

De waterbeweging in het plassegebied van N.W. Overijssel

1. Inleiding

Het toeristisch bekende gebied tussen Zwartsluis, Steenwijk, Ossenzijl en Vollenhove is de afgelopen jaren door verschillende instituten onderzocht in verband met vragen rond het milieubeheer. Zo is vanuit de Universiteit van Amsterdam en het Rijks-Instituut voor Natuurbeheer de vegetatie in de kragengebieden bestudeerd, terwijl het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding de wegzijging via het grondwater in gebieden die grenzen aan de N.O.-polder gemeten heeft. Ook de



DR. L. LIJKLEMA
Vakgroep Procesbeheersing en
Milieubeheer van de TH Twente

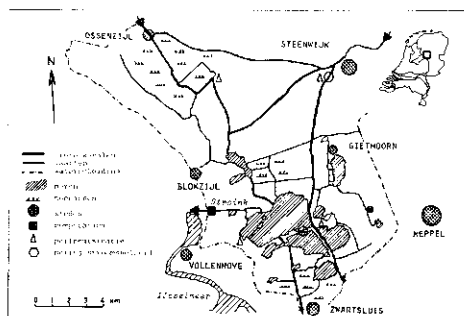


IR. G. VAN STRATEN
Vakgroep Procesbeheersing en
Milieubeheer van de TH Twente

Provinciale Waterstaat en het Zuiverings-schap W. Overijssel hebben metingen verricht verband houdende met de waterkwaliteit. Vanuit de vakgroep Procesbeheersing en Milieubeheer van de TH Twente is in dit kader de waterbeweging in het gebied bestudeerd, met speciale aandacht voor de invloed van wind en de betekenis van natuurlijke frequenties voor de stroming in het uitgebreide stelsel van kanalen en plassen. De hiervoor ontwikkelde modellen kunnen een inzicht geven in de wijze waarop verontreinigingen in het water zich door het gebied verplaatsen. Tevens kan de invloed van beheersmaatregelen, o.a. op het bergend vermogen van de boezemwateren, worden voorspeld. In dit artikel wordt voornamelijk ingegaan op de beschrijving van de ontwikkelde wiskundige modellen voor deze stroming en de daarmee bereikte resultaten.

2. Beschrijving van het gebied

Het waterschap Vollenhove omvat een betrekkelijk geïsoleerd systeem van boezemwateren met voornamelijk via de Steenwijker Aa aanvoer van water van buiten het gebied. Daarnaast wordt er nog incidenteel water ingelaten bij Ossenzijl en Zwartsluis (afb. 1). Talloze kleinere en grotere polders in het gebied slaan water uit op de boezem. Behalve het netto effect van regen en verdamping spelen kwel en wegzijging hierin ook een belangrijke rol. Diep gelegen polders vertonen kwel, het door wegzijging



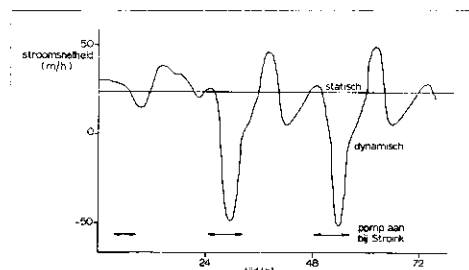
Afb. 1 - Het plassegebied van N.W. Overijssel.

aan de boezem onttrokken water wordt als polderwater weer teruggepompt. Daarnaast is er echter zeker ook netto verlies door wegzijging naar de Noord-Oostpolder, met name in het gebied tussen Blokzijl en Ossenzijl.

Afvoer van boezemwater gebeurt via het gemaal Stroink, dat een capaciteit heeft van 165.000 m³/h. Daarmee wordt het zomerpeil op -0,70 m NAP gehouden en het winterpeil op -0,80 m NAP. Het boezemwater heeft een oppervlakte van ongeveer 2.500 ha, daarbij komt nog het open water in de kragengebieden. Deze gebieden bestaan uit stroken open water (petgaten), ontstaan door het baggeren van veen, afgewisseld met smalle stroken land (de ribben) waarop indertijd de turf gedroogd werd. De meren zijn ontstaan op plaatsen waar te smalle ribben door stormen zijn weggeslagen. De diepte van deze meren is, behoudens enkele vaargeulen, meestal minder dan 2 meter. Het is juist deze geringe diepte gecombineerd met het vlakke karakter van het gebied die doet verwachten dat de wind een zeer sterke invloed op de waterbeweging zal hebben.

