

KATHOLIEKE UNIVERSITEIT LEUVEN

Faculteit Toegepaste Wetenschappen

Departement Constructie

Afdeling Bouwkunde

Laboratorium voor Hydraulica.

GEBRUIK VAN DE SIMULATIETECHNIEK TER BEPALING VAN
OVERSCHRIJDINGSFREQUENTIES VAN DE EXTREME HOOG-
WATERSTANDEN OP DE SCHELDE.

ir. M. SAS

ir. E. SMETS (*)

ir. G. VAN LANGENHOVE (**)

Prof. Dr. ir. J. BERLAMONT.

SAMENVATTING.

In deze studie wordt getracht, uitgaande van de voorhanden zijnde waterstandsgegevens van Antwerpen, overschrijdingsfrequenties te bepalen voor extreme hoogwaterstanden op de Schelde. Hiertoe wordt gebruik gemaakt van een simulatiemodel dat het stormgebeuren stochastisch beschrijft door middel van waarschijnlijkheidsdichtheidsfuncties voor de karakteristieken van de storm. De specifieke waarden van de karakteristieken worden voor elke stormperiode gegenereerd met behulp van toevalsgetallen.

In vergelijking met de tot nog toe gebruikte overschrijdingsfrequenties liggen de resultaten van de simulatie hoger, bijvoorbeeld : het peil N.K.D. + 8 m, frequentie 1/95 jaar tegenover 1/650 jaar vroeger. Dit betekent dat met de gangbare overschrijdingsfrequenties de kans op extreme hoogwaterstanden en dus ook de kans op overstromingen onderschat wordt.

(*) Deeltijds medewerker aan de K.U. Leuven.

(**) Aspirant N.F.W.O.

GEBRUIK VAN DE SIMULATIETECHNIEK TER BEPALING VAN OVERSCHRIJDINGS- FREQUENTIES VAN DE EXTREME HOOGWATERSTANDEN OP DE SCHELDE.

INHOUDSOVERZICHT.

1. Inleiding.
 - 1.1. Doel van de studie.
 - 1.2. Stormvloeden en hun classificatie.
 - 1.3. Onderwerp van het voorliggend verslag.
2. Theoretische grondslagen.
 - 2.1. Elementen uit de waarschijnlijkheidsrekening.
 - 2.2. Tijdsafhankelijke effecten.
 - 2.3. Begrippen over de simulatie.
3. Het modelleren van stormvloeden in de Schelde.
 - 3.1. Algemene beschouwingen betreffende stormvloeden.
 - 3.1.1. De getijverwekkende krachten.
 - 3.1.2. Een supplementaire verhoging.
 - 3.1.2.1. Meteorologische invloeden.
 - 3.1.2.2. Seismische oorzaken.
 - 3.2. Het koppelingseffect.
 - 3.3. Het stormeffect.
 - 3.3.1. Definities en omschrijving van de waargenomen waterstands-
krommen.
 - 3.3.2. Bepaling van het stormeffect.
 - 3.3.2.1. De gegevens.
 - 3.3.2.2. Bepaling van het voorspeld getij.
 - 3.3.2.3. Bepaling van het stormeffect.
 - 3.3.3. Resultaten van het bepalen van de stormeffecten.
 - 3.4. Het getij.
 - 3.4.1. Definities.
 - 3.4.2. Het getij als fysisch verschijnsel : mechanisme en componenten.
 - 3.5. De veranderende morfologie van de Schelde.

- 3.6. Evolutie van de getijgrootheden in de Schelde te Antwerpen en te Vlissingen in de twintigste eeuw.
 - 3.6.1. Het halftij.
 - 3.6.2. Het hoogwater.
 - 3.6.3. Het laagwater.
 - 3.6.4. De tijhoogte.
 - 3.7. Bepaling van de waarde van de grootheden nodig voor de simulatie.
 - 3.7.1. Het gemiddeld waterpeil.
 - 3.7.2. De basisamplitude van het getij.
 - 3.7.3. De variaties met langere periode.
 - 3.7.4. De bovendebieten in de Schelde.
 - 3.8. De simulatie.
 - 3.8.1. Basisonderstellingen.
 - 3.8.2. De tussentijden tussen de stormen.
 - 3.8.3. De typering van de storm.
 - 3.8.4. De typering van het getij.
 - 3.8.5. Organigram van de bewerkingen en resultaten.
 - 4. Bespreking van de onderzoeksresultaten en uitbreiding.
 - 4.1. Algemene opmerkingen.
 - 4.2. Andere mogelijkheden om terugkeerperioden te bepalen.
 - 4.2.1. Methoden van Gumbel, Barricelli en Jenkinson.
 - 4.2.2. De overschrijdingsfrequentiekromme van de Antwerpse Zeediensten.
 - 4.3. Vergelijking van de resultaten.
 - 4.4. Mogelijke verbeteringen van het simulatiemodel.
 - 5. Besluit.
- Dankbetuiging.

Referenties.

Lijst der bijlagen met figuren.

Lijst van de tabellen.

GEBRUIK VAN DE SIMULATIETECHNIEK TER BEPALING VAN OVERSCHRIJDINGS-FREQUENTIES VAN DE EXTREME HOOGWATERSTANDEN OP DE SCHELDE.

1. INLEIDING.

1.1. Doel van de studie.

Het doel van deze bijdrage is de statistische studie van de uiterste hoogwaterstanden op de Schelde te Antwerpen. Bij ontwerpberoekeningen wordt dikwijls uitgegaan van de stormvloed met hoogwaterstand N.K.D. + 9,05 m te Antwerpen. Er wordt daarbij gesteld dat een dergelijke stormvloed een overschrijdingsfrequentie heeft van 1 maal in 10.000 jaar. Dit is dezelfde norm als deze gehanteerd voor het Nederlandse Deltaplan, bij de studies over de afsluiting van de Nederlandse zeegaten.

Er moet worden opgemerkt dat de hoogst genoteerde waterstand afwaarts Antwerpen het peil N.K.D. + 8 m bereikte, waaraan een overschrijdingsfrequentie wordt toegekend van 1 maal per eeuw. De getalwaarde van 9,05 m zelf, is afkomstig uit de studies van de Nederlandse Delta-commissie, meer bepaald uit de statistische verwerking van de hoogwaterstanden bij Bath, zoals terug te vinden is in de getijtafels voor Nederland voor 1980 (ref. 1, p. 138). Omdat de hydraulische omstandigheden naar Antwerpen toe een rol kunnen spelen en omdat men voor Antwerpen zelf beschikt over een voldoende hoeveelheid gegevens, is, in wat volgt, gepoogd een statistische studie te maken voor Antwerpen zelf.

Nauwkeurige kennis van de hoogst te verwachten stormpeilen is belangrijk voor de vrijwaring van het Scheldebekken tegen overstromingen, de eventuele bouw van een stormvloedkering, de dijkenpolitiek en de aanleg van potpolders. Dit wordt geïllustreerd door de woorden van ir. H. Holsters, in de jaren 1960 : "Voor Antwerpen zou het nuttig zijn deze overschrijdingsfrequenties en kanshalveringshoogten statistisch te bepalen, voorlopig kan men er zich echter mede vergenoegen de Nederlandse verhoudingen aan te houden." (ref. 2, p. 116 B).

1.2. Stormvloeden en hun classificatie.

Alle bestudeerde waterstanden worden aangegeven ten opzichte van het vergelijkingsvlak N.K.D. (Nul van het Krijgsdepot). Het in Nederland gebruikte vergelijkingsvlak N.A.P. (Normaal Amsterdams Peil) ligt op N.K.D. + 2,40 m.

Het getij waarvan het hoogwater te Antwerpen N.K.D. + 6,50 bereikt of overtreft, wordt "stormvloed" genoemd (tot in 1954 was dit peil N.K.D. + 6,00 m). Wordt het peil N.K.D. + 7,00 m bereikt, dan spreekt men van "buitengewone stormvloed" (ref. 3).

Overschrijdingswaarden zijn hoogwaterpeilen die met een gegeven overschrijdingsfrequentie (bijvoorbeeld uitgedrukt in keren per jaar) worden bereikt of overschreden.

De classificatie van stormvloedenvolgens de Nederlandse Rijkswaterstaat wordt gegeven in tabel 1; ze geeft tevens de overschrijdingswaarden in cm t.o.v. het nulvlak N.A.P. voor de vier Nederlandse getijwaarnemingsposten langs de Westerschelde (ref. 1, p. 138).

De overschrijdingsfrequentiekromme is een grafische voorstelling van de kans $P(Z)$ die elke willekeurige hoogte Z heeft, om overschreden te worden door een hoogwaterpeil. Meestal wordt deze kans of frequentie uitgedrukt "per jaar". Het omgekeerde van de overschrijdingsfrequentie is de terugkeerperiode T , d.i. de gemiddeld te verwachten tijd die zal voorbijgaan tussen twee opeenvolgende overschrijdingen. Dit betekent niet dat er juist T jaren zullen verlopen tot de volgende overschrijding, het waterpeil kan Z reeds te boven gaan na een zeer korte tijd of slechts na een onverwacht lange tussentijd.

Afgezien van de werkzaamheden van de Nederlandse Delta-commissie (ref. 4), is - wat onze streken betreft - een zeer recente statistische studie van hoogwaterpeilen uitgevoerd voor de stormvloedkering op de Oosterschelde (ref. 5). Ook voor de Elbe en de Duitse Noordzeekust (ref. 6) en de Engelse kusten werden gelijkaardige studies ondernomen (ref. 7).

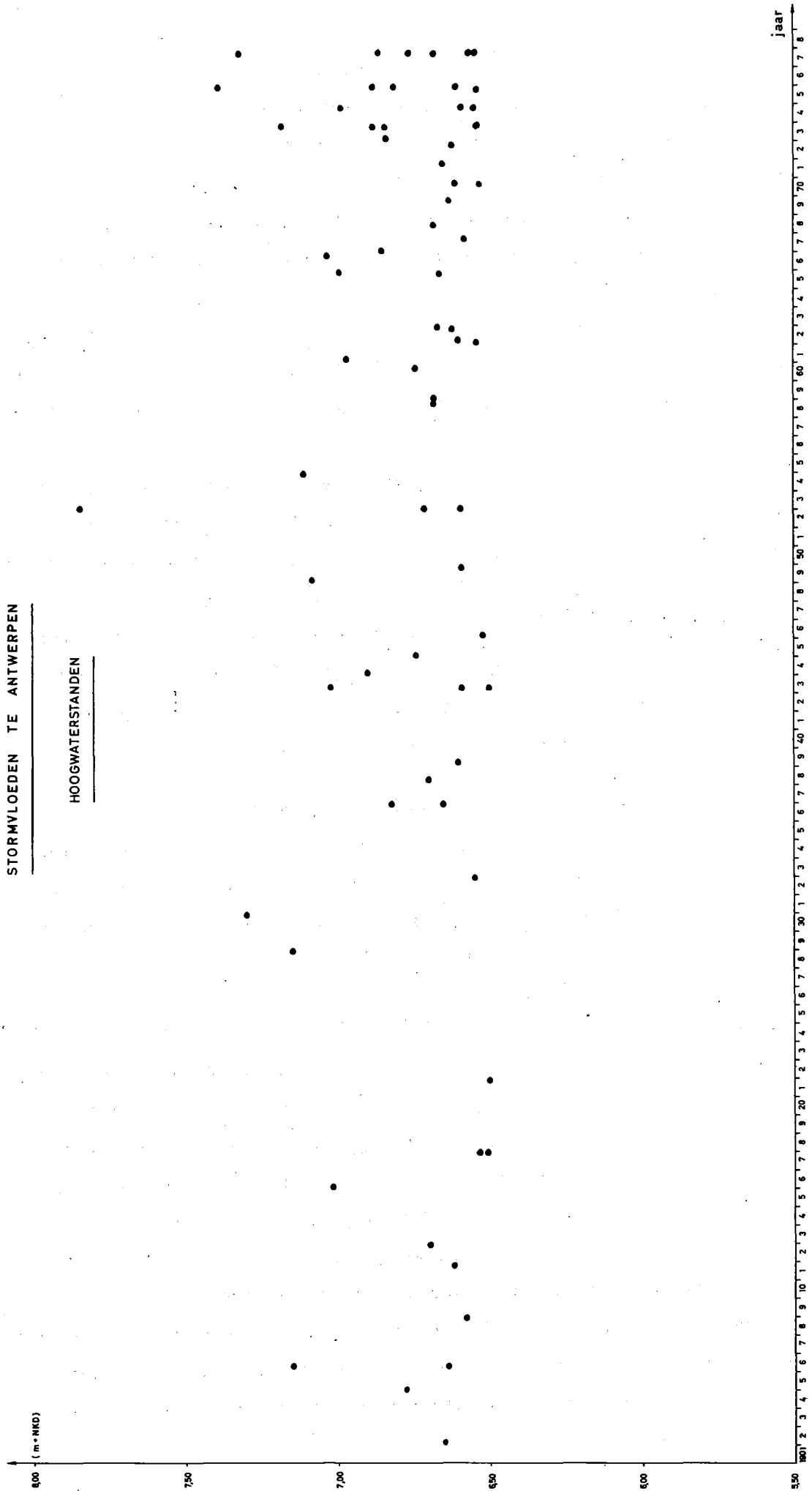
1.3. Onderwerp van het voorliggend verslag.

Voor het onderzoek naar de overschrijdingsfrequenties van de stormvloedpeilen te Antwerpen werden getijgegevens bestudeerd over de periode 1902 - november 1977 (fig. 1 en tabel 2). Deze gegevens werden ter beschikking gesteld door de Antwerpse Zeediensten alsook door de Studiedienst Vlissingen van de Nederlandse Rijkswaterstaat. Uit deze gegevens werden de nodige parameters gehaald om de statistische studie mogelijk te maken, die gebaseerd is op een stochastisch model voor het stormgebeuren op de Schelde (ref. 8).

Naast de gebruikte simulatietechniek werden oudere statistische theorieën (Gumbel, Barricelli, Jenkinson) toegepast en werden deze resultaten onderling vergeleken, samen met de frequentiecurve van de Antwerpse Zeediensten.

STORMVLOEDEN TE ANTWERPEN

HOOGWATERSTANDEN



Figuur 1

Ten slotte weze opgemerkt dat geen statistisch onderzoek werd verricht aangaande andere belangrijke grootheden in het getijverschijnsel in de Schelde zoals het tijverschil, de stijging en de daling van het getij, de duur van de stijging en de duur van de daling en ten slotte de vertraging van het hoog- en het laagwater. Bovendien werd geen grondige studie gemaakt over de ontwikkeling van de getijwaterstanden in functie van de tijd, noch over de mogelijke oorzaken van deze ontwikkeling. Ook de fysische verschijnselen die mogelijk aan de basis liggen van grote getijperioden werden niet onderzocht (zie hiertoe referenties 9, 10 en 11).

2. THEORETISCHE GRONDSLAGEN.

2.1. Elementen uit de waarschijnlijkheidsrekening.

Voor de studie van de overschrijdingsfrequenties en van de daarbij bedoelde simulatie-bewerkingen, is het noodzakelijk eerst enkele theoretische begrippen uit de waarschijnlijkheidsleer en de statistiek toe te lichten (ref. 12 en 13).

1. Notaties :

- X : toevalsveranderlijke,
- x : waarde van de toevalsveranderlijke,
- P : waarschijnlijkheid,
- p : waarde van de waarschijnlijkheid,
- φ : waarde van de cumulatieve waarschijnlijkheid;
- μ_x : gemiddelde,
- $E [X]$: verwachte waarde,
- $E [(X - \mu_x)^n]$: centraal moment van orde n,
- Var $[X]$: variantie,
- $\sigma [X]$: standaardafwijking,
- γ_1 : scheefheidsfactor.

2. De onzekerheid bij bepaalde problemen ontstaat :

- hetzij door inherente natuurlijke variaties,
- hetzij door het gebrek aan kennis van alle fysische relaties,
- hetzij door een gebrek aan gegevens.

Welke ook de oorzaak, of de combinatie van oorzaken, mag zijn, de toekomst kan nooit exact worden voorspeld, men kan enkel uitspraken doen over de waarschijnlijkheid van het voorkomen van bepaalde gebeurtenissen.

3. Bij de studie van de resultaten van "toevals"-gebeurtenissen moet men een beroep doen op het begrip "relatieve frequentie". De kans van voorkomen of waarschijnlijkheid van een resultaat x =

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\text{aantal gebeurtenissen met resultaat } x}{\text{totaal aantal gebeurtenissen } (n)}$$

Deze definitie geeft aanleiding tot twee interpretaties :

- (1) n groot : de kans dat $X = x$ is een maat voor het verwacht aantal resultaten x ,
 - (2) $n = 1$: de kans op resultaat x is de waarschijnlijkheid dat de éne gebeurtenis x als resultaat zal hebben.
4. De hier bestudeerde problemen zijn uiteraard van kwantitatieve aard zodat het resultaat x wordt uitgedrukt in cijferwaarden. Bijgevolg is dit resultaat te beschrijven als een wiskundige veranderlijke, en, wegens de oorsprong ervan, een toevalsveranderlijke, die beschreven wordt door de waarschijnlijkheidsfunctie.
5. De discrete waarschijnlijkheidsfunctie is een functie van een eindig of oneindig aantal discrete waarden :

$$p(x) = P[X = x]$$

De cumulatieve verdelingsfunctie is :

$$P(x) = P[X \leq x] = \sum_{x_i \leq x} p(x_i).$$

Uiteraard is $p(x_i) \geq 0$,

$$\text{en } \sum p(x_i) = 1.$$

6. De continue waarschijnlijkheidsdichtheidsfunctie wordt gedefinieerd als :

$$p(x) dx = P[x \leq X \leq x + dx],$$

$$\text{of } P[x_1 \leq X \leq x_2] = \int_{x_1}^{x_2} p(x) dx.$$

De cumulatieve verdelingsfunctie is weer :

$$P(x) = P[X \leq x] = \int_{-\infty}^x p(u) du$$

Uiteraard is $p(x) \geq 0$ (maar $P[X = x] = 0$),

$$\text{en } \int_{-\infty}^{+\infty} p(x) dx = 1.$$

7. Het onderscheid tussen discrete en continue processen is niet zo belangrijk als soms wordt ondersteld. Enerzijds is het mogelijk door invoering van Dirac-functies de discrete functies met dezelfde wiskundige formalismen te gaan beschrijven als de continue functies.

Anderzijds worden bij de waarneming van resultaten van continue processen geen individuele waarden genoteerd, doch wel getallen (bewust of onbewust) ingedeeld in klassen. De grafische weergave hiervan is een histogram. Indien de klassebreedte voldoende klein is, kan men er een continue kromme quasi mee laten samenvallen; men kan (bij constante klassebreedte) echter eveneens overgaan naar een staafdiagram.

8. Belangrijk bij de verdere studie zijn de momenten van de veranderlijken. Het gemiddelde μ_X of de verwachte waarde $E[X]$ is :

$$\sum x_i p(x_i) \quad \text{of} \quad \int_{-\infty}^{+\infty} x p(x) dx$$

Dit is tevens het moment van orde 1.

