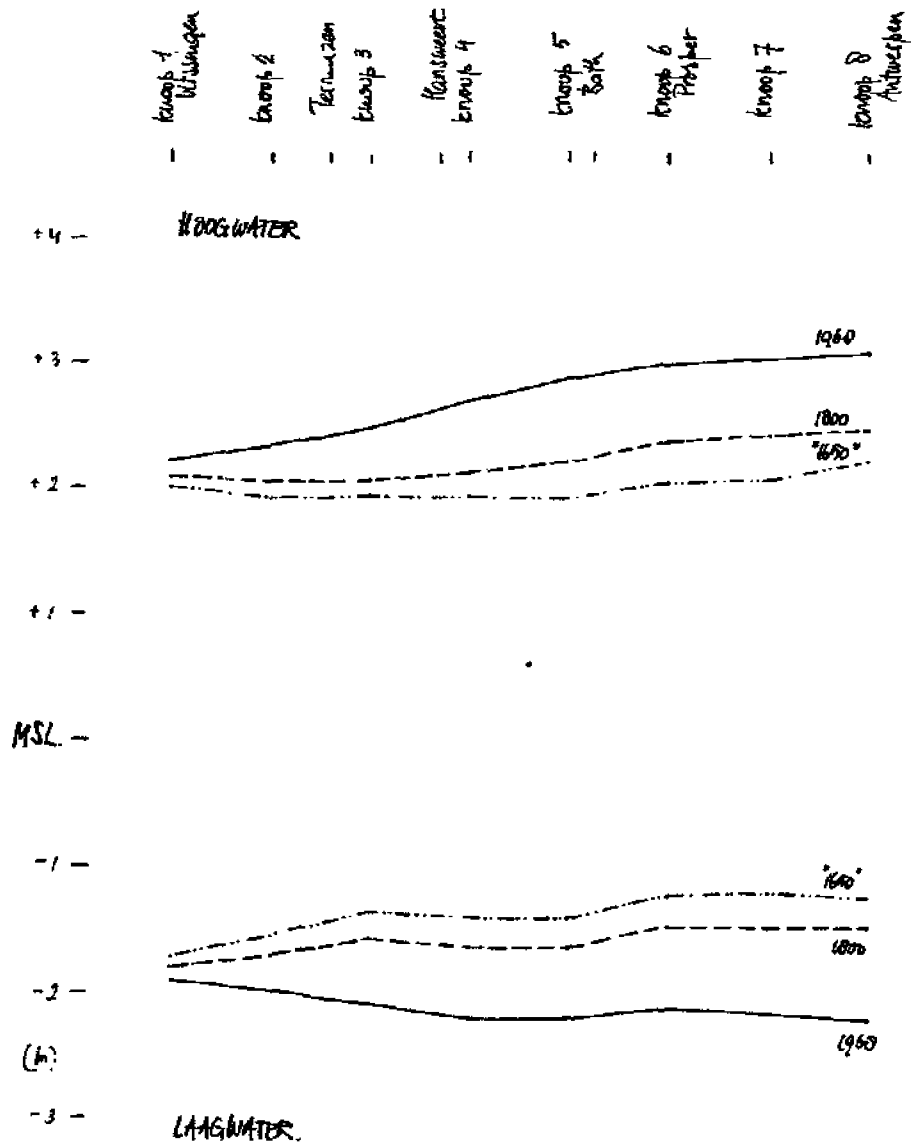
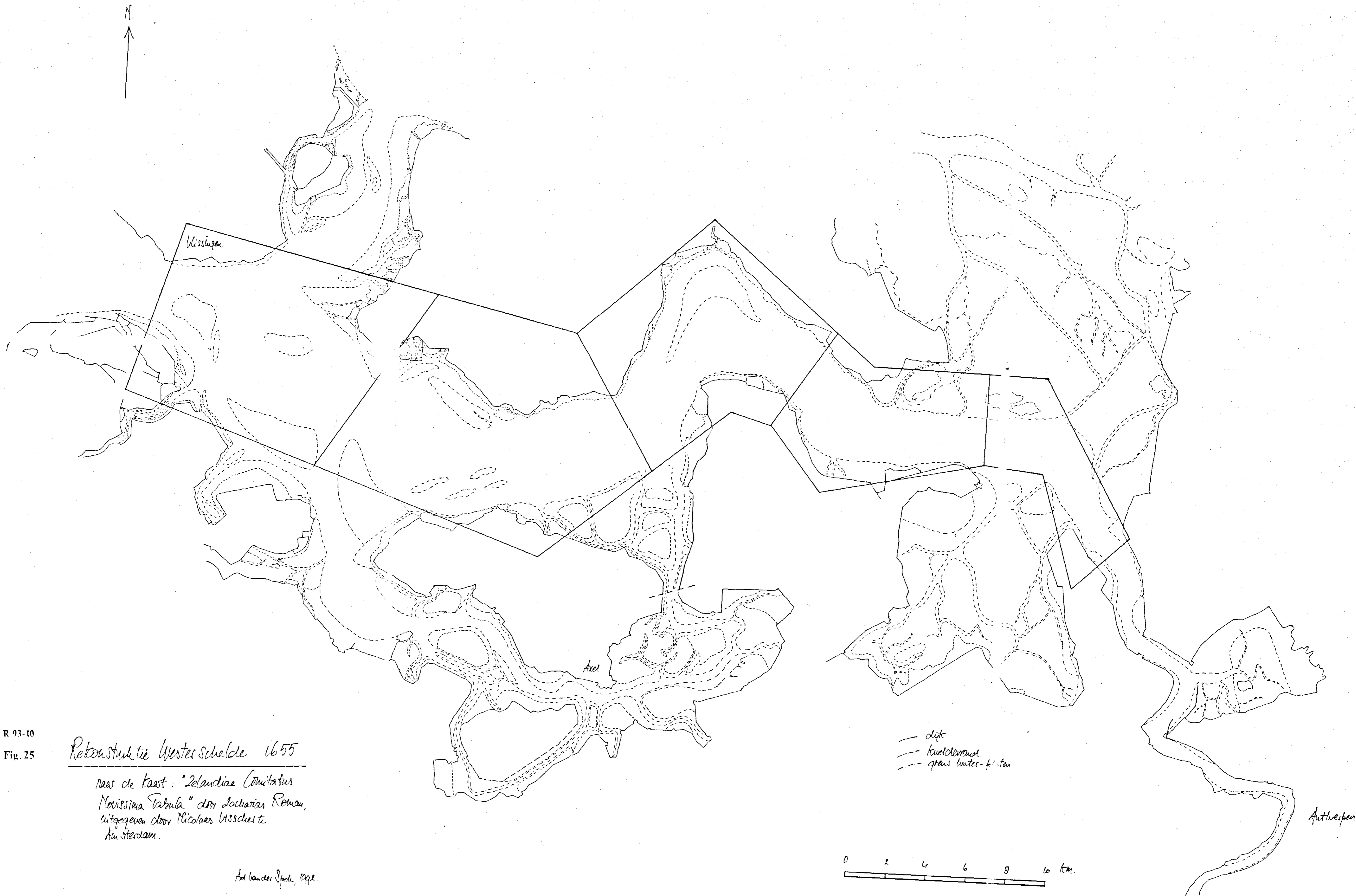