3. Statisch-model

Hoewel een statisch model principieel te kort zal schieten in een situatie waarin duidelijk dynamische effecten aanwezig zijn (regen, aan-uit van pompen, windsterkte en windrichting) is toch allereerst een statisch model ontwikkeld dat in beginsel de over een bepaalde periode gemiddelde stroming zou kunnen weergeven. Voor dit model is een aan de THT door Fontein ontwikkeld rekenschema voor de berekening van drukken en stromen bij transport van compressibele vloeistoffen of gassen door een netwerk aangepast aan onze situatie. Het gebruikte netwerk is ook in sommige latere dynamische modellen toegepast. Omdat variaties in druk (waterhoogte) op de knooppunten van het netwerk bij stationaire toestand niet voorkomen, is de capaciteit (oppervlakte) van de meren niet van belang, maar wel moet de som van aan- en afvoeren per knooppunt in het netwerk juist nul zijn (1e wet van Kirchhoff).



Afb. 2 - Gesimuleerde stroomsnelheid in het kanaal Steenwijk-Ossenzijl.

Uitgaande van een aangenomen stroomverdeling die hieraan voldoet, wordt de werkelijke verdeling via een iteratieve procedure benaderd, waarbij als leidend principe geldt, dat de drukval rondom een maas in het netwerk als gevolg van de stromingen nul moet zijn (2e wet van Kirchhoff).

Voor de stromingsvergelijking wordt de wet van Chezy gebruikt (debiet evenredig met de wortel uit het peilverschil) en de correctietermen die nodig zijn voor de iteratie worden door een Taylor reeksontwikkeling van deze zo toegepaste relaties verkregen. Deze berekening is zeer efficiënt en vraagt zelfs voor een uitgebreid netwerk slechts beperkte rekentijd.

Uit vergelijking van hiermee verkregen resultaten met uitkomsten van een vereenvoudigd dynamisch model (weglaten van windinvloed) werd al snel duidelijk, dat dit statische model de feitelijke menging en stroming slecht representeert. In afb. 2 wordt bijv. de gesimuleerde stroming in het kanaal Ossenzijl-Steenwijk als gevolg van intermitterend pompen bij Stroink vergeleken met de resultaten van het statische model, waar dus met de gemiddelde onttrekking bij Stroink is gerekend. De simulatie vertoont na aanloopverschijnselen een regelmatig patroon. Niet alleen blijkt hierbij de stroomrichting regelmatig om te keren, maar ook de gemiddelde waterverplaatsing is in het dynamische model anders. De oorzaak hiervan is gelegen in het grote bergend vermogen van het kragengebied ten zuiden van Ossenzijl. De verlaging van de waterstand op de grote meren ten gevolge van het afpompen bij Stroink resulteert daardoor in een veel snellere verlaging van de waterstand rond Steenwijk dan bij Ossenzijl. Hierdoor keert de 'normale' stroomrichting om. Het statische model kan zulke verschijnselen principieel niet beschrijven.

4. Natuurlijke frequenties

Afb. 2 geeft ook een aanduiding van een ander belangrijk, de stroming beïnvloedend verschijnsel dat niet door het statische model te vangen is. Dit is het verschijnsel dat zowel in de meren zelf als tussen meren

onderling, schommelingen in de waterstand voor kunnen komen. Deze in een meer optredende oscillaties kunnen worden veroorzaakt door allerlei verstoringen in de waterstand en zijn vergelijkbaar met het schommelen van de vloeistofspiegel in een kop thee waar men tegen gestoten heeft. Deze als seiches bekend staande golfbewegingen worden gedempt door de wrijvingsweerstand aan de bodem (en in mindere mate aan de lucht). Ook tussen aangrenzende meren, verbonden door een kanaal, treden deze verschijnselen op; ze zijn vergelijkbaar met gekoppelde slingers. De eigen frequenties van deze schommelbewegingen hangen vooral af van de oppervlakten van de meren, de demping vooral van de wrijvingsweerstand.