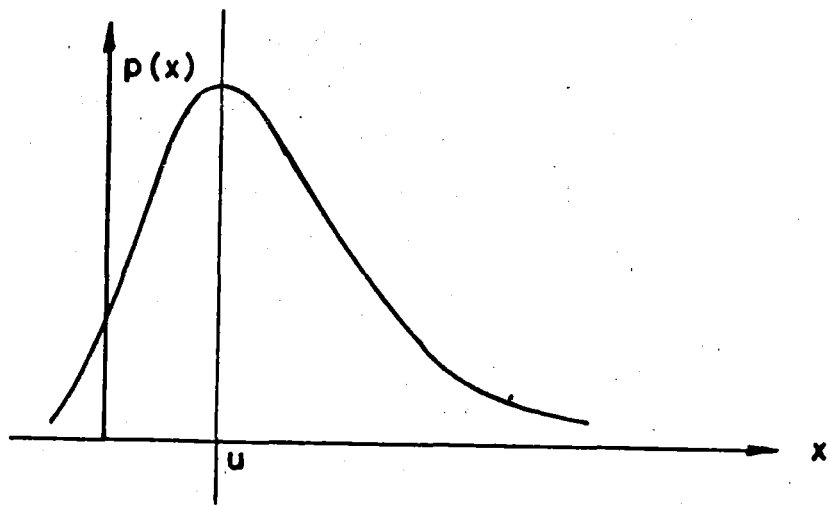
Het moment van orde n , $E[X^n]$, is :

$$\sum x_i^n p(x_i) \quad \text{of} \quad \int_{-\infty}^{+\infty} x^n p(x) dx.$$

Het centraal moment van orde n , $E[(X - \mu_X)^n]$:

$$\sum (x_i - \mu_X)^n p(x_i) \quad \text{of} \quad \int_{-\infty}^{+\infty} (x - \mu_X)^n p(x) dx.$$

De variantie $\text{Var}[X]$ is het centraal moment van orde 2.



figuur 2.

Afgeleide begrippen zijn

de standaardafwijking $\sigma_X = \sqrt{\text{Var} [X]}$

en de scheefheidscoëfficiënt $\gamma_1 = \frac{E [(X - \mu_X)^3]}{\sigma_X^3}$.

9. Zeer gekende waarschijnlijkheidsfuncties zijn bijvoorbeeld de binomiaalverdeling, de Gaussverdeling, de Poissonverdeling en de exponentiële verdeling. In het kader van het hier beschreven onderzoek gaat de interesse vooral naar de zogenoemde "extreme-waarden-verdelingen" die informatie geven over de extrema van een reeks toevalsresultaten.

Een dergelijke verdeling is de Gumbelverdeling, die de waarschijnlijkheid geeft voor de grootste uitkomsten van een reeks normaalverdeelde toevalsresultaten (figuur 2) :

$$p(x) = \alpha \exp \left\{ -\alpha (x - u) - \exp \left[-\alpha (x - u) \right] \right\}$$

$$F(x) = \exp \left\{ -\exp \left[-\alpha (x - u) \right] \right\}$$

α en u karakteriseren de verdeling volgens Gumbel.

Uit een berekening vindt men : $E [X] = u + \frac{0.577}{\alpha}$

$$\text{Var} [X] = \frac{\pi^2}{6\alpha^2}$$

$$\gamma_1 = 1.14 \text{ (onafhankelijk van } \alpha \text{ en } u)$$

10. Analooq bestaan er distributies voor de minima, en voor een reeks bijzondere gevallen (bijvoorbeeld de Weibullverdeling voor de kleinste van een reeks toevalsresultaten boven een bepaald minimum).

Al deze verdelingen steunen op een min of meer theoretische afleiding dikwijls uitgaande van de hypothese van normale verdeling voor het basisproces.

Daarnaast zijn er echter een reeks functies die grotendeels deze principiële eigenschappen missen, maar door hun vorm praktisch zeer geschikt

zijn om vele natuurlijke fenomenen te beschrijven en door hun wiskundige kenmerken toelaten bepaalde afgeleide eigenschappen (waarin men dikwijls meer geïnteresseerd is dan in de distributie zelf) eenvoudig neer te schrijven.

Wij vermelden hier onder andere :

- de Pearson III - verdeling :

$$p(x) = p_0 \left(1 + \frac{x}{a} \right)^c \exp \left(- \frac{cx}{a} \right)$$

(parameters : p_0, a, c)

- de logaritmische normaalverdeling :

$$p(x) = \frac{1}{x \sqrt{2\pi} \sigma_y} \exp \left\{ - \frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - E[Y]}{\sigma_y} \right)^2 \right\}$$

$$(y = \ln x)$$

(principeel afgeleid voor een produkt van toevalsveranderlijken blijkt deze laatste zeer geschikt voor extreme-waarden-problemen).

11. Gewoonlijk wordt er als volgt gewerkt :

- (0) gegeven : een reeks waargenomen resultaten,
- (1) ondersteld : een statistisch model (waarschijnlijkheidsfunctie),
- (2) bepaald uit de gegevens : de parameters van het model.
- (3) berekend : afgeleide eigenschappen.

12. Slechts in uitzonderlijke gevallen kan men het model volledig baseren op de kennis van de basismechanismen die de gevonden resultaten produceren. Bijgevolg moet er een "intuïtieve" keuze worden gemaakt van de waarschijnlijkheidsfunctie. Controle van de geldigheid van het gekozen model is mogelijk na schatting van de modelparameters (bijvoorbeeld met behulp van conventionele tests : χ^2 , Kolmogorov - Smirnov, ...).

Even belangrijk is evenwel dat het model goede informatie kan verschaffen over de gewenste "afgeleide eigenschappen". Ligt het belang, bijvoorbeeld, bij het voorkomen van zeer uitzonderlijke gebeurtenissen,

dan kan een Gaussverdeling die "perfect" overeenkomt in het normale resultaatengebied onnauwkeurige voorspellingen geven over de frequentie van voorkomen van deze situaties; daarentegen kan een extreme-waardenverdeling, zelfs indien die op zichzelf een minder goede benadering is, toch valabele uitkomsten geven voor dit specifiek probleem.

13. De bepaling van de parameters van het model uitgaande van de waargenomen resultaten is op diverse manieren realiseerbaar (indien het model exact de realiteit beschrijft en er een zeer groot aantal foutvrije resultaten zijn, vindt men natuurlijk steeds dezelfde waarden).

We vermelden hier enkele veel gebruikte methoden :

- 1) de methode van de momenten waarbij geëist wordt dat de n eerste (n : aantal te bepalen parameters) momenten van de resultaten overeenstemmen met dezelfde momenten van de verdeling;
- 2) de methode van de maximale waarschijnlijkheid, waarbij de parameters zo gekozen worden dat de waarschijnlijkheidsfunctie voor de gevonden resultaten maximaal wordt;
- 3) de methode van de kleinste kwadraten.

14. Een van de belangrijkste afgeleide eigenschappen is de terugkeerperiode, omdat het probleem dikwijls herleid wordt tot de vraag : welke is de kans dat gedurende een bepaalde tijdsduur (ontwerpperiode) een grenswaarde wordt overschreden ?

Gaan we bijvoorbeeld uit van een verschijnsel met een overschrijdingskans $p = 0,01$ per jaar.

Voor 30 jaren is de kans op minstens 1 overschrijding :

$$1 - \binom{30}{0} (0,01)^0 (0,99)^{30} = 0,26 \quad (\text{binomiaalverdeling}).$$

$$\text{met } \binom{30}{0} = C_0^{30} = \frac{30!}{0! 30!}$$

Het aantal jaren N voor de eerste overschrijding is zelf een toevalsveranderlijke, die beschreven kan worden door een geometrische verdeling. De verwachte waarde $E[N]$ is :

$$\frac{1}{p} = 100 \text{ j.} \quad \text{Dit is de terugkeerperiode.}$$

Men mag dit begrip echter niet verkeerd interpreteren alsof er gedurende deze periode (zeker) één en slechts één overschrijding zou zijn, of alsof er (zeker) op het einde van de terugkeerperiode een overschrijding zou optreden voor de eerste maal.

Voor het gekozen voorbeeld is de kans op minstens één overschrijding gedurende de terugkeerperiode :

$$1 - \binom{100}{0} (0,01)^0 (0,99)^{100} = 0,63.$$

Er is dus een relatief grote waarschijnlijkheid dat de kritische waarde wordt bereikt tijdens de terugkeerperiode.

15. Voor de berekening van de afgeleide eigenschappen wordt in bepaalde gevallen een beroep gedaan op simulatietechnieken. Deze werkwijze wordt besproken in 2.3. en 3.8.

16. Bij de studie van extreme resultaten of waarden moet er gewoonlijk een a priori selectie worden gemaakt uit de voorhanden zijnde gegevens : de maximale waarden moeten worden uitgezocht.

Een voor de hand liggende methode is een grenswaarde te kiezen en alle grotere resultaten, ongeacht hun tijdstip van voorkomen, over te houden. De uiterste waarden zijn dan toevallig of stochastisch verdeeld. Een alternatieve methode bestaat er in de maxima over te houden per periodeblok, ongeacht hun waarde. Nadeel hiervan is dat men een aantal extreme gebeurtenissen verwaarloost en een aantal minder extreme resultaten wel meeneemt enkel op basis van wat er al dan niet gebeurt tijdens de rest van het periodeblok. De gegevens zijn dan duidelijk equidistant verdeeld in de tijd.

Voorbeeld :

1	3	6	9	11	6	4	4	5	3	(periodeblok 1)
1	2	7	7	6	3	5	6	2	4	(periodeblok 2)
8	1	3	6	6	5	4	4	3	4	(periodeblok 3)

Houdt men drie resultaten over, dan vindt men

- volgens methode 1 : 11, 9, 8
- volgens methode 2 : 11, 7, 8

In 2.3. zal verder op de gevolgde werkwijze en haar consequenties worden ingegaan.

2.2. Tijdsafhankelijke effecten.

Bij alle voorgaande beschouwingen werd (stilzwijgend) ondersteld dat alle processen stationair zijn in de tijd. Evenwel zijn er in de verder bestudeerde problematiek duidelijk deterministische evoluties die moeten worden geëlimineerd bij de statistische studie. Hiervan zijn de oorzaken :

- 1) wijzigingen op korte termijn, waarneembaar door een discontinuïteit in de gegevens en waarvan men kan weten of er zich in de toekomst nog dergelijke effecten zullen voordoen (voorbeeld : de invloed van het indijken van potpolders op de hoogwaterstanden) ,
- 2) wijzigingen op lange termijn, waarneembaar door een trend of strekking in de gegevens en waarvan men kan vermoeden dat deze in de toekomst zal aanhouden.

Voor de verdere behandeling is het nodig dat men duidelijk de oorzaken kan afzonderen en hun kwantitatief effect bepalen.

Inrekening van deze effecten kan op verscheidene manieren gebeuren. De schijnbaar eenvoudigste methode is de beperking van het gebruikt aantal waarnemingenresultaten tot een zeer korte periode binnen dewelke de tijds-evolutie geen rol speelt. Deze methode kan echter geen praktisch bruikbare resultaten opleveren, daar het aantal gegevens te beperkt zal zijn en daar er toch geen extrapolatie naar de toekomst zou mogen gebeuren. Men is dan ook gewoonlijk aangewezen op een superpositiemodel waarbij men in de gegevens de deterministische en de stochastische verschijnselen volledig van elkaar scheidt, twee afzonderlijke modellen opbouwt en de hiermee gevonden resultaten superponeert.

2.3. Begrippen over de simulatie.

1. Een eenduidige formele definitie van dit begrip is moeilijk te geven, gezien de zeer uiteenlopende toepassingen.

Het doel van simulatie is het vinden van enkele eigenschappen van een reële situatie, waarop men geen of onvoldoende experimenten kan toepassen.

Daarom bouwt men een model, waarvan ondersteld wordt dat het de werkelijkheid weergeeft ("simuleert") en voert hierop de nodige experimenten uit (ref. 14 en 12). Dit resulteert in een meer uitgebreide reeks gegevens, die dezelfde statistische eigenschappen bezit als de waarnemingsreeks waarvan men is uitgegaan, maar die beter geschikt is om er de "klassieke" statistische methode op toe te passen.

2. De verder toegepaste simulatietechniek is de Monte-Carlo-methode (ref. 14). In plaats van in te gaan op de theoretische aspecten, zullen wij ons hier beperken tot een eenvoudig voorbeeld.

Stel dat van een bepaalde gebeurtenis (X) geweten is dat ze normaal verdeeld is en dat tevens gemiddelde (μ_X) en standaarddeviatie (σ_X) gekend zijn. Welke grenswaarde (x) wordt dan door 1% van de gebeurtenissen overschreden?

Dit probleem kan worden opgelost door een zeer groot aantal (bijvoorbeeld 1.000.000) waarden te genereren die aan de gestelde verdeling voldoen (zie 2.3.5) en hiervan de 10.000 grootste af te zonderen. Het grootste van de overblijvende getallen is dan de gezochte grenswaarde x.

Uiteraard was in dit voorbeeld de gezochte x-waarde ook als dusdanig uit te rekenen als $\mu_X + 2,33 \cdot \sigma_X$; ingewikkelder modellen en eigenschappen laten een dergelijke eenvoudige berekening - de facto steeds gesteund op een analytische afleiding - dikwijls niet meer toe.

Het is juist dan dat de simulatietechniek onontbeerlijk wordt, omdat geen formulering meer nodig is van een hypothese die de observaties tracht te verklaren en a fortiori omdat geen voorspelling van het gedrag van het systeem meer moet gebeuren (op basis van de hypothese) door gebruik te maken van een wiskundige afleiding.

Meestal vindt men op deze wijze vlugger en eenvoudiger de resultaten. Bovendien houdt het model voeling met het fysisch gebeuren, zodat de resultaten niet louter het produkt zijn van mathematische formalismen, wat inhoudt dat zij vaak betrouwbaarder zijn.

3. Afgezien van de voordelen van de simulatietechniek, moet steeds worden gelet op de belangrijke beperking dat de simulatie wel quasi-onbeperkte mogelijkheden geeft bij de studie van de eigenschappen van het model, maar niets meer kan leren over de werkelijkheid dan reeds besloten ligt

in de waarnemingsreeks en in het model zelf. Met andere woorden, de resultaten van de simulatie zijn minstens even onnauwkeurig als de onvolledige beschrijving van de werkelijkheid door waarnemingsresultaten en model. Heeft men bijvoorbeeld uit 100 gegevens een model opgebouwd, en met dit model 10.000 gegevens gegenereerd, dan mag men niet proberen met deze 10.000 gegevens een schijnbaar nauwkeuriger model te construeren. Simulatie is dus enkel een techniek om de modeleigenschappen eenvoudig te vinden.

4. Centraal in de Monte-Carlo-methode staat het genereren van een reeks getallen die beantwoorden aan een vooropgezet model.

In een eerste fase genereert men gewoon toevalsgetallen uniform verdeeld tussen 0 en 1, dus beantwoordend aan een verdeling

$$\begin{aligned} p(x) &= 1 \text{ voor } 0 \leq x \leq 1 \\ p(x) &= 0 \text{ voor alle andere } x. \end{aligned}$$

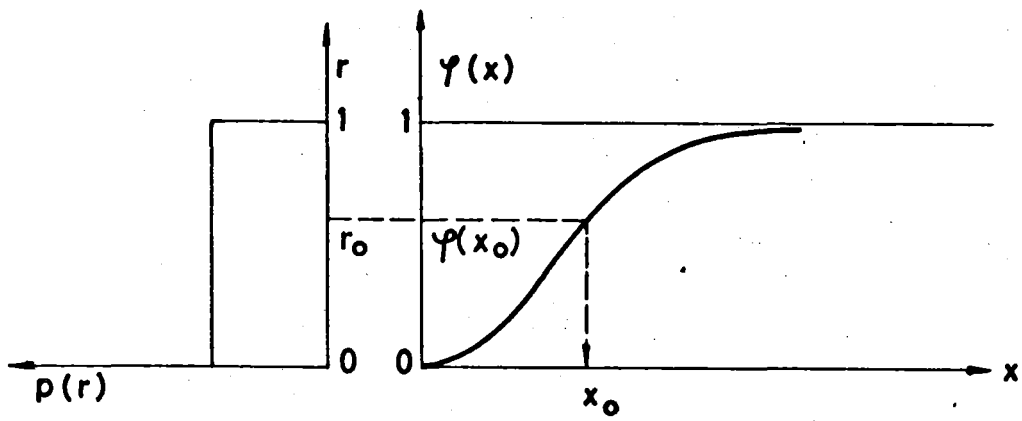
Bij het gebruik van een computer hiervoor, kan men moeilijk een beroep doen op een analoge bepaling (bijvoorbeeld uit een fysisch toevalsproces) of zelfs op tabellen (geheugenbeperking). Daarom doet men een beroep op een inwendige generatie door middel van een recursiebetrekking (snel, weinig geheugen, reproduceerbare getallen). Omdat deze getallen gevormd worden door een deterministische formule, kan men hooguit spreken van pseudo-toevalsgetallen. De voorgestelde recursiebetrekking moet uiteraard getallen leveren

- die uniform verdeeld zijn,
- die (in volgorde) onafhankelijk zijn,
- die zichzelf niet periodiek herhalen binnen de maximale lengte van de reeks.

Een mogelijke recursiebetrekking voor een reeks toevalsgetallen X^i , $X^{i+1}, \dots$ is :

$$X^{i+1} = 16\,807 \, X^i \pmod{2147483647}, \quad (*)$$

(*) $X \bmod Y$ = de rest bij deling van X door Y in de klasse der gehele getallen. Voorbeeld : $11 \bmod 6 = 5$.



figuur 3.

die een uniform verdeeld toevalsgetal tussen 0 en 2147483647 levert, door schaal aanpassing herleidbaar naar het interval 0 - 1. Deze formule is een bijzonder geval van de betrekking :

$$X^{i+1} = A X^i \pmod{Z}$$

waarbij A en Z deels op theoretische, deels op praktische basis (woordlengte van de computer), moeten worden gekozen.

5. Vervolgens moet worden overgegaan naar de werkelijke verdeling : de toevalsveranderlijken moeten verdeeld zijn volgens de voorgestelde waarschijnlijkheidsfunctie ($p(x)$ of $f(x)$). Het is eenvoudig in te zien dat dit kan gebeuren door een transformatie van veranderlijken (figuur 3) : zij z de uniform tussen 0 en 1 verdeelde, en x de gezochte veranderlijke. Na generatie van z_0 stelt men : $z_0 = f(x_0)$. Het volstaat de inverse cumulatieve functie $f^{-1}(z)$ te bepalen (indien dit niet analytisch mogelijk is, biedt numerieke integratie steeds een uitkomst), waaruit volgt : $x_0 = f^{-1}(z_0)$.