Fig. 38: Toename van het getijverschil langs de Westerschelde van Vlissingen tot aan Antwerpen, tussen "1650" en 1968, ten opzichte van gemiddeld zee niveau (voor de gegeven jaren) en ten opzichte van NAP.



R 93-10

Fig. 25

Rekonstruktie Westerschelde 1655

naar de kaart: "Zelandiae Comitatus  
 Novissima Tabula" door Lacharion Roman,  
 uitgegeven door Nicolaes Visscher te  
 Amsterdum.

Ad van der Spiek, 1992.

— dijk  
 - - - - - tueldemoud  
 - · - · - grens water-planten

0 2 4 6 8 10 km.

Antwerpen

* SECT											
	1		1		2		11700	-2.50	-2.50	45.	35.
W	3.60										
A1	60360.	62032.	63891.	65800.	67853.	69840.	72132.	74487.	76865.	79235.	
	82043.	84730.	85767.	86931.	87924.	89060.	90134.	91262.	92334.	93469.	
A2	47616.	49091.	50772.	52527.	54413.	56232.	58237.	60228.	62193.	64134.	
	66434.	68647.	69530.	70514.	71358.	72318.	73227.	74178.	75082.	76038.	
BB	6350.	6855.	7231.	7581.	7991.	8538.	9256.	9812.	10325.	10709.	
	11068.	11462.	11462.	11462.	11462.	11462.	11462.	11462.	11462.	11462.	
R	10.11	10.21	10.30	10.36	10.35	10.09	9.64	9.47	9.40	9.43	
	9.57	9.71	9.83	9.97	10.08	10.22	10.34	10.47	10.60	10.73	
* SECT											
	2		2		3		14100	-2.50	-2.50	45.	35.
W	3.60										
A1	47616.	49091.	50772.	52527.	54413.	56232.	58237.	60228.	62193.	64134.	
	66434.	68647.	69530.	70514.	71358.	72318.	73227.	74178.	75082.	76038.	
A2	29145.	30178.	31414.	32650.	34074.	35424.	36903.	38392.	39850.	41279.	
	43079.	44911.	45585.	46242.	46944.	47701.	48408.	49184.	49979.	50670.	
BB	7716.	8326.	8865.	9404.	9965.	10567.	11220.	11929.	12837.	14199.	
	16411.	20454.	20454.	20454.	20454.	20454.	20454.	20454.	20454.	20454.	
R	8.43	8.09	8.04	8.01	8.09	8.17	8.28	8.43	8.58	8.62	
	8.74	8.86	8.96	9.05	9.15	9.26	9.37	9.49	9.61	9.72	