Voor het bepalen van deze eigen frequenties zou het een groot voordeel zijn indien men een elektrisch analogon kan gebruiken, waarbij de capaciteit van condensatoren een maat voor de oppervlakte is (bergend vermogen), de potentiaal een maat voor de waterhoogte terwijl de stroomsterkte het debiet representeert. Voor zulke elektrische netwerken zijn ook mathematische modellen ontwikkeld, waarmee de eigenfrequenties snel uitgerekend kunnen worden. Helaas gaat de analogie slechts gedeeltelijk op, omdat, anders dan bij elektrische stroom (wet van Ohm), bij stroming van water het hoogteverval evenredig is met het kwadraat van de stroomsnelheid. Doordat de weerstand echter relatief laag is kan langs deze weg wel een eerste oriëntatie verkregen worden, maar wij hebben deze mogelijkheid verder niet geëxploreerd. Voor een eenvoudigd systeem is het evenwel mogelijk langs analytische weg tot een oplossing te komen [3]. Toepassing op het centrale deel van het systeem (Beulakerwijde, Giethoornse meer en het knooppunt halverwege het kanaal Steenwijk-Beulakerwijde) leverde als resultaat dat niveauschommelingen met periodes van 1,6 en 4,8 uur zouden kunnen optreden. Bij deze berekening werd de wrijving verwaarloosd, maar vergelijking met een simulatie leerde, dat de periode van de oscillaties hierdoor nauwelijks wordt beïnvloed. Naast de periode kan in beginsel ook de demping van de schommelingen worden berekend, maar de methode geeft geen uitsluitsel over de grootte van de amplitudes. Daar bovendien voor iets ingewikkelder systemen de oplossing excessief bewerkelijk wordt, is het duidelijk dat simulatie via een dynamisch model de beste mogelijkheden biedt om het gedrag van een dergelijk uitgebreid netwerk te beschrijven.

5. Dynamisch model

Uitgangspunt voor het dynamisch model is de bewegingsvergelijking voor eendimensio-

nale stroming door een kanaal. Deze vergelijking brengt tot uitdrukking, dat de versnelling die een waterdeeltje ondergaat gelijk is aan de som van alle op het deeltje werkende krachten per eenheid massa, en is dus in feite niets anders dan de bekende wet van Newton. In algemene vorm ziet de bewegingsvergelijking er als volg uit:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - g \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{g}{c^2 h'} |u| u + R \quad (1)$$

Hierin is u de snelheid, zodat het linkerlid de versnelling voorstelt die het water ondervindt als gevolg van de krachten in het rechterlid.

De eerste term in het rechterlid is de zgn. Bernoulli-versnelling, welke in feite een traagheidsterm is die de verandering van de hoeveelheid van beweging als gevolg van snelheidsverschillen in de lengterichting van het kanaal in rekening brengt. Deze term is vooral van belang als men de voortplanting van afvoergolven in de kanalen zelf in beschouwing wil nemen. Aangetoond kan worden dat deze term in onze studie mag worden verwaarloosd.

De tweede term, waarin g de versnelling van de zwaartekracht en $\partial h/\partial x$ het verhang is, stelt de bijdrage van het hydrostatisch drukverschil als gevolg van de verschillen in waterstand voor.

De derde term, die altijd tegengesteld van teken is met de snelheid u, is de weerstandsterm. De weerstand is evenredig met het kwadraat van de snelheid. De evenredigheidsconstante heeft de betekenis van een wrijvingscoëfficiënt, die hier is weergegeven in termen van de bekende Chézy-coëfficiënt c. Men kan deze vorm gemakkelijk controleren door de stationaire vorm van vergelijking (1) te beschouwen onder verwaarlozing van de Bernoulliterm en de nog te bespreken term R. Er ontstaat dan:

$$0 = -g \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{g}{c^2 h'} |u| u \quad (2)$$

waaruit na enig omwerken de wet van Chézy volgt:

$$u = c \sqrt{h' \partial h/\partial x} \quad (3)$$

Hieruit wordt ook duidelijk waarom de hydraulische straal h' in de wrijvingscoëfficiënt voorkomt.