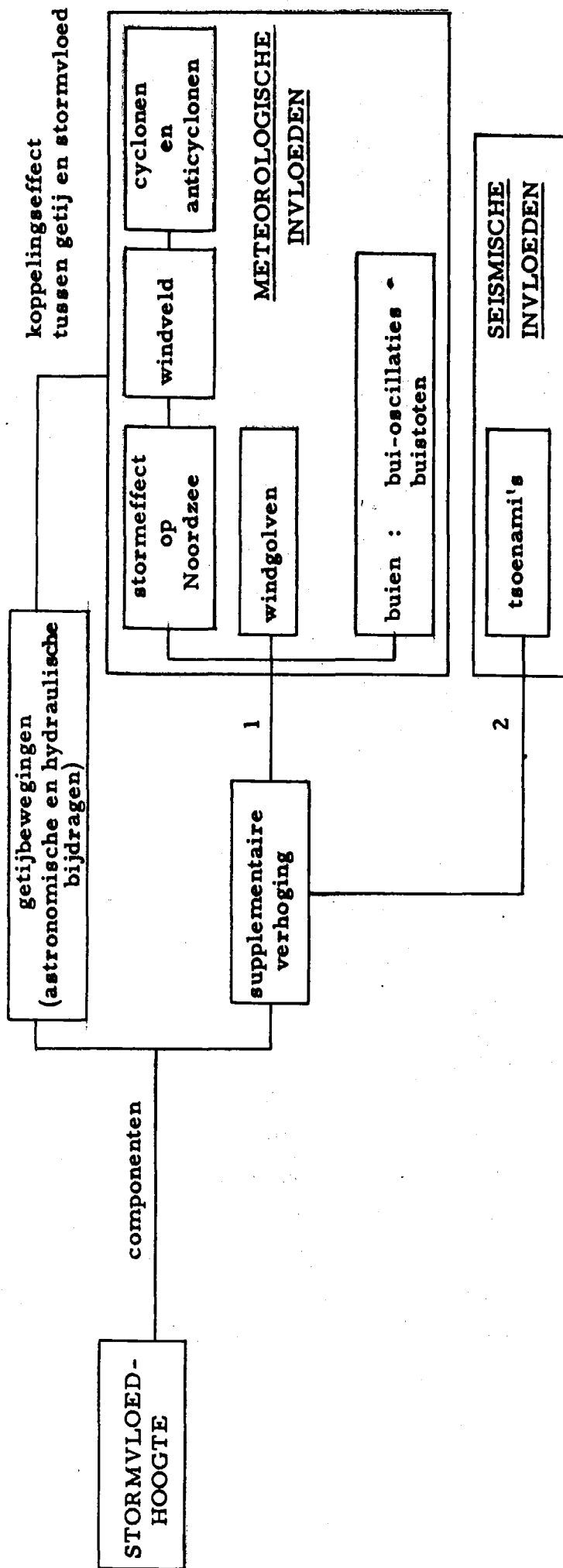
3. HET MODELLEREN VAN STORMVLOEDEN IN DE SCHELDE.

3.1. Algemene beschouwingen betreffende stormvloeden.

De factoren die aanleiding geven tot extreme hoogwaterstanden op de Schelde te Antwerpen zijn als volgt te beschrijven.

3.1.1. De getijverwekkende krachten.

Vooreerst is er de getijbeweging in de Schelde. Het betreft een coöscillatiegetij afkomstig van het getij op de Noordzee, dat op zijn beurt in coöscillatie staat met de getijbeweging in de Atlantische Oceaan, veroorzaakt door de rechtstreekse inwerking vanwege de hemellichamen op de watermassa. De invloed van de maan is doorslaggevend in het verschijnsel van de getijbeweging in de Schelde. Dikwijls wordt het getij in de Schelde verkeerdelijk aangeduid door enkel en alleen het begrip "astronomisch getij", want zowel de voorspelde als de waargenomen zee- en vooral riviergetijden bevatten tegelijkertijd astronomische én hydrodynamische invloeden.



Figuur 4. Schema van de invloedsfactoren die aanleiding geven tot stormvloedhoogte in een tijrvierv.

3.1.2. Een supplementaire verhoging.

Vervolgens is er een bijkomende verhoging mogelijk van de waterstand die ontstaat door - in het algemeen - weerkundige en seismische factoren, inwerkend op de watermassa's in de Noordzee. Figuur 4 geeft een schema over zulke mogelijke invloeden voor een tijrivier.

Wij behandelen nu in het kort elk dezer tussenbeide komende factoren.

3.1.2.1. Meteorologische invloeden.

De uiteindelijke oorsprong van een verhoging van de zeespiegel ligt in het stelsel van hoge en lage drukgebieden die zich met een bepaalde snelheid en in een bepaalde richting verplaatsen. Hieruit ontstaat dan een windveld, dat de directe aanleiding is voor het stormeffect. Voor de studie van het oorzakelijk verband tussen luchtdruk, windrichting en -snelheid en de verhoging van de zeespiegel, wordt verwezen naar de literatuur (referenties 4 en 15).

- Verder zijn ook de windgolven te vermelden. Dit zijn bewegingen van de waterspiegel met perioden van 1 tot 2 seconden bij een lichte bries en 8 tot 12 seconden in geval van storm.

- Bui-oscillaties zijn golven met lange periode, met periode gelegen tussen deze van de windgolven en deze van het getij zelf. De amplitudes variëren van enkele centimeters tot 25 cm. Deze oscillaties hebben duidelijk een stochastisch karakter, zowel voor wat betreft hun amplitude als voor hun periode. Hun invloed stijgt drastisch wanneer hun periode overeenstemt met de eigenperiode van een haven.

- Buistoten zijn vaak het gevolg van het plots losbarsten van een onweder of wanneer de luchtbeweging hoosachtig is. Deze buistoten doen zich voor als lopende golf die een verhoging van het waterpeil veroorzaakt van maximaal 25 tot 30 centimeter.

3.1.2.2. Seismische oorzaken.

Ten gevolge van een aardbeving of een onderzeese vulkaanuitbarsting kunnen vloedgolven ontstaan die zich zouden kunnen voortplanten tot in het Schelde-estuarium.

3.2. Het koppelingseffect.

Uit wat voorafgaat zou ten onrechte kunnen blijken dat getij en storm-effect volledig los van mekaar staan. De verhoogde waterstanden hebben nochtans een drievoudige invloed op de gewone getijbeweging, namelijk, een vervroeging, een verzwakking en een vervorming van de waargenomen getijbeweging ten opzichte van de normale, voorspelde getijbeweging (ref. 4). De interactie tussen de normale getijbeweging en de storm is vooral belangrijk in ondiepe wateren. De hydrodynamische vergelijkingen, die de voortplanting van getij en stormeffect beschrijven, zijn immers gekoppeld en niet-lineair en de effecten, geassocieerd met dit niet-lineair karakter, worden juist significant in ondiepe kustwateren en in estuaria. Deze effecten omvatten zowel de vorming van ondiep-water-componenten als het koppelingseffect (ref. 16 en 17).

Dit koppelingseffect werd bestudeerd onder meer voor de stormvloed van 1 februari 1953 (ref. 8). Het heeft een belangrijke invloed op de praktische bepaling van het stormeffect, uitgaande van de waargenomen getijkrommen.

3.3. Het stormeffect.

3.3.1. Definities en omschrijving van de waargenomen waterstandskrommen.

In het volgende zullen wij eerst enkele vaak gebruikte termen verklaren.

- Stormopzet : Dit is het verschil tussen waargenomen hoogwater en voorspeld hoogwater, ongeacht het verschil in tijd tussen beide.
- Stormeffect : Dit geeft het verloop weer van de verheffing van het gemiddeld waterpeil, dit is het peil waarrond het getij bij afwezigheid van storm schommelt (op zee is dit het gemiddeld zeeniveau).
- Stormvloedhoogte : Voor Antwerpen werd deze uit de ervaring vastgelegd op een waterpeil vanaf N.K.D. + 6,50 m; in Vlissingen spreekt men hieromtrent van grenspeil (zie ook 1.2.).
- Grenspeil (Nederlandse uitdrukking voor stormvloedhoogte) : "Dit peil wordt niet door natuurgebeuren bepaald, doch berust op een afspraak, namelijk om van "stormvloed" te spreken, wanneer het peil, dat een frequentie 0,5/jaar heeft, wordt overschreden." (ref. 4, p. 76).
- Rijzing of stijging : Het verschil tussen hoogwater en voorafgaand laagwater.

In de berekeningsopvatting van het stormeffect zijn er, volgens de Nederlandse Rijkswaterstaat, twee mogelijke hypothesen aangaande de samenstelling van de waargenomen waterstandskrommen naar aanleiding van een stormvloed, vandaar dat er ook twee methoden bestaan om de verheffing van het gemiddeld waterpeil uit de waarnemingen af te leiden (ref. 4, pp. 96-97).

Hypothese A.

De opgetekende waterstandskrommen worden opgebouwd gedacht uit de navolgende drie componenten.

- a. Het getij zoals het zich zou hebben voorgedaan bij afwezigheid van de storm.
- b. Het stormeffect zoals dit zich zou hebben voorgedaan zonder getijbeweging.
- c. Het koppelingseffect dat tot ontwikkeling kwam door het samentreffen van stormeffect b en getij a.

Hypothese B.

De geregistreeerde krommen worden opgebouwd gedacht uit de navolgende componenten.

- a. Het getij zoals het zich aan ons voordoet, namelijk ten gevolge van de stormvloed verkleind, vervroegd of vervormd.
- b. Het stormeffect zoals het zich aan ons voordoet, dus in grootte, vorm en verloop in tijd en ruimte ten dele beïnvloed door het getij van deze dag en de wijze van samentreffen.

De hypothese of werkwijze A is voorlopig niet toepasbaar omdat een voldoende inzicht en kennis van het koppelingseffect nog ontbreekt. De methode B biedt het voordeel dat de beschikbare waarnemingen direct bewerkbaar zijn zonder dat een gedetailleerde kennis van het bewegingsmechanisme vereist is. De splitsing tussen de onder Ba en Bb bedoelde componenten is daarbij gebaseerd op het verschil in karakter tussen het getij als een min of meer periodiek schommelend verschijnsel en het stormeffect als een langzaam evoluerend verschijnsel. Deze splitsing is, strikt genomen, niet eenduidig. Op praktisch gebied geeft dit evenwel geen grote moeilijkheden, noch al te grote onnauwkeurigheden.

3.3.2. Bepaling van het stormeffect.

3.3.2.1. De gegevens

Vooreerst dient een selectie te worden gemaakt uit de voorhanden zijnde waarnemingen of tijgegevens. Enerzijds moeten om voor de hand liggende redenen zoveel mogelijk gegevens worden gebruikt. Anderzijds is er het dubieuze koppelingseffect dat maakt dat een stormvloedsituatie andere eigenschappen zal bezitten dan in normaal getij-omstandigheden. Bijgevolg kiest men uit de twee mogelijkheden, beschreven in 2.16, het criterium waarbij een grenswaarde wordt gekozen en alle grotere resultaten worden aangehouden. Op deze manier vermijdt men :

- verkeerde informatie uit kalmere perioden mee te nemen;
- goede informatie uit perioden met meerdere stormen weg te laten.

Hiervoor wordt uitgegaan van de lijst der stormvloedstanden voor Antwerpen (ref. 18), zie tabel 2 en fig. 1. Uit tabel 2 blijkt dat het stormvloedpeil (N.K.D. + 6,50 m) 69 maal werd overschreden in het tijdperk 1900 tot november 1977, eindpunt van de rij gegevens die wij gebruikt hebben.

Na eliminatie van de stormvloeden te Antwerpen, waarvoor niet alle bijbehorende gegevens konden worden verzameld, bleven 33 stormen over, gekarakteriseerd door één tijdstip (sommige stormen gaven uiteraard aanleiding tot meer dan één overschrijding van het grenspeil N.K.D. + 6,50 m) : deze 33 tijdstippen zijn gegeven in tabel 3. Voor de karakterisering van de stormen wordt slechts van deze 33 gevallen gebruik gemaakt, voor de frequentiestudie daarentegen van de volledige tabel 2.

Om een vergelijking te kunnen maken, werden voor de waarnemingspost Vlissingen dezelfde getijkrommen onderzocht als voor Antwerpen (tabel 3), onafhankelijk van het feit of deze voor Vlissingen ja dan neen een grenspeiloverschrijding betekenen. Zo werden de grenspeiloverschrijdingen in Vlissingen, die in Antwerpen niet tot een stormvloedstand hebben geleid, buiten beschouwing gelaten. Voor Vlissingen ontbreken de stormen van 16.10.58, 15.11.62, 16.12.62 en 13.12.73. Hoewel zich te Antwerpen op 12.11.77 en 13.11.77 twee stormen voordeden, vinden wij in Vlissingen slechts één storm terug. De waargenomen getijwaterstanden, continu opgetekend op papierband, werden gedigitaliseerd met een tijdsinterval van 30 minuten.

Uit het voorgaande mag dus niet worden besloten dat er juist 69 stormen zijn geweest in het door ons bestudeerd tijdperk, enerzijds omdat niet elke storm aanleiding geeft tot een overschrijding van het peil N.K.D. + 6,50 m te Antwerpen, anderzijds omdat tijdens één enkele stormperiode twee of meerdere hoogwaters het stormvloedpeil kunnen overschrijden.

3.3.2.2. Bepaling van het voorspeld getij.

Voor de bepaling van het stormeffect beschikken wij dus over de waargenomen waterstanden en ook over de voorspelde hoog- en laagwaterstanden. De tijdstippen van voorkomen en de waarden voor de hoog- en laagwaters worden immers teruggevonden in de getijdentabellen. Het verloop van de getijkrommen tussenin dient nog te worden bepaald. Hiervoor volstaat een eenvoudig sinusofdaal model niet, omdat daarmee voor het stormeffect zinloze waarden worden teruggevonden. Daarom wordt uitgegaan van typekrommen afkomstig van de Antwerpse Zeediensten (ref. 3). Deze worden getransformeerd zowel in het tijds- als in het hoogtedomein, en dit per halve periode, respectievelijk stijgende en dalende flank van de getijkromme. De uiteenzetting over de transformatie geschiedt schematisch aan de hand van het voorbeeld van een stijgende flank (figuur 5).

A. Transformatie in het tijdsinterval.

- Gekend zijn :
- TTHW tijd typekromme bij hoogwater; (1)
 - TTLW tijd typekromme bij laagwater; (2)
 - TVHW tijd voorspeld hoogwater; (3)
 - TVLW tijd voorspeld laagwater; (4)
 - WTT willekeurige tijd typekromme. (5)

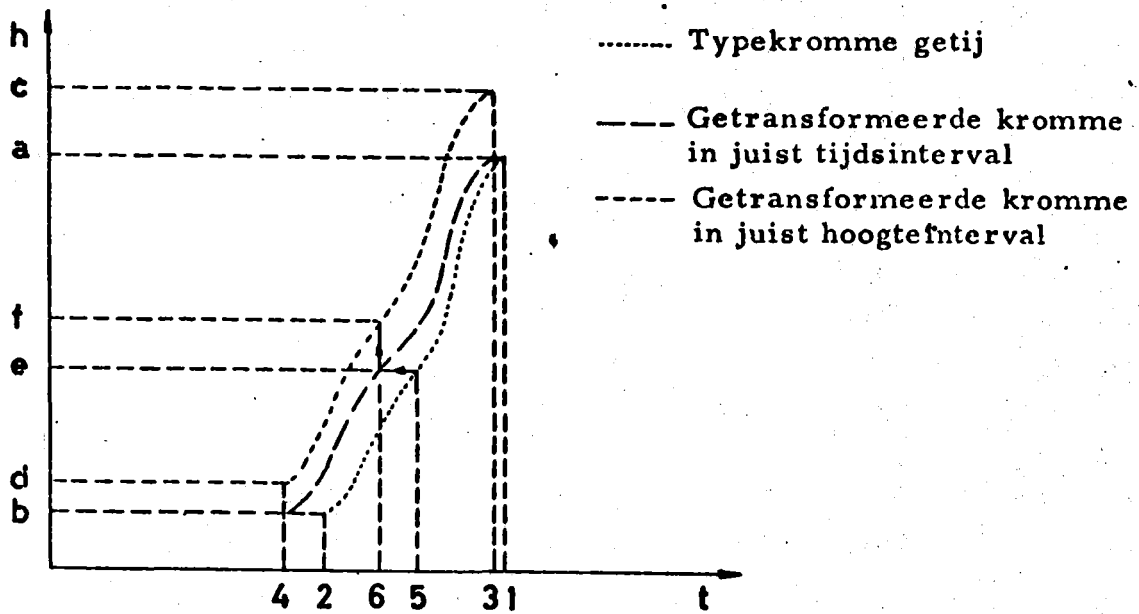
- Te bepalen :
- WVT willekeurige voorspelde tijd, overeenkomend met WTT. (6)

Oplossing :

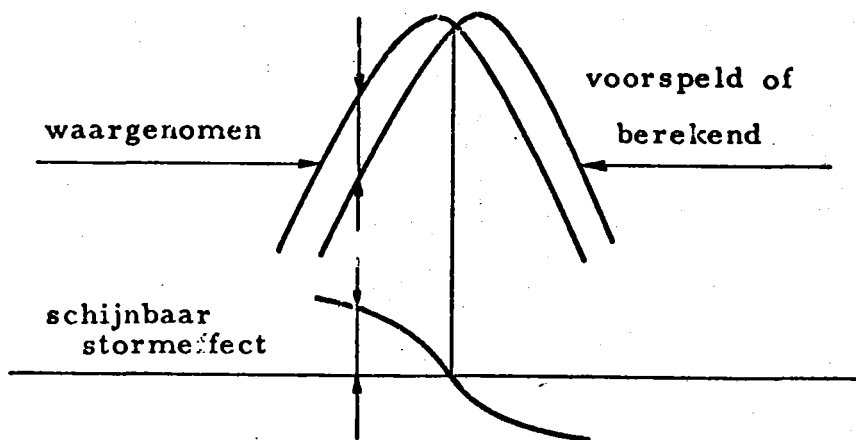
$$WVT = TVLW + (WTT - TTLW) \frac{(TVHW - TVLW)}{(TTHW - TTLW)}$$

B. Transformatie in het hoogteinterval.

- Gekend zijn :
- HTHW hoogte typekromme bij hoogwater; (a)
 - HTLW hoogte typekromme bij laagwater; (b)



figuur 5.



figuur 6.

HVHW hoogte voorspeld hoogwater; (c)

HVLW hoogte voorspeld laagwater; (d)

WHT willekeurige hoogte typekromme. (e)

Te bepalen : WVH willekeurige voorspelde hoogte,
overeenkomend met WHT. (f)

Oplossing :

$$WVH = HVLW + (WHT - HTLW) \frac{(HVHW - HVLW)}{(HTHW - HTLW)}$$

Op deze wijze wordt een "voorspelde getijkromme" bekomen die volledig gelijkvormig is met de typekromme en dus ook met de werkelijke tijkromme en die bovendien doorheen de juiste waarden van de voorspelde hoog- en laagwaterstanden gaat. Deze methode biedt het voordeel vlug tot een zogenoemd voorspeld getij te leiden, zonder een eigenlijke getijberekening te moeten uitvoeren.

3.3.2.3. Bepaling van het stormeffect.

Het stormeffect is uiteraard het verschil tussen de waterstandskromme waargenomen tijdens de storm en de voorspelde getijkromme. Omdat door het koppelingseffect er niet alleen hoogte- maar ook tijdseffecten een rol gaan spelen, volstaat het helemaal niet op ieder ogenblik eenvoudig het "verschil" te maken. Denken wij bijvoorbeeld aan wat er zou gebeuren bij een kleine faseverschuiving, geschetst in figuur 6.