\* voorbeeld DUFLOW invoerfile netwerk

Rijkswaterstaat Dienst Informatieverwerking  
Programma: Implic

Gegevens per sectie:

	vakno	begin	eind	lengte	basie1	basie2	kpos	kneg			
Vak	1	63	89	1335	-2.50	-2.50	30	32			
W	260	3.60									
A	29487	30190	30898	31605	32313	33020	33728	34435	35143	35850	
	36558	37265	37973	38680	39388	40095	40803	41510	42218	42925	
BB	1398	1416	1433	1445	1447	1450	1452	1455	1457	1460	
	1462	1464	1466	1468	1471	1473	1475	1478	1480	1482	
R	20.92	21.16	21.64	22.12	22.60	23.08	23.56	24.04	24.51	24.99	
	25.46	25.94	26.41	26.89	27.36	27.83	28.30	28.77	29.24	29.71	

Verklaring:

vakno	=	sectienummer	kpos	=	K factor in Chezy coeff. bij vloed
begin	=	beginpunt van de sectie	kneg	=	K factor in Chezy coeff. bij eb
eind	=	eindpunt van de sectie	W	=	respectievelijk sectieoriënting
lengte	=	lengte van de sectie in m.		=	t.o.v. N. en coeff. van de windster
basie1	=	basise niveau in m. t.o.v. N.A.P.	A	=	waarden voor stroomvoerd oppervl
	=	aan het begin van de sectie		=	in m <sup>2</sup>
basie2	=	basise niveau in m. t.o.v. N.A.P.	BB	=	waarden voor bergende breedte in m.
	=	aan het eind van de sectie	R	=	waarden voor hydraulische straal in m.