De vierde term tenslotte omvat alle overige krachten die op de watermassa worden uitgeoefend. Hieronder valt bijv. de zgn. Coriolis-versnelling, welke een gevolg is van de aardrotatie. In de situatie van Noord-West-Overijssel waar de systeemafmetingen relatief klein zijn behoeft hiermee echter geen rekening te worden gehouden.

Een term die wel van groot belang zal blijken te zijn is de bijdrage van de wind. Nu is het zo, dat de schuifspanning τ_s aan het wateroppervlak, d.w.z. de door de

wind per eenheid van wateroppervlak uitgeoefende kracht, geschreven kan worden als

$$\tau_s = C_z \rho_l W^2 \cos(\alpha - \beta) \quad (4)$$

waarin C_z een evenredigheidsconstante, ρ_l de dichtheid van de lucht, W de windsnelheid en $(\alpha - \beta)$ de hoek van het kanaal met de windrichting voorstelt. Formule (4) is een benadering omdat het kwadratisch verband met de windsnelheid volgens Banks [1] alleen toepasbaar is voor gematigde windsnelheden. Bij hogere windsnelheden zou een hogere exponent beter voldoen, bij lagere windsnelheden een lagere. Dit houdt verband met de ruwheid van het wateroppervlak die bij hoge windsnelheden sterk toeneemt door de vorming van golven.

Om de kracht per eenheid van massa te krijgen moet in (4) nog gedeeld worden door de diepte d en de dichtheid ρ_w van water.

Samenvattend komt de bewegingsvergelijking voor een kanaal er dus als volgt uit te zien:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{g}{c^2 h'} |u| u + \frac{C_z \rho_l}{d \rho_w} W^2 \cos(\alpha - \beta) \quad (5)$$

Naast de bewegingsvergelijking is nog een tweede type vergelijking nodig om het peil op een meer of knooppunt van kanalen te berekenen:

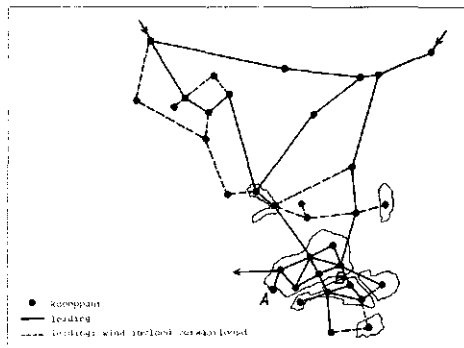
$$0 \frac{\partial h}{\partial t} = \sum uA + \sum Q \quad (6)$$

Deze vergelijking is niets anders dan een massabalans: de niveaustijging vermenigvuldigd met het oppervlak O van een meer is gelijk aan de som van de door de kanalen met natte doorsnede A aan- of afgevoerde hoeveelheden water, vermeerderd met overige toe- en afvoeren met inbegrip van neerslag, verdamping, kwel of wegzijging.

6. Dynamisch model, toepassing

Alvorens de vergelijkingen (5) en (6) voor berekeningen kunnen worden gebruikt,

Afb. 3 - Networkstructuur voor simulatie.



is het nodig het natuurlijk systeem te benaderen als een netwerk van knooppunten en leidingen, een techniek die o.a. door Orlob [4] werd toegepast. Het voor de hieronder beschreven simulaties gebruikte netwerk is in afb. 3 weergegeven.