Daarom werd overgegaan naar de volgende procedure :

- 1) verschil maken van waargenomen en voorspelde getijkrommen,
- 2) iteratief (indien nodig) de berekende getijkrommen verschuiven tot het verschil niet meer (zuiver periodiek) oscilleert,
- 3) een kleinste - kwadratenbenadering doorheen de gevonden punten, waardoor een "effen kromme" bekomen wordt en bovendien windgolven en buiwerking geëlimineerd worden.

Dit gladstrijkprocédé werd gekoppeld aan het gebruik van een Lagrange-multiplicator. Bij de uiteindelijke bepaling van het stormeffect wordt namelijk de bijkomende voorwaarde opgelegd dat de oppervlakte onder de oorspronkelijk bepaalde stormeffectkromme gelijk moet zijn aan deze onder de benaderende kromme.

Voor deze benadering is een derdegraadsfunctie gekozen omdat de gezochte stormeffect-kromme in realiteit een maximum en een buigpunt moet vertonen.

Nadat de bewerkingen aangeduid in de stappen 1 en 2 zijn uitgevoerd, beschikt men dus over een stel punten (t_i, h_i) en zoekt men een functie $h = a + bt + ct^2 + dt^3$, met als eisen :

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_i [h(t_i) - h_i]^2 \quad \text{minimaal} \\ \int_{t_1}^{t_n} (a + bt + ct^2 + dt^3) dt - \left[\frac{1}{2} h_1 + \sum_{j=2}^{n-1} h_j + \frac{1}{2} h_n \right] \Delta t = 0. \end{array} \right.$$

Door invoering van een Lagrange-multiplicator λ herleidt dit probleem zich tot :

$$\sum_i [h(t_i) - h_i]^2 + \lambda \left\{ \int_{t_1}^{t_n} (a + bt + ct^2 + dt^3) dt - \left[\frac{1}{2} h_1 + \dots + \frac{1}{2} h_n \right] \Delta t \right\} \quad \text{minimaal}$$

of $F(a, b, c, d, \lambda)$ minimaal.

Hieraan is uiteraard voldaan als $\frac{\partial F}{\partial a} = \frac{\partial F}{\partial b} = \frac{\partial F}{\partial c} = \frac{\partial F}{\partial d} = \frac{\partial F}{\partial \lambda} = 0$.

Uit dit stelsel van vijf lineaire vergelijkingen vindt men de coëfficiënten a, b, c, d en ook λ .

Onbekenden					Tweede lid
a	b	c	d	λ	
n	$\sum t_i$	$\sum t_i^2$	$\sum t_i^3$	$\frac{t_n - t_1}{2}$	$\sum h_i$
	$\sum t_i^2$	$\sum t_i^3$	$\sum t_i^4$	$\frac{t_n^2 - t_1^2}{4}$	$\sum h_i t_i$
		$\sum t_i^4$	$\sum t_i^5$	$\frac{t_n^3 - t_1^3}{6}$	$\sum h_i t_i^2$
			$\sum t_i^6$	$\frac{t_n^4 - t_1^4}{8}$	$\sum h_i t_i^3$
				0	$\left[\frac{1}{2} h_1 + \dots + \frac{1}{2} h_n \right] \Delta t$

Symmetrie

Uiteindelijk kan men dus voor elke bestudeerde storm de gewenste kromme voor het stormeffect opstellen. Twee voorbeelden worden gegeven in de figuren 7a en 7b (respectievelijk voor de stormen van 13.12.73 en 03.01.76).

3.3.3. Resultaten van het bepalen van de stormeffecten.

Uit de berekeningsresultaten blijkt duidelijk dat het maximum stormeffect niet hoeft samen te vallen met het ogenblik van voorspeld hoogwater. Het is evenwel niet duidelijk of er een correlatie bestaat met een ander ogenblik van het getij (bijvoorbeeld met betrekking tot de stijgende flank, ref. 8, pp. 27-28).

Uit de benaderende kromme kunnen een duur en een maximum van het stormeffect worden gehaald. Tussen beide eigenschappen blijkt geen duidelijk lineair verband te staan (correlatiecoëfficiënt 0,013), zodat wij voor het verdere werk de hypothese van onafhankelijkheid hebben aangenomen. Voor het verder te behandelen simulatiemodel blijkt uit een reeks geteste verdelingen dat :

- voor de duur van het stormeffect een gewone normaalverdeling kan worden gebruikt,
- voor de hoogte van het stormeffect een Gumbel-verdeling het best geschikt is. De Gumbel-verdeling wordt hier dus uitsluitend gebruikt om de relatieve waarschijnlijkheid van elke stormeffecthoogte te karakteriseren en niet als functie die de maxima beschrijft van een rij normaalverdeelde gegevens die regelmatig in de tijd gespreid zijn (zie 4.2.).

De normaalverdeling voor de duur heeft als parameters

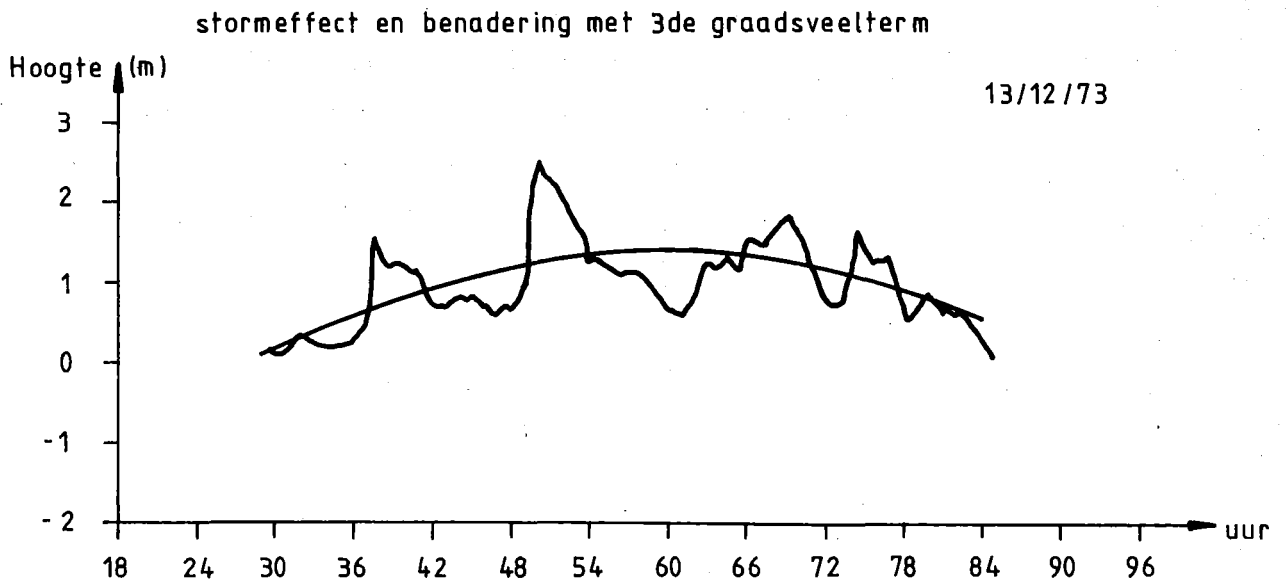
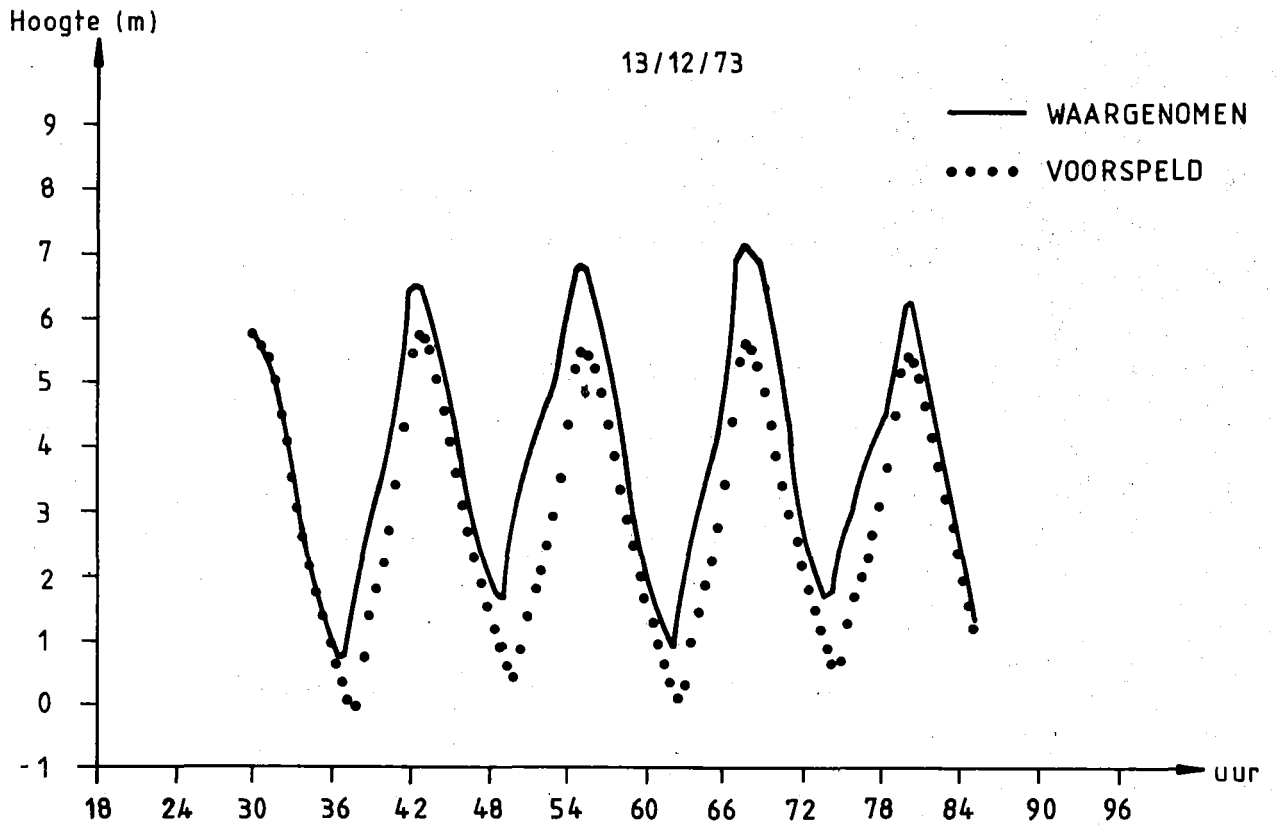
$$\mu_{\text{duur}} = 42,5 \text{ uur},$$

$$\sigma_{\text{duur}} = 11,6 \text{ uur}.$$

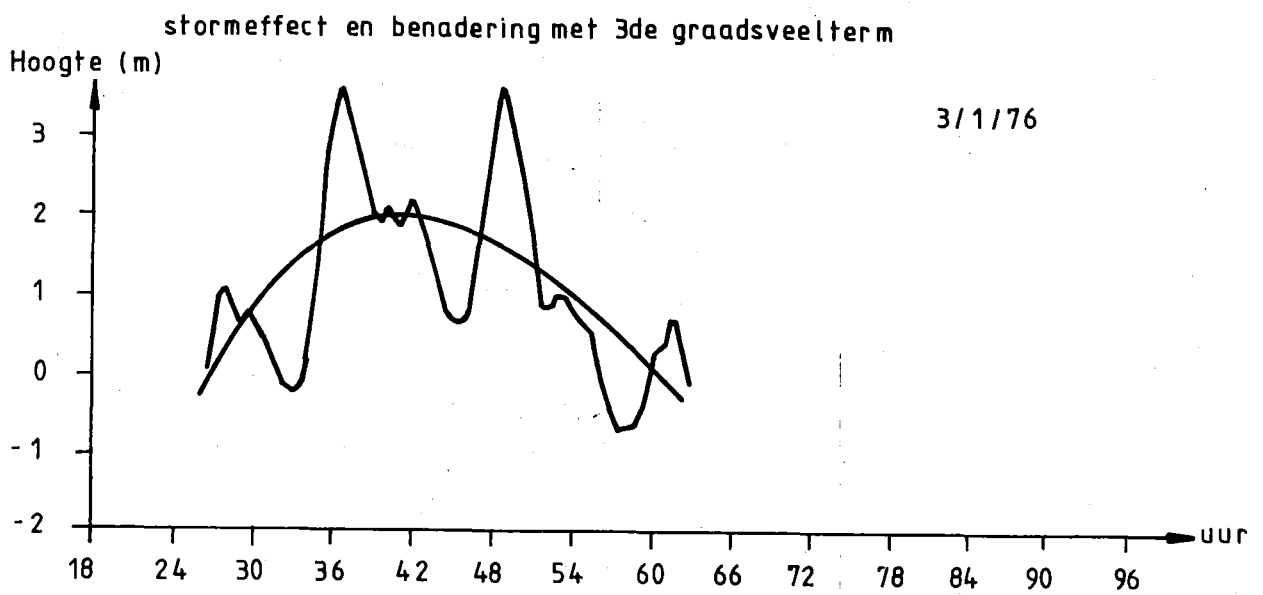
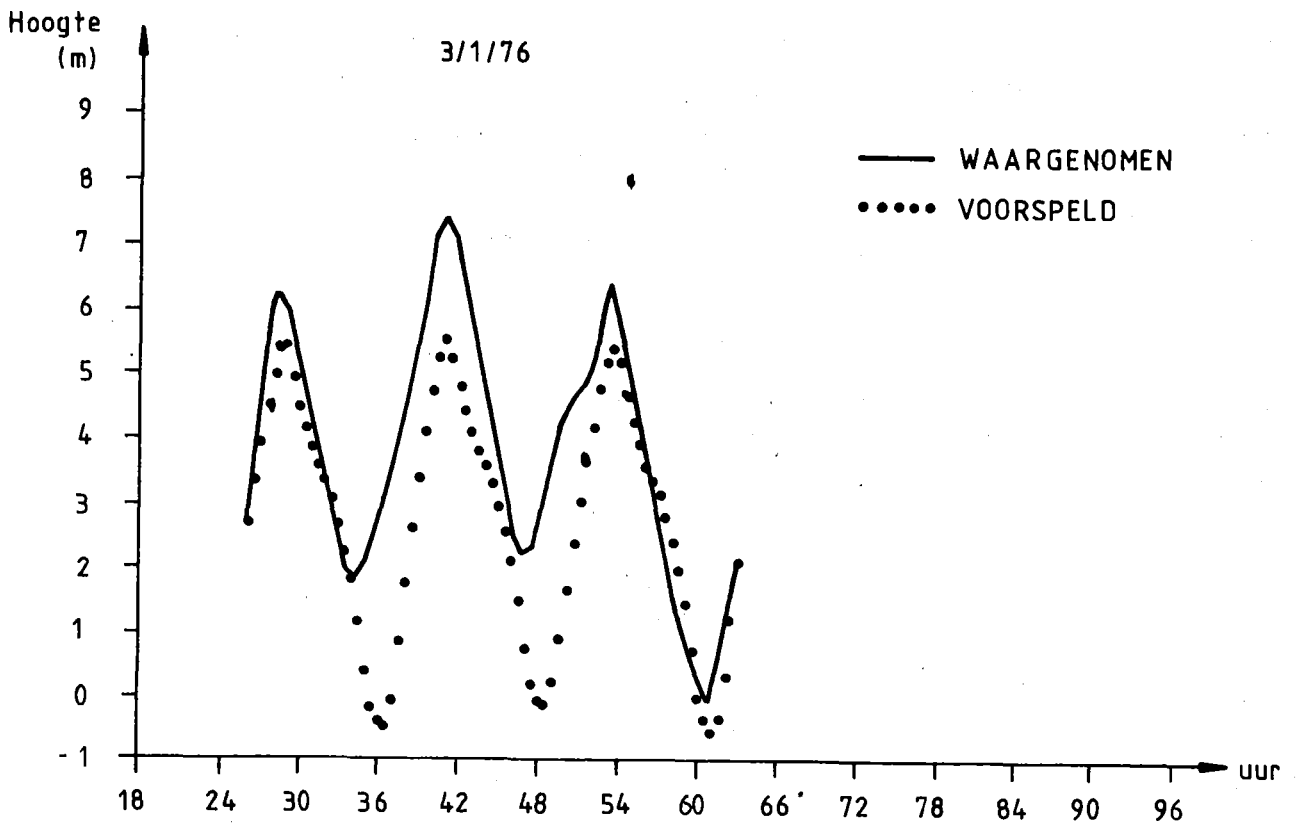
De Gumbelverdeling voor de hoogte heeft als parameters

$$u_{\text{hoogte}} = 1,32 \text{ m}$$

$$\alpha_{\text{hoogte}} = 3,04$$



Figuur 7a



Figuur 7b

Deze gegevens volstaan om het gedeelte van het simulatiemodel op te bouwen dat het stormeffect beschrijft, tenminste als men aanneemt dat alle tijdsafhankelijke effecten bevat zijn in de berekende, voorspelde tijkrommen (waarnaar in ieder geval principieel is gestreefd).

De keuze van een tijdsafhankelijk stormeffect en een tijdsafhankelijke tijkromme is gerechtvaardigd, aangezien slechts de maximale waterstanden van belang zijn en niet de methode waarmee deze berekend worden. Bijgevolg is het nodig nog een tijdsafhankelijk model te maken van het getij om stormeffect en getij daarna te superponeren.

3.4. Het getij.

3.4.1. Definities.

- Hoog- en laagwater (HW, LW) : maximum en minimum van de tijkromme.
- Tijhoogte of tijverschil : verschil tussen hoogwater en voorafgaand laagwater.
- Tijamplitude : de helft van de tijhoogte.
- Halftij : gemiddeld peil tussen hoog- en laagwater.

3.4.2. Het getij als fysisch verschijnsel : mechanisme en componenten.

Voor een overzicht van de astronomische verschijnselen die aan de basis liggen van het getij, wordt verwezen naar de literatuur (ref. 19 en 20). Hier worden enkel de componenten vermeld die in het model een rol spelen.

Er is het feit dat het bewegingsvlak van de maan door het massacentrum van de aarde gaat. Dit vlak maakt met de ecliptica een hoek i die periodiek (periode = 173 dagen) verandert tussen 5° en $5^\circ 18'$. De snijlijn van het vlak van de maanbaan met de ecliptica noemt men de knopenlijn. Deze knopenlijn loopt terug in de ecliptica ($3'10''6$ per dag) met een periode van $18 \frac{2}{3}$ jaren. Ook de beweging van de maan in haar eigen baan is niet uniform. De maan beschrijft inderdaad een ellipsvormige baan om de aarde, met de aarde in één van haar brandpunten. Het punt waar de maan het dichtst bij de aarde staat is het perigeum, het verste punt is het apogeum. Als belangrijkste omlooptijden van de maan gelden : de siderische maand of de tijd die de maan nodig heeft om een volledige omloop om de aarde te volbrengen ($T_{\text{siderisch}} = 27,32$ dagen) en de synodische

maand of de tijd tussen twee opeenvolgende zelfde schijngestalten van de maan ($T_{\text{synodisch}} = 29,53$ dagen).