\* verklaring

* TIME	710510	0800 <sup>1</sup>	710512	2400 <sup>5</sup>	710510	0800 <sup>3</sup>	
CONY	5 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>	60 <sup>6</sup>	0 <sup>7</sup>	0 <sup>8</sup>	0 <sup>9</sup>	
	0.00 <sup>10</sup>	0.60 <sup>11</sup>	0.0 <sup>12</sup>	0 <sup>13</sup>	0 <sup>14</sup>	0 <sup>15</sup>	
	1.000 <sup>16</sup>	3 <sup>17</sup>					
OUTP	1 <sup>18</sup>	2	3	4	5	6	
OUTP	7	8	9	10	11	12	1. begin calculatie
+BOU	1 <sup>19</sup>						2. eind calculatie
H	1	5 <sup>20</sup>	710510 <sup>21</sup>	0800 <sup>22</sup>			3. start uitvoer naar uitvoerfile
	-2.14	-2.12	-2.11	-2.10	-2.09	-2.07	4. tijdstap
	-2.04	-2.02	-1.99	-1.96	-1.93	-1.90	5. output interval
	-1.87	-1.83	-1.80	-1.77	-1.74	-1.70	6. herstart interval
	-1.67	-1.63	-1.60	-1.57	-1.53	-1.49	7. echo boundary
	-1.45	-1.42	-1.38	-1.34	-1.29	-1.26	8. echo network
	-1.22	-1.17	-1.13	-1.10	-1.05	-1.00	9. type ruwheidsparameter (De Chezy/Manning)
	-0.96	-0.91	-0.86	-0.82	-0.78	-0.72	10. aantal iteratieslagen
	-0.67	-0.63	-0.58	-0.51	-0.44	-0.37	11. i-theta
	-0.30	-0.21	-0.13	-0.03	0.07	0.18	12. Gauss (0=uit)
	0.29	0.41	0.53	0.66	0.80	0.94	13. Froude (1=aan)
	1.10	1.18	1.27	1.34	1.41	1.48	14. extra iteraties
	1.56	1.61	1.64	1.67	1.69	1.70	15. optimalise network
	1.70	1.69	1.68	1.67	1.66	1.64	16. alpha
	1.62	1.60	1.57	1.54	1.51	1.48	17. minimaal tijdstap trigger
	1.46	1.42	1.38	1.34	1.30	1.25	18. sectie waarvoor uitvoer op te slaan
	1.21	1.17	1.13	1.08	1.04	0.99	19. waterstandsrandvoorwaarde
	0.95	0.90	0.85	0.80	0.74	0.67	20. tijdstap
	0.61	0.54	0.48	0.40	0.33	0.26	21. begindatum
	0.18	0.11	0.02	-0.07	-0.16	-0.24	22. begintijd
	-0.32	-0.41	-0.48	-0.56	-0.64	-0.71	
	-0.78	-0.85	-0.92	-0.99	-1.07	-1.13	
	-1.20	-1.26	-1.32	-1.39	-1.45	-1.51	
	-1.57	-1.62	-1.68	-1.74	-1.79	-1.84	
	-1.90	-1.94	-1.97	-2.01	-2.04	-2.06	
	-2.09	-2.10	-2.12	-2.14	-2.15	-2.15	
	-2.15	-2.14	-2.13	-2.11	-2.10	-2.07	
	-2.05	-2.02	-1.99	-1.96	-1.94	-1.90	
	-1.86	-1.82	-1.78	-1.75	-1.70	-1.67	
	-1.63	-1.60	-1.57	-1.53	-1.50	-1.45	
	-1.43	-1.39	-1.35	-1.31	-1.28	-1.22	
	-1.18	-1.12	-1.09	-1.03	-0.98	-0.93	
	-0.87	-0.81	-0.76	-0.69	-0.64	-0.56	
	-0.48	-0.42	-0.33	-0.26	-0.18	-0.10	
	-0.01	0.08	0.18	0.27	0.37	0.49	
	0.59	0.74	0.90	1.06	1.21	1.32	
	1.41	1.48	1.55	1.61	1.65	1.70	
	1.72	1.74	1.76	1.78	1.77	1.76	
	1.74	1.72	1.70	1.68	1.65	1.63	
	1.60	1.57	1.54	1.50	1.48	1.44	
	1.40	1.36	1.32	1.28	1.24	1.20	
	1.15	1.11	1.06	1.02	0.99	0.94	
	0.88	0.82	0.76	0.68	0.63	0.56	
	0.49	0.42	0.34	0.27	0.19	0.12	
	0.03	-0.05	-0.14	-0.22	-0.31	-0.39	
	-0.47	-0.56	-0.64	-0.71	-0.79	-0.86	

**Bijlage 2: voorbeeld randvoorwaardenfile**

WESTER-SCHTELDE (binnengebied)

Oppervlaktmeting der vakken 1 t/m 5; oppervlakken in km<sup>2</sup>.

Staat a.

Jaar van opening:	1799					1818				
Vak	tussen begren- zings- lijnen en dij- ken.	tussen begren- zings- lijnen, schorran- den en dijken.	op gem. L.W.	op 5 m - gem.L.W.	op 8 m - gem.L.W.	tussen begren- zings- lijnen en dij- ken.	tussen begren- zings- lijnen, schorran- den en dijken.	op gem. L.W.	op 5 m - gem.L.W.	op 8 m - gem.L.W.
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
1	80,13	78,09	66,97	51,82	44,87	82,35	79,88	64,05	52,66	43,32
2	89,85	84,87	59,96	43,81	35,20	86,50	80,33	56,98	43,09	35,71
3	57,12	55,53	43,57	35,53	26,35	59,05	57,52	43,69	33,73	27,87
4	46,56	42,43	24,50	19,09	14,25	46,49	39,74	23,39	16,15	12,00
5	28,45	24,15	16,18	9,16	5,73	29,17	25,45	13,65	7,63	3,72
1 t/m 5	302,13	285,07	211,18	159,40	126,40	303,56	282,92	201,76	153,26	122,82

Inhoudberekening der vakken 1 t/m 5; inhouden in mill.m<sup>3</sup>.

Staat b.