Vermeldenswaard is dat binnen de grote meren meerdere knooppunten en leidingen zijn gedefinieerd, waardoor het mogelijk wordt ook de stroming in de meren zelf (globaal) te beschrijven, alsmede het optredende verhang, seiches enz. In afb. 3 is ook te zien, dat de windinvloed niet op alle kanalen is meegerekend. Het is nl. te verwachten dat de invloed van wind op de meren en in de brede vaarten groter zal zijn dan in de meer beschutte smalle kanalen, vooral indien de wind niet in de lengterichting van een kanaal waait. Een mogelijkheid om dit tot uitdrukking te brengen is om de consinusterm, die de reductie in windinvloed door verschillen in windrichting beschrijft, te kwaderen voor zulke smalle kanalen. Omdat echter de natte doorsnede van deze vaarten relatief klein is, zijn de daardoor verplaatste waterhoeveelheden in het algemeen van minder belang, zodat wij er de voorkeur aan hebben gegeven de windinvloed daar geheel buiten beschouwing te laten.

De uiteindelijke vorm waarin de vergelijkingen (5) en (6) werden gebruikt is resp.

$$\frac{du}{dt} = \frac{1}{I} [-\Delta h - R |u| u + SW^2 \cos(\alpha - \beta)] \quad (7)$$

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{O} [\Sigma u_A + \Sigma Q] \quad (8)$$

In dit stelsel vergelijkingen is

$$I = \frac{l}{g} \quad (9)$$

een maat voor de traagheid (inertantie) van het kanaal, R is de weerstandsfactor

$$R = \frac{l}{c^2 h'} \quad (10)$$

terwijl

$$S = \frac{C_z l \rho_l}{g d \rho_w} \quad (11)$$

een maat is voor de schuifspanningsweerstand aan het wateroppervlak. Het oppervlak van de knooppunten O is een karakteristieke maat voor het bergend vermogen. In dit oppervlak wordt de helft van het oppervlak van de in het knooppunt uitmondende leidingen (kanalen) meegerekend. De waterhoogte h, die in de vergelijking (8) voorkomt dient te worden gedefinieerd t.o.v. een referentieniveau. Men kan hiervoor bijv. NAP gebruiken. De diepte d van de kanalen is strikt genomen afhankelijk

van h, maar indien de kanaalbodem vlak is en de peilvariatië relatief gering, mag de diepte wel constant worden verondersteld. Een soortgelijke redenering geldt voor de hydraulische straal, die overigens voor brede kanalen (bijv. die in de meren!) praktisch aan de diepte gelijk is.

Nu doet zich bij toepassing van vergelijking (7) nogal eens de moeilijkheid voor dat een leiding geen constante natte doorsnede heeft, maar een sterke variatie in diepte en vooral in breedte vertoont. Dit is zeer uitgesproken het geval bij de verbindingen tussen de knooppunten in de aan elkaar grenzende grote meren, waar een (fictieve) zeer brede leiding in het meer plotseling overgaat in een sluis, duiker, smal kanaal etc. Strikt genomen zou men in elk kanaal of verbinding waar dit zich voordoet een nieuw knooppunt moeten definiëren. Afgezien van een ongewenste toename van de omvang van het rekenprogramma introduceert men daarmee ook knooppunten met zeer ongelijke oppervlakten, hetgeen instabiliteiten in de numerieke berekeningen oproept. Daarom zijn voor dergelijke situaties de definities voor I, R en S (verg. 9, 10 en 11) aangepast door aan te nemen dat zowel snelheden als versnellingen in afzonderlijke delen A en B van zo'n samengestelde leiding steeds omgekeerd evenredig zijn met de natte doorsnede:

$$u_A \cdot h_A \cdot b_A = u_B \cdot h_B \cdot b_B \quad (12)$$

$$\frac{du_A}{dt} \cdot h_A \cdot b_A = \frac{du_B}{dt} \cdot h_B \cdot b_B \quad (13)$$

$$\Delta h = \Delta h_A + \Delta h_B \quad (14)$$

levert substitutie van verg. 7 en 9 - 13 in vergelijking 14 een nieuwe definitie op van I, R en S voor zo'n samengestelde leiding en wel:

$$I = \frac{1}{g} \left[l_A \frac{A_B}{A_A} + l_B \right] \quad (15)$$

$$R = \frac{1}{ch^2} \left[\frac{l_A}{h'_A} \cdot \frac{A_B^2}{A_A^2} + \frac{l_B}{h'_B} \right] \quad (16)$$

$$S = \frac{c_z \rho_l}{g \rho_w} \left[\frac{l_A}{h_A} + \frac{l_B}{h_B} \right] \quad (17)$$