Het "astronomisch" getij, dat wil zeggen, de zuivere inwerking van de aantrekkingskrachten vanwege de maan en de zon op de watermassa's van de Schelde, is slechts van beperkt belang omdat de resulterende amplitudes gering zijn. Het getij, dat te wijten is aan coöscillatie van het Schelde-estuarium met de Noordzee daarentegen, is sterk overheersend. Bovendien spelen ook de hydrodynamische factoren een belangrijke rol.

De voornaamste getijcomponent in de Schelde is het M_2 -getij, het half-dagelijks maangetij met periode $T = 12,42$ h. Verder is er de halfmaandelijke cyclus springtij-doodtij-springtij. Per maand draait de maan immers één maal rond de aarde, zodat zon en maan één maal in oppositie en één maal in conjunctie zijn. Op deze ogenblikken is er een samenwerken van de aantrekkingskrachten van beide hemellichamen, wat resulteert in extremere hoog- en laagwaterstanden, springtij genoemd. Werken beide effecten elkaar tegen, dan spreekt men van doodtij. Maakt men een grafiek van de voorspelde hoog- en laagwaters over de tijdspanne van één maand, dan vindt men duidelijk deze cyclus springtij-doodtij-springtij terug en bovendien ook de dagelijkse ongelijkheid in de hoog- en laagwaters.

Als gevolg van de variërende positie van de maanbaan ten opzichte van de ecliptica, lopen de knopen terug langs de ecliptica. De invloed op de waterhoogten noemt men het "nodaal" getij (ref. 21).

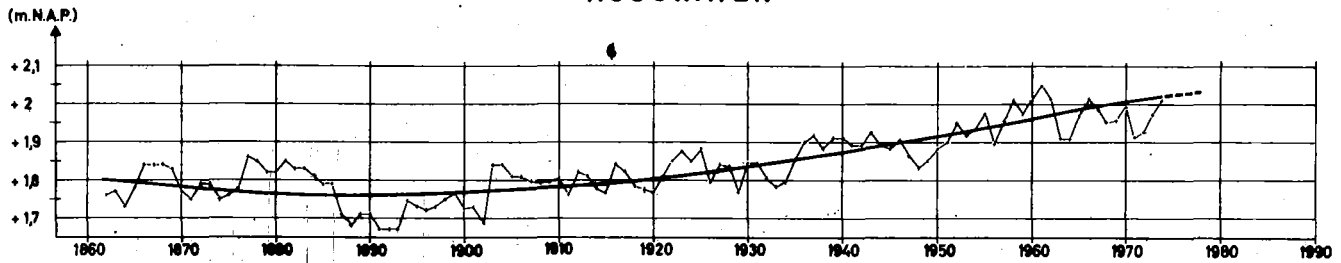
Ten slotte zijn er nog de seculaire variaties die niet meer het karakter van een getijcomponent hebben, maar beter beschouwd worden als veranderingen van, bijvoorbeeld, het gemiddeld waterpeil (referenties 21 en 15).

3.5. De veranderende morfologie van de Schelde.

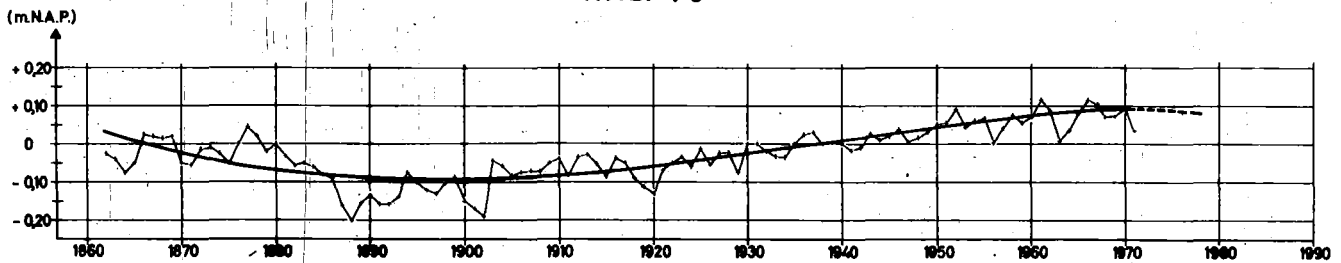
De Schelde is een jonge rivier, zodat mag worden aangenomen dat de morfologie van deze rivier nog steeds sterk verandert. Naast dit dynamisch karakter van de Schelde zelf zijn er de normalisatiewerken door de mens. In vele gevallen betekenen deze menselijke ingrepen een accentueren en versnellen van de natuurlijke evolutie van de rivier zelf. Enerzijds zijn er de werken die een normalisatie van de dwarsprofielen nastreven door indijking en inpoldering, maar die automatisch een vermindering van het hydraulisch vermogen inhouden.

HET GETIJ TE VLISSINGEN

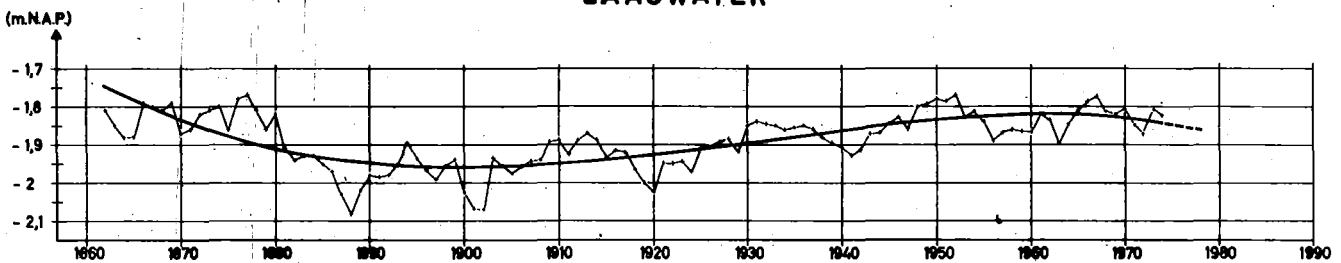
HOOGWATER



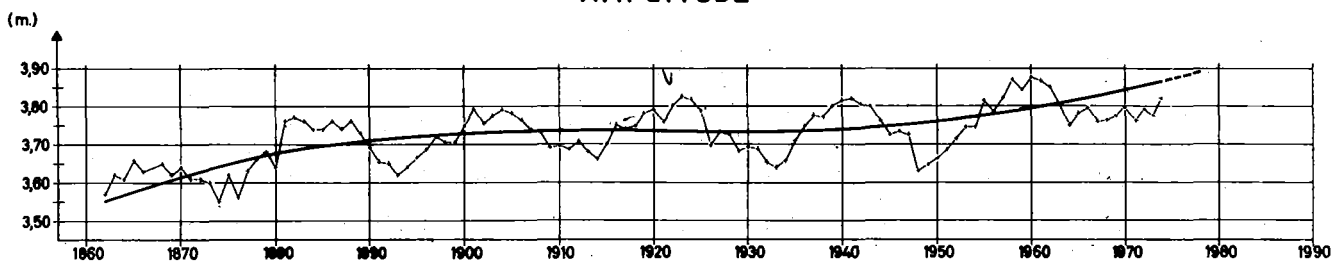
HALFTU



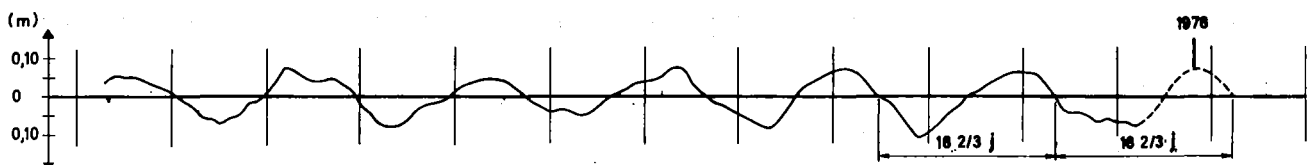
LAAGWATER



AMPLITUDE



AMPLITUDE VAN HET NODAAL GETIJ



Figuur 8

Anderzijds zijn er de baggerwerken die de geulen onderhouden, zodat de tijgolf zich gemakkelijker stroomopwaarts kan voortplanten om aldus een voldoende toename van het hydraulisch vermogen te bekomen.

De invloed van deze werken op de waterhoogten werd herhaaldelijk nagegaan (ref. 22 en 23), maar werd in deze studie niet rechtstreeks onderzocht, doch beschouwd als deeltmakend van de seculaire variaties.

3.6. Evolutie van de getijgroottheden in de Schelde te Antwerpen en te Vlissingen in de twintigste eeuw.

Gedurende de laatste 78 jaren zijn de waterstanden in de Schelde te Antwerpen sterk veranderd. Dit blijkt uit de evolutie van het hoogwater, het laagwater, het halftij en de tijhoogte. Om deze evolutie te Antwerpen op een juiste manier te kunnen evalueren, werd steeds gerefereerd naar de evolutie van dezelfde grootheid op de Noordzee, dit voor zover Vlissingen als representatief mag beschouwd worden voor de Noordzee met betrekking tot de Schelde. Voor Antwerpen beschikt men over de jaarlijks gemiddelde hoog- en laagwaters van 1901 tot en met 1978. De gegevens van 1971 tot 1978 werden nog niet officieel gepubliceerd. Voor Vlissingen werden gegevens van 1891 tot 1971 verwerkt.

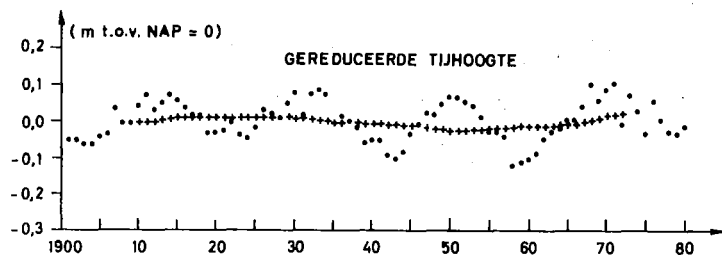
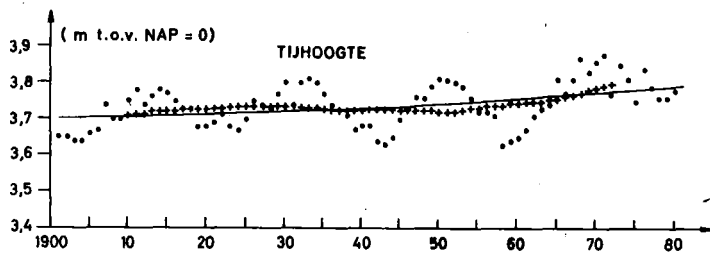
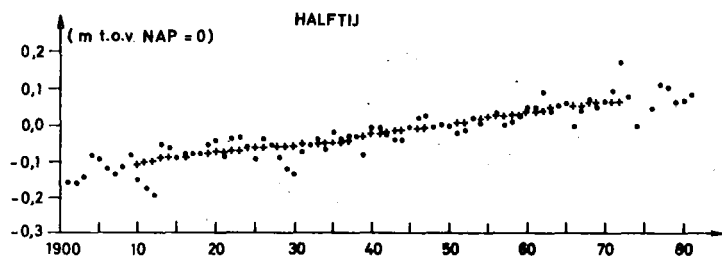
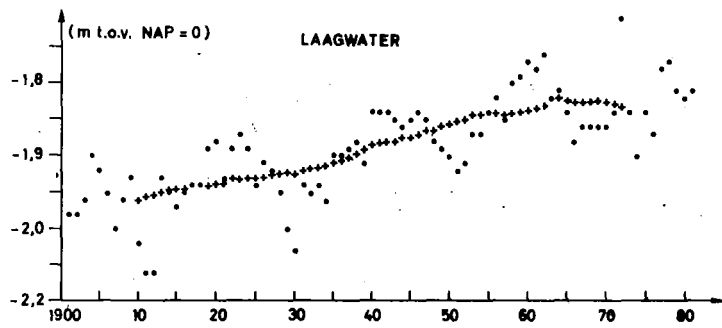
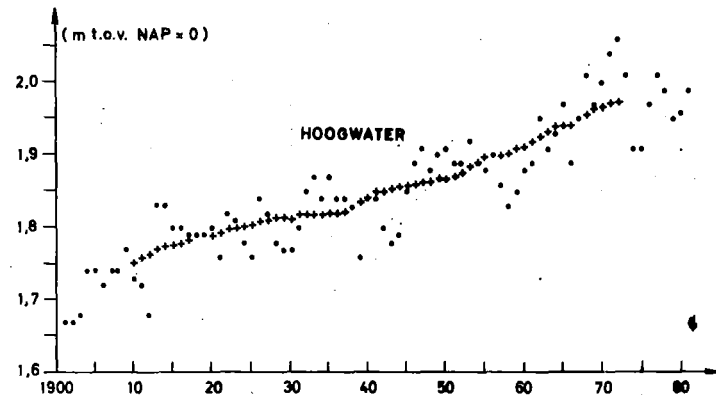
Om uit de tamelijk grillig verlopende evoluties een globale tendens te kunnen bepalen, werd gebruik gemaakt van een 19-jarig voortschrijdend gemiddelde, dit om de invloed van het nodaal getij weg te werken. Dit procédé werd toegepast door H. Rohde in zijn onderzoek voor de Elbe. Ook werd getracht een numerieke waarde te zoeken voor deze globale tendens door de voortschrijdende gemiddelden te benaderen door een rechte door middel van een kleinste-kwadraten-analyse (ref. 8).

Vroeger reeds werd de evolutie van de getijkarakteristieken voor Vlissingen geanalyseerd. De resultaten zijn getekend in fig. 8.

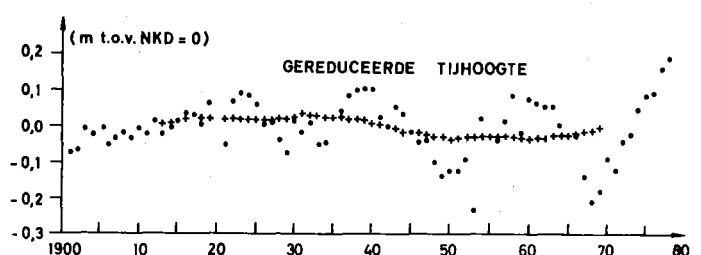
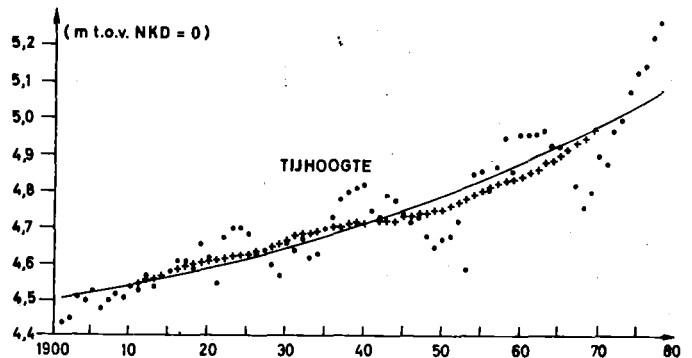
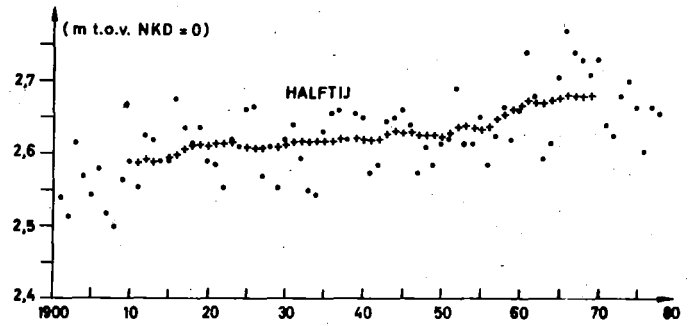
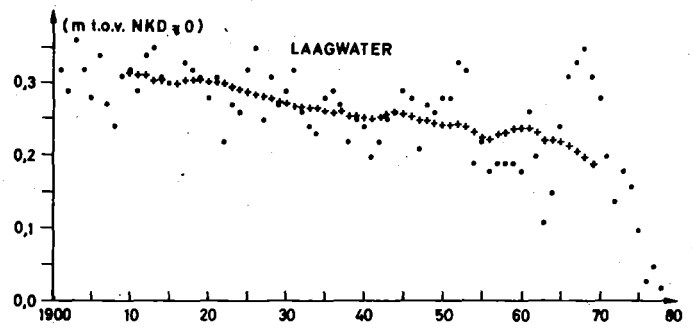
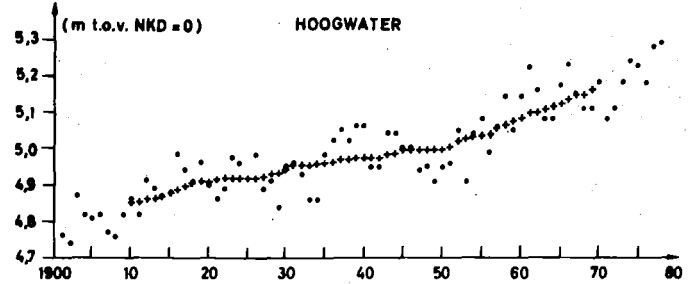
3.6.1. Het halftij.

In Vlissingen stijgt het gemiddeld waterpeil met 29 cm per eeuw. Een verklaring hiervoor moet te vinden zijn in de stijging van het gemiddeld zeeniveau en/of de daling van onze kusten (ref. 11, pp. 187-109). De gemiddelde stijging te Antwerpen bedraagt slechts 14 cm per eeuw, te verklaren door een andere evolutie van het laagwater. De globale tendens kan onderverdeeld worden

Vlissingen



Antwerpen



in drie perioden. De perioden vóór ± 1955 en na ± 1961 blijken respectievelijk een stijging van 9 cm en 20 cm per eeuw te hebben, terwijl in het tussengelegen gebied het halftij integendeel met 67 cm per eeuw toeneemt.

3.6.2. Het hoogwater.

De stijging van het hoogwater te Vlissingen (32 cm per eeuw) is opvallend gelijklopend met die van de gemiddelde waterstanden en blijkt dus aan dezelfde oorzaken te wijten te zijn.

De verhoging te Antwerpen bedraagt 46 cm per eeuw. Het valt echter duidelijk op dat er rond ± 1954 een knik bestaat in de globale stijging. Vóór 1954 is de richtingscoëfficiënt (37 cm per eeuw) weinig verschillend van die van Vlissingen. Daarna vertoont de tendens echter een veel steiler verloop (92 cm per eeuw !!). Een verklaring hiervoor kan enkel gegeven worden door een sterke toename van het hydraulisch vermogen van de rivier.

3.6.3. Het laagwater.

In eerste instantie volgen de laagwaterstanden te Vlissingen ook de algemene tendens van het gemiddeld waterpeil (26 cm per eeuw). Maar na 1954 ziet men een dalende tendens (-7 cm per eeuw). Dit fenomeen is moeilijk te verklaren, tenzij men over een estuariumdeel afwaarts van Vlissingen zou kunnen spreken, waar een toename van het hydraulisch vermogen opgetreden is (ref. 24). Het is dan wel eigenaardig dat er geen verschil in de evolutie van de hoogwaterstanden op te merken valt.