Jaar van opening:	1799			1818		
Vak	tussen gem.L.W. en 8 m - gem.L.W.	beneden 8 m - gem.L.W.	totaal (beneden gem.L.W.)	tussen gem.L.W. en 8 m - gem.L.W.	beneden 8 m - gem.L.W.	totaal (beneden gem.L.W.)
1	449,5	347,9	797,4	444,3	318,3	762,6
2	403,6	258,4	662,0	374,2	275,8	650,0
3	305,0	185,7	490,7	293,7	164,8	458,5
4	163,8	81,8	245,6	143,3	62,7	206,0
5	89,3	20,2	109,5	74,1	14,8	88,9
1 t/m 5	1411,2	894,0	2305,2	1329,6	836,4	2166,0

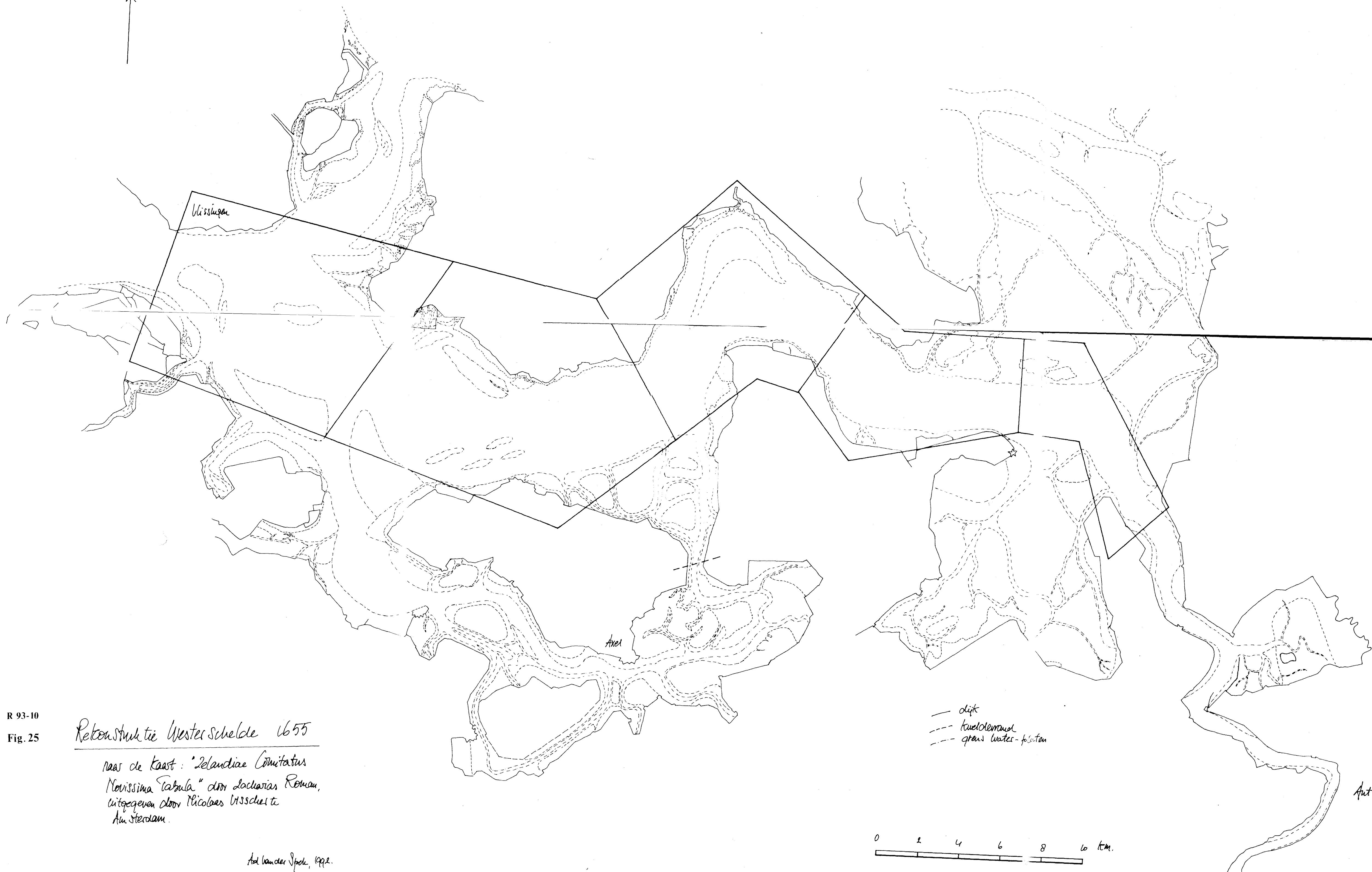
Biilage 3:

Kombergende oppervlaktes en inhouden vakken 1 t/m 5. (Bron: Kleinjan, 1933.)



Fig. 24: De Roman-Visscherkaart van Zeeland uit 1655.

N.



R 93-10

Fig. 25

Rekonstruktie Westerschelde 1655

naar de kaart: "Zelandiae Comitatus  
Novissima Tabula" door Joachimus Roman,  
uitgegeven door Nicolaes Visscher te  
Amsterdam.

Ad van der Spiek, 1992.