De in vergelijking (7) en (8) voorkomende termen u en A zijn hierbij betrokken op het smalste leiding-gedeelte (index B). Hieruit blijkt dus dat aan de zo gedefinieerde inertantie vooral door lange smalle gedeelten wordt bijgedragen, de weerstand vooral bepaald wordt door smalle, ondiepe gedeelten terwijl de windinvloed toeneemt naarmate het water ondieper is. Uit afzonderlijke simulaties voor een kanaal met variabele dwarsdoorsnede bleek dat de zo bereikte resultaten vrij nauwkeurig over-

eenstemden met resultaten verkregen door een gedetailleerde segmentering van het kanaal toe te passen.

De simulaties met het netwerk van afb. 3 en de hierboven beschreven vergelijkingen werden uitgevoerd op een PDP-11 computer met gebruikmaking van een op de THT ontwikkelde conversationale simulatietaal [2] waarbij men voor de gangbare elementaire berekeningen voorgeprogrammeerde functieblokken kan gebruiken. Dit efficiënte programma maakt het mogelijk op zo'n kleine computer in enkele uren een vrij groot aantal situaties door te rekenen en tijdens de berekening verbeteringen en wijzigingen aan te brengen.

7. Metingen

O.a. in april 1976 werd een vrij uitgebreid meetprogramma gerealiseerd om het model te testen. Zowel stroomsnelheden als waterhoogten werden gemeten op de plaatsen aangeduid in afb. 1. De waterhoogten werden met registrerende niveaumeters continue geregistreerd. De stroomsnelheden werden met Ott-molens, drijvers en bij lage snelheden met op het principe van de anemometer gebaseerde, in eigen beheer vervaardigde meetapparatuur bepaald. De peilmeting bij punt A (afb. 3) ten zuidwesten van de Beulakerwijde vond plaats aan het einde van een tamelijk lange sloot die in open verbinding staat met het meer; dit omdat aldaar toezicht gehouden kon worden op de apparatuur. Dit had echter als nadeel dat de hoge natuurlijke frequenties die bij dit zo geïntroduceerde knooppunt behoren, ook terug te vinden zijn in de meetresultaten.

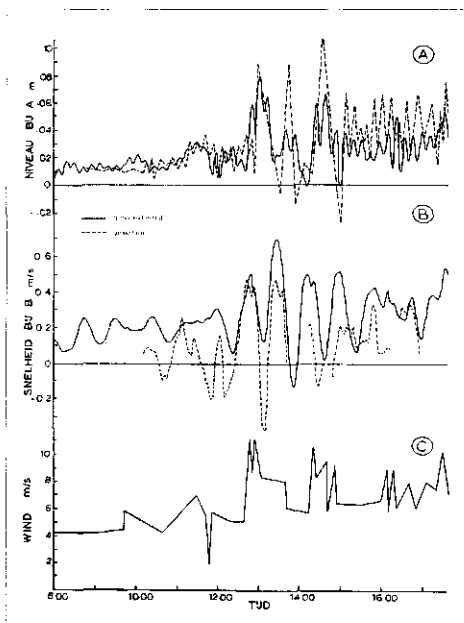
Drijvende krachten in het model zijn de input's en de windrichting en windkracht. Alleen de aanvoer vanuit de Steenwijker Aa werd geschat, de effecten van kwel, wegzijging en verdamping zijn zeker voor de kortdurende meetprogramma's niet van belang. De gebruikte windgegevens zijn van het KNMI weerstation in Ramspol, ongeveer 15 km ten zuidwesten van het gebied. Een probleem is om de begincondities voor het rekenprogramma vast te stellen. Het is niet haalbaar om van alle knooppunten de juiste peilen t.o.v. NAP te meten zoals ze aan het begin van de simulatieperiode zijn. De meest praktische handelwijze is dan ook met geschatte begincondities en feitelijke windgegevens een periode door te rekenen die vooraf gaat aan de eigenlijke testperiode. Men mag dan verwachten dat de gevolgen van onjuist geschatte randvoorwaarden geleidelijk vereffenen. Door de vrij grote traagheid van het systeem in verband met het voorkomen op verschillende plaatsen van knooppunten met een groot bergend vermogen dient men,

vooral bij variabele wind, deze periode minstens enkele uren te kiezen.