Te Antwerpen was er tijdens deze eeuw een daling van de laagwaterstanden en een nog sterker dalende tendens na ± 1960 (-18 cm per eeuw tot -52 cm per eeuw). Dit laatste fenomeen, gekoppeld aan de toename van de stijgende tendens van de hoogwaters na 1954, verklaart de sprong in de kromme van het halftij tussen 1955 en 1961.

3.6.4. De tijhoogte.

Buiten de bepaling van het 19-jarig voortschrijdend gemiddelde, werd het verloop van de tijhoogte ook benaderd door een derdegraadskromme, berekend met een kleinste-kwadraten-benadering. Vervolgens werden de afwijkingen van de genoteerde tijhoogten t. o. v. deze derdegraadskromme bepaald en werden ook de 19-jarige voortschrijdende gemiddelden van deze "gereduceerde tijhoogten" berekend. Deze werkwijze werd gevolgd in een poging om een beter inzicht te

verkrijgen aangaande de invloed van het nodaal getij op de amplitude : de tij-hoogte te Vlissingen vertoont een lichte stijging (ongeveer 13 cm per eeuw) , met een iets sterkere toename voor het laatste decennium. Tegenover deze kleine stijging staat de ± 75 cm per eeuw die te Antwerpen genoteerd werd, terwijl ook hier een nog sterkere stijging waarneembaar was gedurende de laatste 20 jaren. Ook erg opvallend voor Antwerpen is de toenemende invloed van het nodaal getij. Waar in het begin van deze eeuw een praktisch lineaire toename terug te vinden was, beginnen de tijhoogten naar het einde toe in stijgende mate te schommelen rond de gemiddelde tendens. Dit moet zijn verklaring vinden in de toename van het hydraulisch vermogen van de Schelde als gevolg van de uitgevoerde werken tijdens deze eeuw. De resultaten uit de benadering van de tijhoogten met een derdegraadsveelterm zijn de volgende :

Vlissingen :

$$y = -403,65 + 0,6509 T - 0,347 \cdot 10^{-3} T^2 + 0,617 \cdot 10^{-7} T^3$$

Antwerpen :

$$y = -1037,51 + 1,7097 T - 0,936 \cdot 10^{-3} T^2 + 0,171 \cdot 10^{-6} T^3$$

waarin T steeds het jaartal is.

Bij het bepalen van het 19-jarig voortschrijdend gemiddelde van de afwijkingen t.o.v. de gemiddelde tendens, valt onmiddellijk een periode van ongeveer 56 jaar op. Er moet wel op gewezen worden dat er een defasering van nagenoeg 12 jaar tussen Vlissingen en Antwerpen blijkt te bestaan. Omdat geen fysisch verschijnsel met die periode gekend is, lijkt deze periode eerder een gevolg van de benadering zelf.

Een overzicht van de verandering der karakteristieken in de Schelde (stijging of daling) wordt weergegeven in tabel 4 en fig. 9.

3.7. Bepaling van de waarde van de grootheden nodig voor de simulatie.

Er werd, in de mate van het mogelijke, getracht steeds te refereren naar het jaar 1978, waardoor het getijmodel representatief is voor de situatie in 1978.

3.7.1. Het gemiddeld waterpeil.

De variatie van het 19-jarig voortschrijdend gemiddelde van het halftij te Antwerpen voor de periode 1962 tot en met 1969 ($\bar{y}$) wordt gegeven door :

$$\bar{y} = -1,164 + 0,0019531 \cdot T \quad (T \text{ is het jaartal})$$

Voor T gelijk aan 1978 geeft dit 2,70 m. De extrapolatie is hier te verdedigen door het feit dat de 19-jarige gemiddelden berekend worden met gegevens tot en met 1978. De afwijking van 5 cm t.o.v. de in werkelijkheid genoteerde waarde is te wijten aan een toevallige afwijking en de beïnvloeding door het nodaal getij. Daarom wordt meer belang gehecht aan de berekende 2,70 m dan aan de waargenomen 2,65 m.

3.7.2. De basisamplitude van het getij.

Indien T = 1978 ingevuld wordt in de benaderende derdegraadsveelterm voor de tijhoogten (zie 3.6.4.), vindt men 5,08 m. Wanneer men het getij door een sinusofde voorstelt, wordt de amplitude 2,54 m en een gemiddeld getij wordt dan weergegeven door de volgende uitdrukking :

$$y = 2,54 \sin \left(\frac{2\pi}{12,42} t + \varphi_0 \right)$$

t = tijd sinds begin van de simulatie, uitgedrukt in uren.

φ_0 = faseverschuiving van het getij.

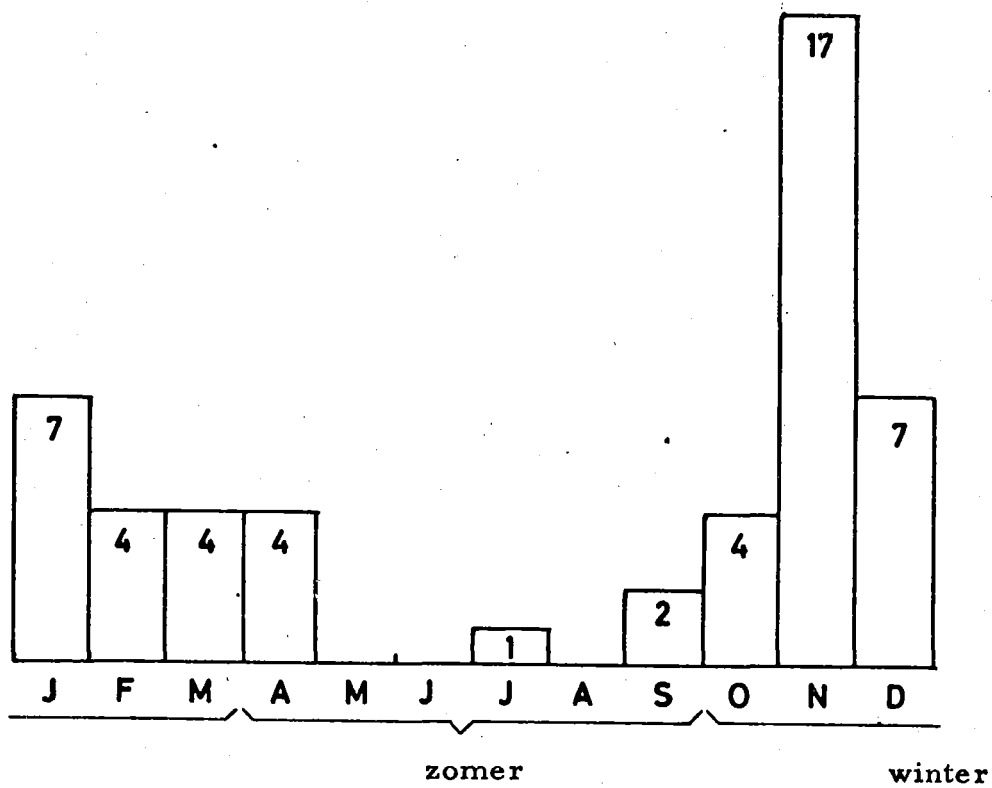
3.7.3. De variaties met langere periode.

Als men aanneemt dat het tijverschil of de tijhoogte ook sinusofdaal varieert tussen doottij en springtij (met respectievelijk 4,67 m en 5,52 m in de periode 1961-1970), moet men de constante factor 2,54 uit de vorige formule vervangen door

$$2,54 + 0,42 \sin \left(\frac{2\pi}{14,76 \times 24} t_1 + \varphi_1 \right)$$

De factor 14,76 duidt op de halve synodische periode, t_1 is de tijd die verlopen is in de cyclus doottij-springtij en wordt uitgedrukt in uren.

Men dient nog rekening te houden met de nodale amplitude van het getij die kan geraamd worden op 6 cm, met een periode van 18,67 jaar (ref. 8).



figuur 10.

3.7.4. De bovendebieten in de Schelde.

Het blijkt dat de invloed van de bovendebieten op de stormvloedhoogten verwaarloosbaar is (ref. 24), of anders uitgedrukt, dat de stormvloedhoogten onafhankelijk zijn van de bovendebieten (bij stormen vergroot immers ook het vloedvolume).

3.8. De simulatie.

3.8.1. Basisonderstellingen.

- (1) Het getij zonder stormeffect wordt beschreven zoals het gedurende de laatste jaren is voorgekomen en er wordt aangenomen dat buiten de gemodelleerde tijdseffecten geen verdere wijzigingen zullen voorkomen in de toekomst;
- (2) Stormeffect en koppelingseffect worden samen beschouwd; de beschrijving geschiedt aan de hand van een reeks stormen uit het verleden (sinds 1900) en er wordt aangenomen dat er geen tijdseffecten geweest zijn en zullen zijn.

Drie aspecten moeten bestudeerd worden :

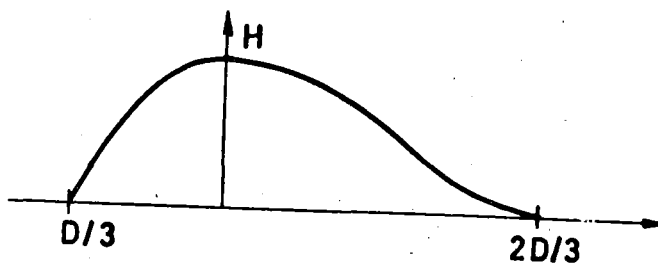
- 1) de tussentijden tussen de stormen;
- 2) de typering van de storm;
- 3) de typering van het getij.

3.8.2. De tussentijden tussen de stormen.

De tussentijden tussen de stormen werden bestudeerd aan de hand van tabel 2, waarbij een uniforme of gelijkmatige verdeling van de stormen over de 77 beginjaren van deze eeuw werd aangenomen. Wel werd er gepoogd rekening te houden met de spreiding over het jaar (zie figuur 10). Het jaar wordt ingedeeld in een zomerperiode (van april tot en met september) en een winterperiode (de overige maanden). Voor de waarschijnlijkheidsverdeling van de tijdsintervallen tussen de stormvloeden (Δt) werd een exponentiële verdeling genomen die een Poissonproces beschrijft :

$$p(\Delta t) = a \exp(-a \Delta t).$$

De verdeling wordt gekenmerkt door $a = 1/E(\Delta t)$.



figuur 11.

Voor de zomerperiode is $E(\Delta t) = 66$ zomermaanden en voor de winterperiode is $E(\Delta t) = 10,74$ wintermaanden. De perioden van 66 en 10,74 maanden zijn dus de gemiddelde tussentijden tussen stormen respectievelijk in zomer en winter. Dit betekent dat er gemiddeld één storm in 11 jaren voorkomt tijdens de zomer en gemiddeld één storm in 1,8 jaren tijdens de winter.

3.8.3. De typering van de storm.

De typering van het stormeffect gebeurt door een afzonderlijke verdeling aan te nemen voor duur en hoogte (zie 3.3.3.) : een normaalverdeling voor de duur en een Gumbelverdeling voor de hoogte.

De vorm van het stormeffect wordt gegeven door een derdegraadsvergelijking (figuur 11), die moet voldoen aan de volgende drie voorwaarden (x betekent duur, y betekent hoogte) :

- | | | | |
|----|------------|----------|---|
| 1) | $x = -D/3$ | $y = 0$ | |
| 2) | $x = 0$ | $y = H$ | (D : duur van de storm) |
| | | $y' = 0$ | (H : maximale hoogte van het storm-effect). |
| 3) | $x = 2D/3$ | $y = 0$ | |

Men bekomt :

$$y = 6,75 H \left(\frac{-x}{D}\right)^3 - 6,75 H \left(\frac{-x}{D}\right)^2 + H$$

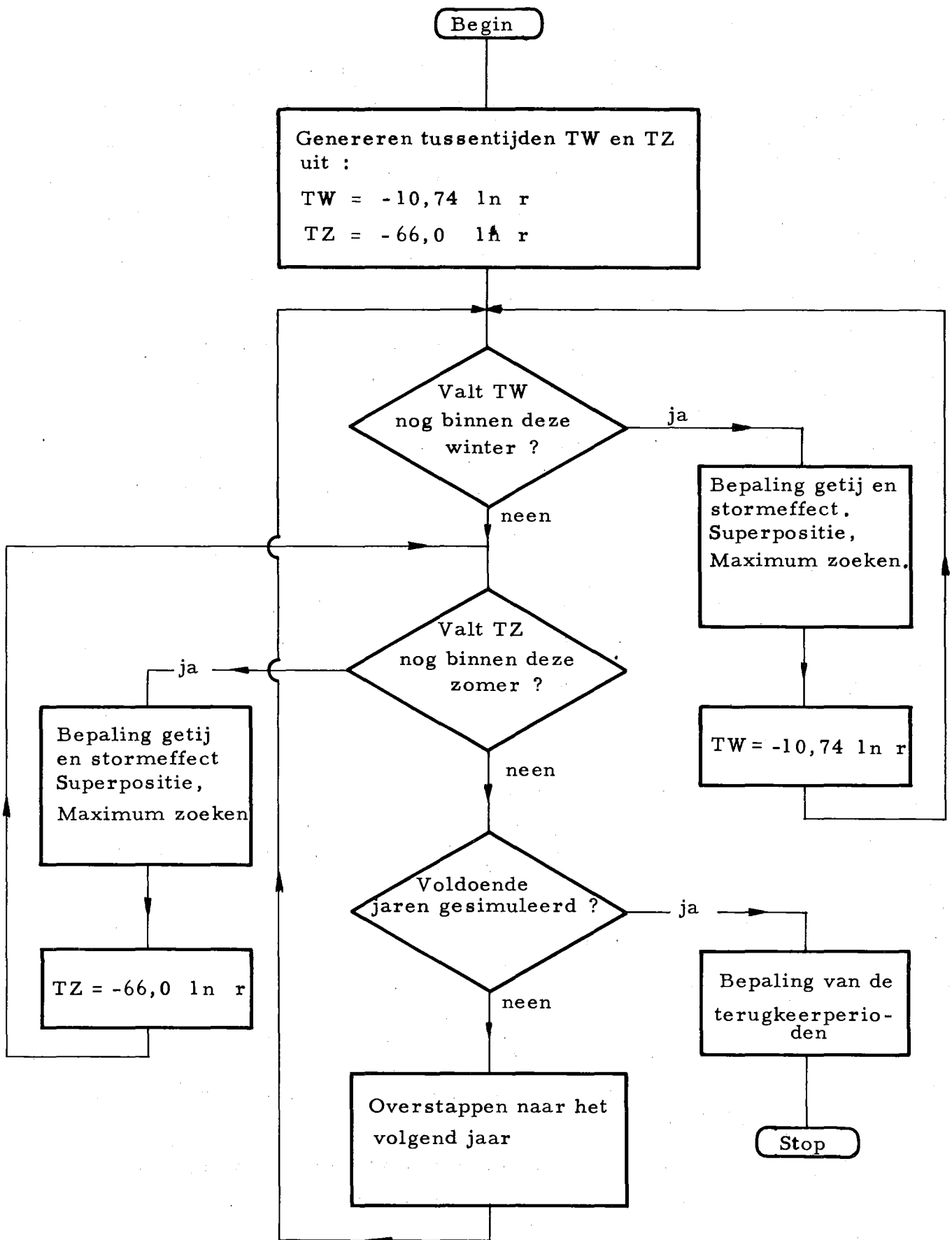
De keuze van deze vorm wordt gestaafd op de vaststelling dat de storm vlugger toeneemt dan hij afneemt.

3.8.4. De typering van het getij.

Het berekend getij wordt gekenmerkt door :

- de basisamplitude van 2,54 m,
- de invloed van het nodaal getij,
- de variatie in amplitude van het getij tussen springtij en doottij (zie 3.7.).

De stijging van het gemiddeld tijniveau wordt verwaarloosd. Voor komende bijzonderheden wordt verwezen naar ref. 8, pp. 75-79.



Figuur 12. Algemeen organigram van de Monte-Carlo-simulatie.

3.8.5. Organigram van de bewerkingen en resultaten

De Monte-Carlo-simulatie is uitgevoerd volgens het organigram weergegeven in figuur 12. Een tijdsduur van 10.000 jaar werd gesimuleerd. De resultaten zijn te vinden in de tabel 5 en figuur 13.

4. BESPREKING VAN DE ONDERZOEKSRESULTATEN EN UITBREIDING.

4.1. Algemene opmerkingen

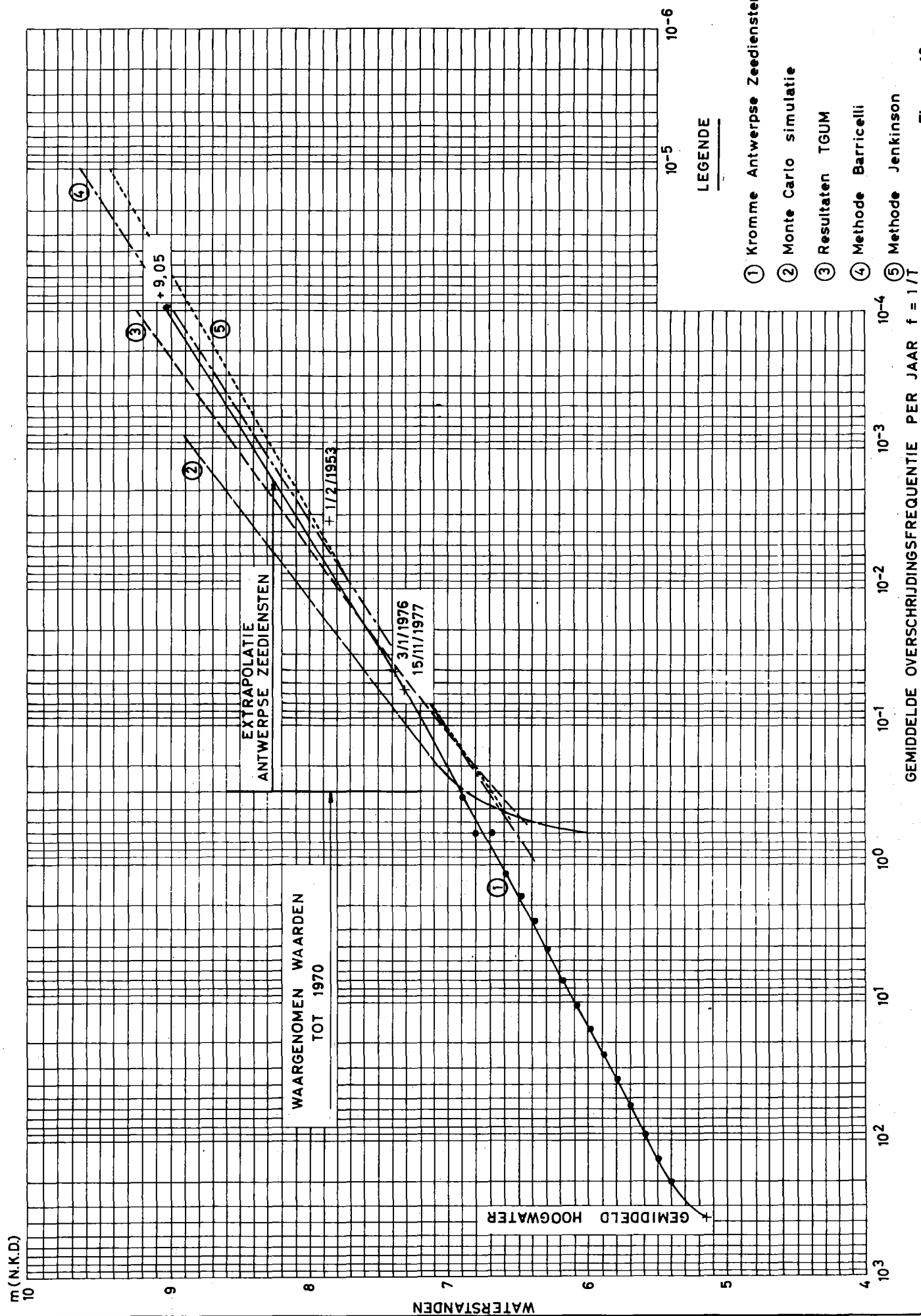
Volgens E. Vanmarcke (ref. 25) moet men rekening houden met volgende belangrijke punten voor simulatie :

- In het simulatie-programma moet een voldoende groot aantal toevalsgetallen worden gebruikt opdat de berekeningsresultaten niet meer zouden beïnvloed worden door de startwaarde van de toevalsgetallen-generator.
- Als een ervaringsgegeven mag worden gesteld dat, om een overschrijdingshoogte met een terugkeerperiode van X jaren te bepalen, men minstens 10 X jaren moet simuleren. Door het simuleren van een periode van 10.000 jaar kunnen overschrijdingshoogten met terugkeerperioden tot 1.000 jaar bepaald worden.
- Het testen van het simulatiemodel kan gebeuren door het vergelijken van de voorspelde (berekende) overschrijdingskans met wat "historisch" geschied is. Omwille van het extreem karakter van het beschouwd fenomeen, zal de historische informatie steeds beperkt zijn, zodat gebeurlijke afwijkingen tussen berekening en waarneming niet volstaan om het model te verwerpen.
- Bij de interpretatie van de resultaten is het belangrijk te weten dat deze moeten beschouwd worden als "beste schattingen" van de gemiddelde terugkeerperioden.