Afb. 4 geeft een aantal meetresultaten te zien op een dag waarop na het middaguur perioden met zeer krachtige NO wind voorkwamen (4C). De invloed daarvan op de stroomsnelheid in meetpunt B, een systeem van duikers dat Beulaker en Belter-Wijde met elkaar verbindt, is zeer groot. Het is duidelijk dat de periodiciteit in de gemeten stroomsnelheid en de berekende stroomsnelheden wel vrij goed overeenstemmen, maar dat de gesimuleerde snelheden gemiddeld te hoog zijn. Uit metingen en berekening van het iets meer westelijk gelegen verbindingskanaal tussen deze meren (bij Ronduite) bleek juist een te lage stroomsnelheid in dezelfde richting gevonden te worden: met andere woorden: wat door de ene verbinding te veel werd berekend, kwam de andere te kort. Dit kan eenvoudig worden verklaard door onnauwkeurige waarden van de aan waterkaarten ontleende waterdieptes; door relatief kleine wijzigingen van de dieptes in de 4 leidingen die de 4 betrokken knooppunten verbinden, verschuiven de gemiddelde waarden van de gesimuleerde stroomsnelheden aanzienlijk met behoud van de amplitude en periodiciteit.

In de in afb. 4C gegeven windfunctie is de tijdas ongeveer een half uur verschoven t.o.v. 4A en 4B. De verantwoording hiervoor is dat de in Ramspol gemeten en geregistreerde wind z'n invloed al eerder heeft doen gelden in het gebied van de metingen. Het is duidelijk dat zo'n tijdvertraging

Afb. 4A - Gemeten en gesimuleerd peil bij A.
Afb. 4B - Gemeten en gesimuleerde stroomsnelheid bij B.
Afb. 4C - Windsnelheid gemeten bij Ramspol.

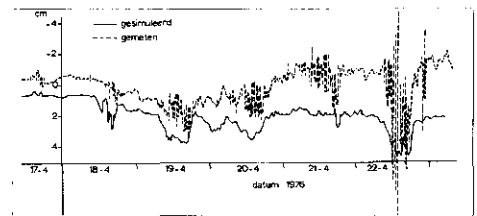


zal variëren met de gemiddelde windsnelheid, het is echter zeker niet zo dat ook variaties in de windsnelheid (bijv. windvlagen) zich ook verplaatsen met die gemiddelde snelheid; ook in water kennen we het verschijnsel dat een afvoergolf zich sneller voortplant dan het water zelf stroomt. Daarnaast is het de vraag of juist niet betrekkelijk snelle variaties in windsnelheid na een half uur niet een geheel ander patroon gekregen zullen hebben. Zo leert bijv. vergelijking van grafiek 4A en 4C dat de gesimuleerde waterhoogte in meetpunt A een patroon vertoont dat sterke overeenkomst vertoont met de windsnelheidsfunctie. De gemeten waterhoogten wijken hiervan vooral af doordat de waargenomen piek om 13.30 niet berekend is. Door een verhoging van de windsnelheid op dit tijdstip wordt de gesimuleerde waarde beter in overeenstemming met de gemeten peilen.