4.2. Andere mogelijkheden om terugkeerperioden te bepalen.

4.2.1. Methoden van Gumbel, Barricelli en Jenkinson.

Een alternatieve groep berekeningsmethoden om terugkeerperioden of dus ook overschrijdingsfrequenties te bepalen maakt gebruik van de jaarlijkse maxima en stelt hiervoor een waarschijnlijkheidsverdeling op. Voor Antwerpen kan hiertoe gebruik gemaakt worden van de gegevens in tabel 6.



Figuur 13

Bij het gebruik van deze methoden worden de gegevens niet op dezelfde manier verwerkt als in het simulatiemodel :

- als stochastische veranderlijken worden hoogwaterstanden genomen in plaats van stormeffecten,
- er wordt gewerkt met jaarlijkse maxima in plaats van met waarden boven een zekere grenshoogte.

Passen we op deze gegevens de theorie van E.J. Gumbel toe (ref. 12), dan vinden we als parameters

$$\alpha = 3,4047$$

$$u = 6,3488 \text{ m}$$

en als resultaten (figuur 13, resultaten TGUM (*)),

T (j)	h (m)
5	6,81
10	7,05
100	7,80
1000	8,53
10000	9,27

Een andere waarschijnlijkheidsverdeling wordt gegeven door N.A. Barricelli (ref. 26). Het betreft hier een overgang tussen de normaalverdeling en de Gumbelverdeling.

$$\frac{h - \mu_x}{\sigma_1} = 2,5 K - 0,45 + (1,8 - 2,5 \cdot K) \log_{10} T$$

met $K = 1 - \left(\frac{\sigma_2}{\sigma_1}\right)^2$

σ_1 = standaardafwijking op de jaarmaxima x,

σ_2 = standaardafwijking op de tweejaarlijkse maxima,

h = overschrijdingshoogte,

T = terugkeerperiode.

(*) TGUM is een FORTRAN-programma om terugkeerperioden te bepalen voor een rij gegevens, overgenomen uit ref. 13.

De resultaten van deze verdeling zijn (fig. 13) :

T (j)	h (m)
5	6,83
10	7,03
100	7,68
1000	8,33
10000	8,99

Een variante van de Gumbelmethode wordt gegeven door A.F. Jenkinson (ref. 26) :

$$\frac{h - \mu_x}{\sigma_1} = \frac{k! - \left(\ln \frac{T}{T-1} \right)^k}{\pm \left[(2k)! - (k!)^2 \right]^{1/2}}$$

$$\text{met } \frac{\sigma_1}{\sigma_2} = 2^k$$

Deze verdeling geeft als resultaten (fig. 13) :

T (j)	h (m)
5	6,79
10	7,01
100	7,66
1000	8,27
10000	8,86

Er dient opgemerkt te worden dat het beter is te spreken over een overschrijdingshoogte h overeenkomstig een bepaalde terugkeerperiode T , dan omgekeerd, omwille van de kleinere spreiding op de hoogten dan op de terugkeerperioden (gelet op de logaritmische schaal van figuur 13).

4.2.2. De overschrijdingsfrequentiekromme van de Antwerpse Zeediensten.

Deze overschrijdingsfrequentiekromme werd opgesteld door de Antwerpse Zeediensten (ref. 18), uitgaande van de tienjaarlijkse overzichten van de tijdwaarnemingen in het Zeescheldebekken waarin sinds 1941-1950 frequentiegegevens over de hoog- en laagwaterstanden te Antwerpen opgenomen zijn. In tabelvorm wordt het aantal waterstanden opgegeven lager dan de aangegeven hoogte. Uit die verwerkingen door ir. J. Theuns blijkt dat voor alle beschouwde waterstanden het aantal hoogwaters dat gelijk is aan of hoger dan een bepaalde hoogte, toeneemt in functie van de tijd. Deze toename wordt vooral belangrijk vanaf waterstanden hoger dan N.K.D. + 5 m. Voor waterstanden hoger dan N.K.D. + 5,6 m en lager dan N.K.D. + 6,6 m is de toename van het aantal hoogwaters hoger dan of gelijk aan het beschouwde peil als volgt : een geringe toename in het begin van de beschouwde periode 1901-1970 en een snellere toename naar het einde van deze periode. Bovendien is op te merken dat deze snellere toename later optreedt naarmate de beschouwde waterstand hoger is. Voor waterstanden hoger dan N.K.D. + 6,6 m is een toename zoals hierboven beschreven nog wel enigszins waarneembaar doch twijfelachtiger, gelet op het kleine aantal waargenomen hoogwaters.

Voor de vastgestelde toename van de frequentie waarmee een bepaalde waterstand wordt overschreden, is geen eenduidige verklaring te geven. Deze toename houdt vermoedelijk verband met de in de loop van de beschouwde periode opgetreden verhoging van het gemiddeld hoogwater te Antwerpen, zoals blijkt uit navolgend staatje (ref. 3).

Hoogwater te Antwerpen (m + N.K.D.)

1901-1910	1911-1920	1921-1930	1931-1940	1941-1950	1951-1960	1961-1970
4,80	4,91	4,93	4,98	4,98	5,04	5,15

Deze verhoging is o.a. een gevolg van de relatieve zeespiegelstijging, die op 0,21 m zou kunnen worden geraamd, en van de uitgevoerde baggerwerken.

Uit het werk van ir. J. Theuns blijkt eveneens dat voor de periode 1971-1976 het aantal getijden dat de hoogte N.K.D. + 6 m bereikte, het overeenstemmend aantal voor de periode 1961-1970 sterk benadert of zelfs overschrijdt. Dit wijst mogelijk op het stormachtig karakter van het lopend decennium. Betreft men

hierbij het jaar 1977 (met zeven stormvloed) dan wordt deze conclusie nog versterkt.

Uit het bovenstaande blijkt dus duidelijk dat het aantal keren dat een hoogwaterstand een bepaalde hoogte bereikt of overschrijdt, een toenemende tendens vertoont vanaf 1900 tot heden en dat deze tendens sinds het laatste en het lopende decennium nog vergroot; de overschrijdingsfrequentie per jaar is dus stijgend. In tabel 7 is het verloop van deze frequentie voor enkele waterstanden weergegeven.

Verder blijkt dat om te komen tot het opstellen van een kromme die de overschrijdingsfrequentie per jaar geeft van de hoogwaterstanden, het wenselijk is een periode te kiezen welke voldoende lang is en waarin de vastgestelde tendens (vergroting van de frequentie) is weergegeven. Als periode werd de vijftienjarige periode 1961-1975 gekozen (1975 inbegrepen). In tabel 5 van de studie van ir. J. Theuns zijn voor de jaren 1971 tot en met 1975 en voor de perioden 1971-1975, 1961-1970 en 1961-1975 het aantal hoogwaters opgenomen hoger dan de aangegeven hoogte (vanaf N.K.D. + 5,10 m), evenals de jaarlijkse overschrijdingsfrequentie f . Deze frequenties werden op halflogaritmisch papier uitgezet voor de hoogten N.K.D. + 5,4 m tot en met N.K.D. + 6,9 m. Om het verdere verloop van de overschrijdingslijn te bepalen, werd aan de waterstand N.K.D. + 9,05 m een overschrijdingsfrequentie f van $1/10.000$ toegekend. Dit getal is het basispeil voor de Westerschelde bepaald door de Rijkswaterstaat (zie tabel 1 kolom "Bath"). De berekende punten werden door een vloeiende lijn verbonden, welke dan door een gebroken rechte werd aangesloten met het punt (N.K.D. + 9,05 m en $f = 1/10.000$) (fig. 13). Aan de buitengewone stormvloed van 1 februari 1953 (hoogwaterstand te Antwerpen N.K.D. + 7,85 m) wordt meestal een frequentie van 3 maal op 1000 jaar toegekend (ref. 18). Dit punt valt niet op de getekende lijn. Hiervoor is een dubbele verklaring mogelijk, namelijk, de frequentie moet groter zijn of de stormvloedstand te Antwerpen is verlaagd door overloop.

Deze resultaten werden vergeleken met het werk van de Rijkswaterstaat ten behoeve van het Deltaplan (ref. 4) en aan het artikel van R. Sneyers over de stormvloed van 1 februari 1953 (ref. 27), waaruit J. Theuns besloot dat men mag aannemen dat de overschrijdingsfrequentiekromme van de Antwerpse Zee-diensten voor de hoogwaterstanden te Antwerpen kan worden aanvaard.

Hij maakt ten slotte nog de volgende opmerking : de overschrijdingslijn werd opgesteld in 1976 en houdt dus geen rekening met de opgetreden waterstanden in 1976 en 1977. Zou men dit wel doen, dan zou de lijn tussen N.K.D. + 6,00 m en N.K.D. + 7,00 m een hoger verloop vertonen en zou de aansluiting naar het punt (N.K.D. + 9,05 m en $f = 10^{-4}$) eveneens anders verlopen. Ir. J. Theuns is de mening toegedaan dat men deze werkwijze niet mag volgen, wat niet belet - schrijft hij - dat men na afloop van het lopend decennium de opgemaakte overschrijdingsfrequentiekromme (van de Antwerpse Zeediensten) toch kan herzien.

4.3. Vergelijking van de resultaten.

Ter vergelijking zijn de resultaten van de verschillende methoden opgenomen in tabel 8. Er vallen duidelijk relatief belangrijke verschillen op en wel in die zin dat het simulatiemodel hogere waarden geeft voor de overschrijdingspeilen (en dus ook kortere terugkeerperioden). Dit effect is het meest uitgesproken voor de hoogste waarden. Voor de kortere terugkeerperioden is er een vrij goede overeenstemming. Toch zou het verkeerd zijn de verschillen te verklaren door het gebruik van andere wiskundige technieken. Belangrijke factoren zijn inderdaad de basisonderstellingen en de selectie van de gegevens.

Een blik op de stormvloedentabel van deze eeuw (tabel 2) duidt de toename van het aantal hoge waterstanden op zeer markante wijze aan : 26 in de eerste helft van de twintigste eeuw, hetzelfde aantal als men later in een tijdsverloop van 10 jaar (1967-1976) terugvindt. Dit aspect is volledig verwaarloosd bij het gebruik van statistische methoden op de jaarlijkse maxima van de hoogwaters.

Worden bijvoorbeeld alleen de gegevens vanaf 1941 of 1951 beschouwd, dan zou gevonden zijn (volgens de Gumbeltheorie, met TGUM) :

	T = 5 jaar	T = 10 jaar
(vroeger resultaat)	(6,81 m)	(7,05 m)
1941-1970	6,97 m	7,24 m
1951-1970	7,05 m	7,33 m

Het blijkt dus dat deze laatste waarden al veel meer in overeenstemming zijn met het simulatiemodel. De vraag moet evenwel worden gesteld (en beantwoord) in hoeverre het simulatiemodel met deze geciteerde evolutie heeft rekening gehouden. Bekijken we daartoe even de drie eigenschappen :

- (1) het berekend getij : dit is zoveel als mogelijk bepaald uit de eigenschappen van de laatste jaren, zodat de evolutie uit het verleden (resultierend in lagere extreme waterstanden) grotendeels is geëlimineerd. In de simulatie zijn de stijgende tendens van het gemiddeld waterpeil en van de amplitude niet opgenomen, omdat het model de huidige situatie simuleert en de 10.000 gesimuleerde jaren bijgevolg geen toekomstige jaren zijn, doch een hulpmiddel om de uiteindelijke kansbepaling op dit moment mogelijk te maken.
- (2) de eigenschappen van het stormeffect : deze zijn bepaald uit de karakteristieken van alle gekende stormeffecten. Hiertoe hebben we besloten omdat, inherent aan de bepalingprocedure, de stormeffecten alle als evenwaardig kunnen beschouwd worden, waardoor het stormeffect op zichzelf tijdsinvariant wordt.
- (3) de tussenperiode tussen de stormen : deze is bepaald uit het voorkomen over de gehele bestudeerde tijdsduur, wat de facto zal leiden tot een onderschatting van de frequentie.

Het is duidelijk dat de bedoelde evolutie - zij het niet volledig - tot haar recht is kunnen komen in het simulatiemodel. Mogelijke verbeteringen worden op het einde van dit hoofdstuk besproken.

Nog te verklaren is waarom ook de overschrijdingsfrequentiekromme van de Antwerpse Zeediensten wordt overschreden, daar deze laatste toch ook is opgesteld met de meest recente gegevens (tijdperk 1961-1975). Hiertoe volstaat het op te merken dat de resultaten van het simulatiemodel niet zozeer afwijken van de berekende punten in de kromme van de Zeediensten, dus degene die bijvoorbeeld betrekking hebben op $T = 5$ j en $T = 10$ j, maar vooral afwijken van de geëxtrapoleerde waarden die refereren naar de vooropgestelde waarde $h = 9,05$ m bij een terugkeerperiode van 10.000 jaar.

Alhoewel het gevaarlijk is terugkeerperioden van 10.000 jaar te willen extrapoleren uit gegevens over bijvoorbeeld de laatste 20 jaar, lijkt een hogere waarde van het overschrijdingspeil toch meer in overeenstemming met de waarnemingen bij het aannemen van bijvoorbeeld een Gumbelverdeling (die dan toch geacht wordt een min of meer "fysische" wet te zijn voor extreme verschijnselen).

4.4. Mogelijke verbeteringen van het simulatiemodel.

Welke ook de gebruikte wiskundige techniek is, steeds zal moeten worden gedacht aan de zojuist vermelde beperking : terugkeerperioden groter dan de waarnemingsduur vereisen extrapolatie van de gegevens met als gevolg een grens op de bereikbare nauwkeurigheid.

In dit opzicht kunnen wij refereren naar G.W. Kite (ref. 13) die de mogelijkheid geeft de nauwkeurigheid σ_T van Gumbeldistributies te schatten, rekening houdend met de benadering in se, en met het beperkt aantal gegevens.

Toegepast op de gegevens 1901-1970 resulteert dit in de volgende spreiding :

T (j)	σ_T (m)
5	0,07
10	0,10
100	0,19
1000	0,28
10000	0,37

Dit mag er ons niet van weerhouden toch de "beste schatting" na te streven.

Zoals duidelijk is uit 4.4. heeft de inbreng van de evolutie uit het verleden een doorslaggevende invloed. Alleen de laatste jaren beschouwen, biedt slechts een gedeeltelijke oplossing, omdat het aantal beschikbare gegevens te drastisch wordt gereduceerd. Wil men alle informatie benutten, dan zou er een poging moeten worden gedaan de oorzaken van wijzigingen op te sporen en verder kwantitatief uit te drukken. Zo is na te gaan of, en in hoeverre :

- de stijging van het gemiddeld waterpeil in de zuidelijke Noordzee meespeelt;

- de verdere stijging van het gemiddeld getij (of van het gemiddeld tij-niveau) in Antwerpen veroorzaakt door wijzigingen in de Schelde (baggerwerken, potpolders geëlimineerd,...) verantwoordelijk is;
- de koppeling met de stormen is gewijzigd;
- er een weersevolutie is geweest waarbij meer stormen optreden.

Met deze gegevens kan alle informatie uit het verleden "omgerekend" (ref. 28) worden naar eenzelfde referentiesituatie voor gebruik in het simulatiemodel. Daarbij kan er tevens aan worden gedacht sommige van deze strekkingen bij op te nemen in het model (het model zou dan evenwel deels deterministisch worden, en geen terugkeerwaarden doch wel "ontwerp"-waarden opleveren).

5. BESLUIT.

Uit deze studie blijkt dat het gebruik van de simulatietechniek niet alleen een elegante oplossing biedt voor het bepalen van overschrijdingsfrequenties, maar dat deze techniek bovendien - meer dan elke andere statistische methode - voeling houdt met het fysisch gebeuren dat bestudeerd wordt. Vandaar ook dat meer belang gehecht wordt aan de resultaten van deze techniek.

De gevonden overschrijdingsfrequenties illustreren duidelijk dat tot nog toe de kans op overschrijding van extreme waterstanden en dus ook de kans op overstroming, steeds werd onderschat, met alle gevolgen vandien.

Het zou daarom interessant zijn het simulatiemodel verder uit te bouwen en een risico-analyse uit te voeren, gekoppeld aan de gevonden overschrijdingsfrequenties, om op deze wijze de balans te kunnen opmaken van de meerinvesteringen nodig om de bestaande risico's te verminderen. De bouw van dijken en de mogelijke uitvoering van een stormvloedkering in Oosterweel zijn immers zulke grote investeringen dat het de moeite loont eerst na te gaan of de beoogde veiligheidshoogte voldoende garanties biedt of niet zinloos hoog is.

DANKBETUIGING.

De auteurs danken Dr. ir. E. Vanmarcke, Professor of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, U.S.A., die als gast-professor aan de K.U. Leuven tijdens het academiejaar 1977-1978, de basis legde voor deze studie. Hij doceerde een reeks gastcolleges over toepassingen van statistische methoden in de burgerlijke bouwkunde, meer bepaald met betrekking tot stochastische verschijnselen en risico-analyse.

Verder gaat hun dank uit naar de Nederlandse Rijkswaterstaat en in het bijzonder naar ir. W. Th. J.N.P. Bakker, Hoofd van de Studiedienst Vlissingen, en naar het Ministerie van Openbare Werken, Bestuur der Waterwegen, en in het bijzonder naar ir. H. Belmans, Hoofdingenieur-Directeur van Bruggen en Wegen bij de Antwerpse Zeediensten, voor het ter beschikking stellen van de gegevens.