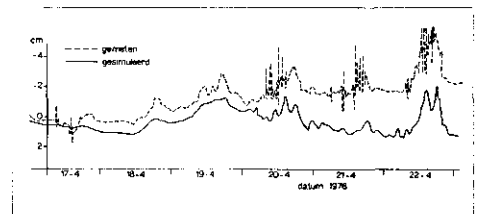
Het is duidelijk dat voor zulke kortstondige episodes een betrouwbaar beeld dus alleen verkregen kan worden door de wind ter plaatse te meten; het is zelfs de vraag of men dan voor zo'n uitgestrekt gebied wel één en dezelfde windmeting voor alle kanalen mag gebruiken. Een betere overeenstemming tussen simulaties en experimenten kon gezien deze beperkingen eigenlijk ook niet verwacht worden.

De hoge frequenties die gemeten en berekend worden voor meetpunt A zijn, zoals gezegd, toe te schrijven aan de geringe afmetingen van de sloot waarin het peilregistrerende apparaat was opgesteld; ook de amplitudes zijn hiervan sterk afhankelijk. De waterverplaatsingen waarop deze metingen betrekking hebben zijn echter onbetekenend.

De laagfrequente peilvariaties op de Beulakerwijde zelf, die gepaard gaan met zeer grote waterverplaatsingen, worden op deze wijze verduisterd door de hoogfrequente ruis van het meetpunt. Door echter de windfunctie te ontdoen van z'n fijnstructuur door lineair te interpoleren tussen uurgemiddelde windsnelheden, wordt wel een zinvol beeld gekregen van de gemiddelde waterhoogte. In afb. 5 wordt het aldus berekende niveau op hetzelfde meetpunt vergeleken met het gemeten niveau voor een episode van enkele dagen. Afgezien van de hoge frequenties blijkt nu een uitstekende overeenkomst tussen model en werkelijkheid. Dat de curves geleidelijk 'uit elkaar groeien' komt omdat de verdamping en wegzijging in de modelberekening zijn weggelaten, waardoor het berekende niveau langzaam maar zeker stijgt. Een soortgelijk beeld wordt in afb. 6 zichtbaar, waarin de gemeten en gesimuleerde waterhoogten nabij Steenwijk voor dezelfde episode zijn afgebeeld.



Afb. 5 - Peil bij meetpunt A (De Foeke).



Afb. 6 - Peil bij Steenwijk.

8. Conclusie en samenvatting

Behalve door aanvoer van elders en afvoer door het gemaal Stroink, wordt de waterverplaatsing in het plassegebied van N.W. Overijssel zeer sterk beïnvloed door de wind en de natuurlijke frequenties van het systeem. Met een eenvoudig wiskundig model dat de geometrie van het systeem als een netwerk representeert kan deze waterbeweging goed beschreven worden.

Gebruikte symbolen

A	natte doorsnede	(m ²)
C _z	evenredigheidsconstante	
c	Chezy coëfficiënt	(m ^{1/2} · sec ⁻¹)
d	waterdiepte	(m)
g	versnelling zwaartekracht	(m · sec ⁻²)
h	waterpeil	(m)
h'	hydraulische straal	(m)
K	wrijvingsfactor	(m ⁻¹)
l	lengte	(m)
O	oppervlakte	(m ²)
Q	debiet	(m ³ · sec ⁻¹)
t	tijd	(sec)
u	watersnelheid	(m · sec ⁻¹)
W	windsnelheid	(m · sec ⁻¹)
x	lengtecoördinaat	(m)
α	hoek windrichting t.o.v. N	(rad.)
β	hoek kanaalrichting t.o.v. N	(rad.)
ρ _l	dichtheid lucht	(kg · m ⁻³)
ρ _w	dichtheid water	(kg · m ⁻³)

Literatuur

1. Banks, R. B., 1975. J. Env. Eng. Div. ASCE 101, 813-827.
2. Kraan, R. A., 1974. Journal A, XV, 186-190.
3. Lijklema, L. en Straten, G. van, 1975. *Static and dynamic simulation of water transport in a complex network system*. In: Computer simulation of water resources systems, G. C. van Steenkiste, ed. North Holland Publ. Comp., Amsterdam.
4. Orlob, G. T., 1972. *Mathematical modeling of estuarial systems*. International Symposium on modeling techniques in water resources systems. Ed. A. K. Biswas, Environment Canada, Ottawa.