REFERENTIES.

1. Anon. : "Getijtafels voor Nederland over 1980" (Berekend bij de Rijkswaterstaat). Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage, 1979.
2. H. Holsters : "Het Scheldeprobleem. Verslag van berekeningsstudies aan het Waterbouwkundig Laboratorium" (Gedeelte 37 : Beschouwingen over Stormtij en Stormbeveiliging).
3. I. Coen, J. Theuns : "Overzicht van de tijwaarnemingen in het Zeescheldbekken gedurende het tijdperk 1961-1970". Tijdschrift der Openbare Werken van België, Nummer 3, 1972-1973.
4. Anon. : "Verslag over de stormvloed van 1953" (Samengesteld door de Rijkswaterstaat en het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut). Staatsdrukkerij- en Uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage, 1961.
5. A.F. Abrahamse, J.H. Bigelow, R.J. Gladstone, B.F. Goeller, T.F. Kirkwood, R.L. Petruschell : "Protecting an estuary from floods - A policy analysis of the Oosterschelde. Volume II, Assessment of security from flooding". Report R-2121/2-NETH prepared for the Netherlands Rijkswaterstaat, The Rand Corporation, Santa Monica, California, 1977.
6. H. Rohde : "Sturmfluthöhen und säkularer Wasserstandsanstieg an der deutschen Nordseeküste". Die Küste, Heft 30, 1977.
7. C. Suthons : "Frequency of occurrence of abnormally high sea levels on the east and west coast of England". Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Volume 25, pp. 433-449, 1963.
8. C. Janssens, M. Sas : "Studie van de extreme getijwaterstanden op de Schelde". (Twee delen : tekst plus bijlagen). Eindverhandeling tot het verkrijgen van de titel van burgerlijk bouwkundig ingenieur. Faculteit Toegepaste Wetenschappen, Katholieke Universiteit Leuven, Academiejaar 1978-1979.

9. D.E. Cartwright : "Years of peak astronomical tides".
Nature, Volume 248, No. 5450, pp. 656-657, 1974.
10. A. Berger : "Allons-nous vers une catastrophe climatique ? ou
L'action de l'homme sur le climat". Ciel et Terre.
Volume 94, No. 6, 1978.
11. A.J. Bowen : "The tidal régime of the River Thames; long-term trends
and their possible causes". In :
"A Discussion on problems associated with the subsidence
of southeastern England". Philosophical Transactions of the
Royal Society of London, Volume 272, No. 1221, 1972.
12. J.R. Benjamin, C.A. Cornell : "Probability, Statistics, and Decision for
Civil Engineers". McGraw-Hill Book Company, New York, 1970.
13. G.W. Kite : "Frequency and Risk Analysis in Hydrology".
"Water Resources Publications", Fort Collins, Colorado, 1977.
14. J.M. Hammersley, D.C. Handscomb : "Les méthodes de Monte-Carlo".
Monographies Dunod, Dunod, Paris, 1967.
15. D. Moelans : "Tweedimensionaal numeriek model van de Noordzee met
inbegrip van het windeffect". Intern rapport van het Laboratorium
voor Hydraulica, Afdeling Bouwkunde, K.U. Leuven, 1979.
16. J.R. Rossiter : "Interaction between tide and surge in the Thames".
The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society,
Volume 6, pp. 29-53, 1961.
17. N.S. Heaps : "Storm surges". Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.,
Volume 5, pp. 11-47, 1967.
18. J. Theuns : "De overschrijdingskromme van de hoogwaterstanden te
Antwerpen". Nota AZ 78-1 van de Antwerpse Zeediensten,
1978.
19. A.T. Doodson, H.D. Warburg : "Admiralty Manual of Tides".
Her Majesty's Stationery Office, London, 1941.
20. J.P.Th. Kalkwijk : "De analyse van getijden". Collegedictaat Technische
Hogeschool Delft, Afdeling der Civiele Techniek, 1975.

21. J.R. Rossiter : "An Analysis of Annual Sea Level Variations in European Waters". The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, Volume 12, pp. 259-299, 1967.
22. L. Meyvis : "Indijkingen en waterbouwkundige werken langs de Westerschelde en de Zeeschelde". Ministerie van Openbare Werken, Bestuur der Waterwegen, Antwerpse Zeediensten, Verslagen AZ 77-12 en AZ 77-13, 1977.
23. Anon. : "Stormvloeden op de Schelde". Ministerie van Openbare Werken, Bestuur der Waterwegen. Delen 1 tot 4, 1966.
24. J.J. Peters, A. Sterling : "Hydrodynamique et transports de sédiments de l'estuaire de l'Escaut". Project Zee, Eindverslag, Boekdeel 10 "Het Schelde-estuarium" (Samenstellers J.C.J. Nihoul en R. Wollast, uitgave Diensten van de Eerste-Minister, Programmatie van het Wetenschapsbeleid), Brussel, 1976.
25. E. Vanmarcke : Persoonlijke mededeling, 19.03.1979.
26. A.F. Jenkinson : "The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements". Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Volume 81, pp. 158-171, 1955.
27. R. Sneyers : "La marée de tempête et le débordement de la mer du 1er février 1953". Koninklijk Meteorologisch Instituut van België, Bijdrage Nr. 11, 1953.
28. G. Van Langenhove : "Getijde- en pollutiemodel Schelde". Intern rapport van het Laboratorium voor Hydraulica, Afdeling Bouwkunde, K.U. Leuven, 1977.

LIJST DER BIJLAGEN MET FIGUREN.

1. Stormvloed-hoogwaterstanden te Antwerpen.
 2. Begrippen over waarschijnlijkheidsverdelingen : extreme-waarden-verdeling volgens Gumbel - Type 1.
 3. Begrippen over waarschijnlijkheidsverdelingen : inverse cumulatieve functie.
 4. Schema van de invloedsfactoren die aanleiding geven tot een stormvloed-hoogte in een tijrivier.
 5. Bepaling van een getijverloop uitgaande van de voorspelde extreme waarden (stijgende flank).
 6. Voorspeld en waargenomen stormeffect.
 - 7a. Bepaling van de stormopzet te Antwerpen. Stormvloed van 13/12/1973.
 - 7b. Bepaling van de stormopzet te Antwerpen. Stormvloed van 3/01/1976.
 8. Veranderingen in de tijd van de getijgrootheden in de Schelde bij Vlissingen (vroegere niet-gepubliceerde studie).
 9. Veranderingen in de tijd van de getijkarakteristieken in de Schelde te Vlissingen en te Antwerpen.
 10. Seizoeneffect in de verdeling van de stormen.
 11. Dissymmetrische vorm van het stormeffect.
 12. Algemeen organigram van de Monte-Carlo-simulatie.
 13. Overschrijdingsfrequentiekrommen.
-

LIJST VAN DE TABELLEN.

- Tabel 1. Hoogwaterstanden Westerschelde. Overschrijdingswaarden in cm t. o. v. N.A.P.
- Tabel 2. Stormvloed-hoogwaterstanden te Antwerpen (m + N.K.D.) met het peil van voorafgaand laagwater en het tijverschil.
- Tabel 3. Hoogte en duur van het stormeffect.
- Tabel 4. Evolutie van de waterstanden op de Schelde - Lineaire benaderingen.
- Tabel 5. Resultaten van de Monte Carlo-simulatie.
- Tabel 6. Lijst van de jaarlijkse maxima van de hoogwaters te Antwerpen (tijdperk 1901-1970).
- Tabel 7. Overschrijdingsfrequentie in keren per jaar.
- Tabel 8. Overzicht van de gevonden overschrijdingswaarden en terugkeerperioden.

Tabel 1.

Hoogwaterstanden Westerschelde.
Overschrijdingswaarden in cm t.o.v. N.A.P.

classificatie R.W.S.	overschrij- dingsfrequentie HW/jaar	Vlissingen	Terneuzen	Hansweert	Bath
hoge vlooden	5	280	300	310	340
	2	295	315	330	365
	1	310	335	345	380
	0,5	327	355	365	405
lage stormvlooden	0,2	340	365	385	410
	0,1	360	385	410	425
middelbare stormvlooden	$5 \cdot 10^{-2}$	380	405	430	450
	$2 \cdot 10^{-2}$	405	435	460	475
	10^{-2}	425	455	480	505
hoge stormvlooden	$5 \cdot 10^{-3}$	445	475	500	525
	$2 \cdot 10^{-3}$	470	510	525	545
	10^{-3}	495	525	550	595
buitengewoon hoge stormvlooden	$5 \cdot 10^{-4}$	515	545	570	615
	$2 \cdot 10^{-4}$	545	570	595	640
	10^{-4}	565	590	615	660
extreme stormvlooden	$< 10^{-4}$				
basispeil ontwerppeil	10^{-4}	565	590	615	660
		540	565	590	635

Tabel 2.

Stormvloed-hoogwaterstanden te Antwerpen (m + N.K.D.) met het
peil van voorafgaand laagwater en het tijverschil.

Datum	Laagwater	Hoogwater	Tijverschil of stijging
26.01.02		6,65	
30.12.04		6,78	
12.03.06 a.m.		6,64	
12.03.06 p.m.	0,87	7,15	6,28
23.11.08		6,58	
30.09.11		6,62	
11.11.12		6,70	
13.01.16		7,02	
25.11.17		6,51	
26.11.17		6,53	
06.11.21		6,50	
26.11.28	1,58	7,15	5,57
23.11.30	0,67	7,30	6,63
28.11.32	0,55	6,55	6,00
01.12.36 a.m.	1,04	6,65	5,61
01.12.36 p.m.	1,72	6,82	5,10
03.04.38	1,00	6,70	5,70
09.03.39	1,02	6,60	5,58
06.04.43	0,96	6,50	5,54
07.04.43	0,20	7,02	6,82
08.04.43	2,34	6,59	4,25
26.01.44	0,80	6,90	6,10
19.01.45	0,63	6,74	6,11
20.02.46	1,67	6,52	4,85
01.03.49	2,12	7,08	4,96
26.10.49	0,70	6,59	5,89
31.01.53 p.m.	0,74	6,59	5,85
01.02.53 a.m.	2,90	7,85	4,95
01.02.53 p.m.	3,08	6,71	3,63
23.12.54 p.m.	1,37	7,11	5,74
16.10.58 p.m.	1,34	6,68	5,34
12.01.59 a.m.	0,79	6,68	5,89

Tabel 2 (vervolg).

Datum	Laagwater	Hoogwater	Tijverschil of stijging
21.09.60 a.m.	1,17	6,74	5,57
21.03.61 a.m.	1,01	6,97	5,96
17.02.62 a.m.	2,47	6,54	4,07
05.04.62 p.m.	0,21	6,60	6,39
15.11.62 p.m.	0,74	6,62	5,88
16.12.62 a.m.	0,97	6,67	5,70
30.11.65 p.m.	1,64	6,66	5,02
10.12.65 p.m.	1,50	6,99	5,49
16.11.66 p.m.	1,60	7,03	5,43
28.02.67 p.m.	0,31	6,85	6,54
05.10.67 a.m.	0,62	6,58	5,96
11.07.68 p.m.	0,42	6,68	6,26
10.11.69 a.m.	2,04	6,63	4,59
03.10.70 a.m.	1,47	6,61	5,14
03.10.70 p.m.	1,41	6,53	5,12
22.11.71 a.m.	1,95	6,65	4,70
13.11.72 a.m.	0,60	6,62	6,02
03.04.73 a.m.	2,46	6,84	4,38
13.11.73 a.m.	0,54	6,54	6,00
13.11.73 p.m.	1,39	6,88	5,49
13.12.73 p.m.	0,60	6,54	5,94
14.12.73 a.m.	1,57	6,84	5,27
14.12.73 p.m.	0,90	7,18	6,28
28.11.74 p.m.	1,93	6,98	5,05
28.11.74 a.m.	0,49	6,55	6,06
18.12.74 a.m.	1,71	6,59	4,85
20.11.75 p.m.	0,62	6,54	5,92
03.01.76 p.m.	1,86	7,39	5,53
20.01.76 p.m.	0,40	6,81	6,41
21.01.76 a.m.	1,20	6,88	5,68
22.01.76 a.m.	0,59	6,61	6,02
12.11.77 p.m.	0,55	6,55	6,00
13.11.77 a.m.	1,22	6,86	5,64
13.11.77 p.m.	0,65	6,76	6,11
14.11.77 p.m.	-(0,05)	6,56	6,61
15.11.77 a.m.	1,77	7,32	5,55
15.11.77 p.m.	1,22	6,68	5,46

Tabel 3.

Hoogte en duur van het stormeffect.

Datum	<u>Antwerpen</u>		<u>Vlissingen</u>	
	hoogte (m)	duur (h)	hoogte (m)	duur (h)
28.11.32	1,01	38,5	1,22	30,0
09.03.39	1,04	34,0	1,20	27,0
26.01.44	1,51	28,0	1,89	25,1
19.01.45	1,81	37,5	1,71	33,8
20.02.46	1,35	62,0	1,34	42,8
01.02.53	2,87	57,5	2,56	45,0
23.12.54	2,23	42,5	2,09	49,6
16.10.58	1,17	59,0		
12.01.59	1,04	52,5	1,02	48,0
21.09.60	1,23	40,0	1,09	37,0
21.03.61	1,32	35,0	1,29	28,1
17.02.62	1,83	54,0	1,50	53,0
05.04.62	1,00	43,0	0,78	30,0
15.11.62	1,16	26,0		
16.12.62	1,61	48,5		
30.11.65	2,16	42,0	1,65	40,0
10.12.65	1,44	47,0	1,37	55,0
16.11.66	1,58	42,5	1,41	55,0
28.02.67	1,23	30,5	1,40	26,0
05.10.67	1,04	48,5	1,18	33,0
10.11.69	1,86	19,5	1,51	25,0
03.10.70	1,49	58,5	1,24	50,0
22.11.71	1,63	43,0	1,72	39,0
13.11.72	1,87	28,5	1,32	28,0
03.04.73	1,77	32,0	1,48	36,0
13.12.73	1,38	55,0		
28.11.74	1,57	39,0	1,51	37,0
18.12.74	1,17	58,5	1,14	58,0
20.11.75	0,93	34,5	0,92	36,0
03.01.76	1,69	33,0	1,83	37,0
21.01.76	1,61	64,0	1,30	42,0
12.11.77	1,39	30,5	1,15	47,0
13.11.77	1,72	36,0		

Tabel 4.

Evolutie van de waterstanden op de Schelde - Lineaire benaderingen.

VLISSINGEN

<u>Periode</u>	<u>Evolutie</u>	<u>Correlatiecoëfficiënt</u>
	Halftij	
1900 - 1962	29 cm/eeuw	0,99
	Hoogwater	
1900 - 1962	32 cm/eeuw	0,98
	Laagwater	
1900 - 1962	24 cm/eeuw	0,99
1900 - 1952	26 cm/eeuw	0,99
1953 - 1962	- 7 cm/eeuw	0,85

ANTWERPEN

<u>Periode</u>	<u>Evolutie</u>	<u>Correlatiecoëfficiënt</u>
	Halftij	
1910 - 1969	14 cm/eeuw	0,93
1910 - 1954	9 cm/eeuw	0,93
1955 - 1961	67 cm/eeuw	0,99
1962 - 1969	20 cm/eeuw	0,99
	Hoogwater	
1910 - 1969	46 cm/eeuw	0,98
1910 - 1954	37 cm/eeuw	0,99
1955 - 1969	92 cm/eeuw	0,99
	Laagwater	
1910 - 1969	- 18 cm/eeuw	0,98
1910 - 1960	- 18 cm/eeuw	0,98
1960 - 1969	- 52 cm/eeuw	0,95

Tabel 5.

Resultaten van de Monte-Carlo-simulatie.

<u>Overschrijdingswaarde</u> (m + N.K.D.)	<u>Terugkeerperiode</u> (jaren)
6,00	1,68
6,10	1,70
6,20	1,74
6,30	1,80
6,40	1,89
6,50	2,05
6,60	2,29
6,70	2,61
6,80	3,12
6,90	3,81
7,00	4,70
7,10	5,97
7,20	7,63
7,30	10,14
7,40	13,07
7,50	17,21
7,60	23,70
7,70	33,33
7,80	46,95
7,90	61,35
8,00	80,00
8,10	111,11
8,20	151,52
8,30	196,08
8,40	243,90
8,50	322,58
8,60	454,55
8,70	625,00
8,80	833,33
8,90	1250,00
9,00	1428,57

Tabel 6.

Lijst van de jaarlijkse maxima van de hoogwaters te Antwerpen (tijdperk 1901-1970).

<u>Jaar</u>	<u>Hoogte (m)</u>	<u>Jaar</u>	<u>Hoogte (m)</u>
1901	6,43	1936	6,82
1902	6,60	1937	6,48
1903	6,48	1938	6,70
1904	6,78	1939	6,60
1905	6,29	1940	6,49
1906	7,15	1941	6,21
1907	6,10	1942	6,03
1908	6,58	1943	7,03
1909	6,25	1944	6,90
1910	6,12	1945	6,74
1911	6,63	1946	6,58
1912	6,70	1947	6,20
1913	5,89	1948	6,30
1914	6,42	1949	7,08
1915	6,32	1950	6,18
1916	7,01	1951	6,39
1917	6,53	1952	6,38
1918	6,21	1953	7,85
1919	6,23	1954	7,11
1920	6,21	1955	6,41
1921	6,50	1956	6,16
1922	6,26	1957	6,33
1923	6,18	1958	6,68
1924	6,28	1959	6,68
1925	6,20	1960	6,74
1926	6,38	1961	6,97
1927	5,95	1962	6,67
1928	7,15	1963	6,05
1929	6,03	1964	6,39
1930	7,40	1965	6,99
1931	6,40	1966	7,03
1932	6,55	1967	6,85
1933	6,04	1968	6,68
1934	5,99	1969	6,63
1935	6,10	1970	6,61

Tabel 7.

Overschrijdingsfrequentie in keren per jaar.

water- stand m + N.K.D.	1901 - 1910	1911 - 1920	1921 - 1930	1931 - 1940	1941 - 1950	1951 - 1960	1961 - 1970
5	211	297	319	359	383	399	471
5,5	29	40,7	40	41	75	86	131
6	3,2	3	4,2	4,2	5,1	8,4	14,7
6,5	0,5	0,5	0,3	0,6	0,8	0,7	1,4

Tabel 8.

Overzicht van de gevonden overschrijdingswaarden en terugkeerperioden.

Terugkeer- periode T (jaar)	Overschrijdingshoogte h (m + N.K.D.)						
	Simulatie	Gumbel	Barricelli	Jenkinson	Antwerpse Zeediensten	Gumbel vanaf 1941	Gumbel vanaf 1951
5	7,03	6,81	6,83	6,79	6,75	6,97	7,05
10	7,29	7,05	7,03	7,01	7,17	7,24	7,33
100	8,06	7,80	7,68	7,66	7,78	8,07	8,21
1000	8,85	8,53	8,33	8,27	8,40	8,90	9,07
10000	-- (1)	9,27	8,99	8,86	9,05	9,72	9,94

(1) : aantal gesimuleerde jaren te beperkt.

