Hoe diep is de Noordzee? Bathymetrie met een thermometer

De Noordzee vanuit de ruimte. (Foto: NASA)

Huug van den Dool en Henk de Bruin

Huug van den Dool werkte van 1975 tot 1982 als onderzoeker op het KNMI en daarna in de VS, recentelijk bij het Climate Prediction Center in Washington DC. Henk de Bruin studeerde natuurkunde aan de UvA en was van 1970 tot 1985 wetenschappelijk hoofdmedewerker bij het KNMI. Hij promoveerde aan de Wageningen Universiteit, waar hij tot 2007 werkzaam was, en is nu freelanceronderzoeker. Reacties: Henk de Bruin, **hardb@xs4all.nl**.

Als men in een laboratorium een kubieke meter goed gemengd water onderwerpt aan periodieke verwarming en afkoeling, dan kunnen we met eenvoudige theorie nauwkeurig uitrekenen hoeveel de temperatuur van het water op en neer moet gaan. In dit artikel doen we het omgekeerde: we schatten hoeveel goed gemengd water betrokken is bij de waargenomen jaarlijkse gang van de temperatuur aan het zee-oppervlak. We passen dit toe op de Noordzee, met behulp van recent vrijgegeven dagelijkse datasets met zeer hoge ruimtelijke resolutie en berekenen op die manier in de zuidelijke Noordzee de diepte van het water.

Het is eenvoudig genoeg om de diepte van ondiep water te meten. Laat een gewicht aan een touw naar beneden zakken en als het niet meer trekt …. is de bodem bereikt. Zo kwam Mark Twain aan de kost voor hij een beroemde schrijver werd. Geavanceerdere lokale dieptemetingen gebeuren nu meestal akoes-

Een goede kennis van de bodemtopografie van de oceanen is erg belangrijk. De tsunamis's van de afgelopen jaren hebben duidelijk gemaakt dat zonder deze kennis een gedegen overzicht van stromingen en golven niet mogelijk is.

tisch. Het is echter ondoenlijk om dit overal toe te passen. Men vindt op internet dus geen bijzonder gedetailleerde kaarten met dieptelijnen voor de kustwateren. Zonder gedegen kennis van de diepte is het echter onmogelijk om stromingen en golven in de oceaan goed te modelleren. De enorme tsunamis van de laatste jaren hebben het grote belang van de bodemtopografie van de oceanen nog eens onderstreept, met name wereldwijd in de kustwateren, waar een tsunami door branding snel aan hoogte wint. Alternatieve methoden worden nu gesuggereerd voor zulke bathymetrie (ofwel dieptemeting) in kustwateren. In recente artikelen (ref. 1 en 2) wil men bijvoorbeeld de kleur van de oceaan, gemeten door satellieten, voor dat doel inzetten. In dit artikel bespreken we hoe de klimatologische, jaarlijkse gang van de zeewatertemperatuur (de Noordzee bijvoorbeeld is in augustus 8 tot14 graden warmer dan in februari) geïnterpreteerd kan worden als een dieptemeting, althans in ondiep water.

In een recent artikel in Zenit (ref. 3) bepaalden de auteurs de duur van het jaar door een speciale analyse van de jaarlijkse gang van de zeewatertemperatuur aan het oppervlak (SST). Dat de zee het astronomisch gegeven 'jaar' weerspiegelt, komt tot stand via een ingewikkelde energiebalans in de natuur, dus heel anders dan in een laboratoriumopstelling.

Energiebalans

Onder de aanname dat het water goed gemengd is, zodat de watertemperatuur gemiddeld over de diepte gelijk is aan de SST en er geen horizontale aanvoer van warmte is, kan de jaarlijkse gang van de SST worden bepaald door de energiebalans van een waterkolom te beschouwen. Deze kolom ontvangt kortgolvige straling van de zon ($S\downarrow$) en infrarode straling van de atmosfeer ($IR\downarrow$), afkomstig van broeikasgassen en wolken. Een deel van de zonnestraling wordt teruggekaatst door het wateroppervlak, dat bovendien infrarode straling uitzendt (evenredig met de SST uitgedrukt in Kelvin tot de vierde macht). Andere processen die een rol spelen zijn de latente en voelbare warmtestroom, meestal van de zee naar de atmosfeer.

In het verleden zijn er modellen ontworpen om de SST te berekenen op grond van standaard weergegevens. Toenmalig KNMI-collega Han Keijman heeft hiervoor een elegante schrijfwijze gevonden (zie (ref. 4) om de SST met tijdstappen van een dag te berekenen). De schrijfwijze van Keijman laat zien dat als de nettostraling nul is, de SST naar de zogenaamde natte-boltemperatuur (T_{nat}) streeft. Dat is van oudsher de temperatuur gemeten met een thermometer die is uitgerust met een nat kousje en goed is afgeschermd tegen het zonlicht. Is de nettostraling niet nul, dan streeft de SST naar een T_{nat} plus een term die evenredig is met de nettostraling.

Merk op dat de Keijman-vergelijking tot stand komt door de linearisatie van enkele termen, maar de ervaring leert dat dit nauwkeurig genoeg is voor menig praktische berekening. Op grond van de Keijman-aanpak kon destijds worden aangetoond dat de Rijn en de Maas al thermisch verontreinigd zijn als zij ons land binnenkomen. In de Keijman-vergelijking wordt een tijdconstante gedefinieerd die evenredig is met de warmtecapaciteit van de waterkolom. Diep water heeft een grotere tijdconstante dan ondiep water. Dit verklaart waarom de maximale watertemperatuur in diepe meren later wordt bereikt dan in ondiepe meren en dat beide naijlen op het maximum in de zonnestraling. De (tangens van de) vertraging ten opzichte van het stralingsmaximum is evenredig met de waterdiepte, indien dit water goed is gemengd.

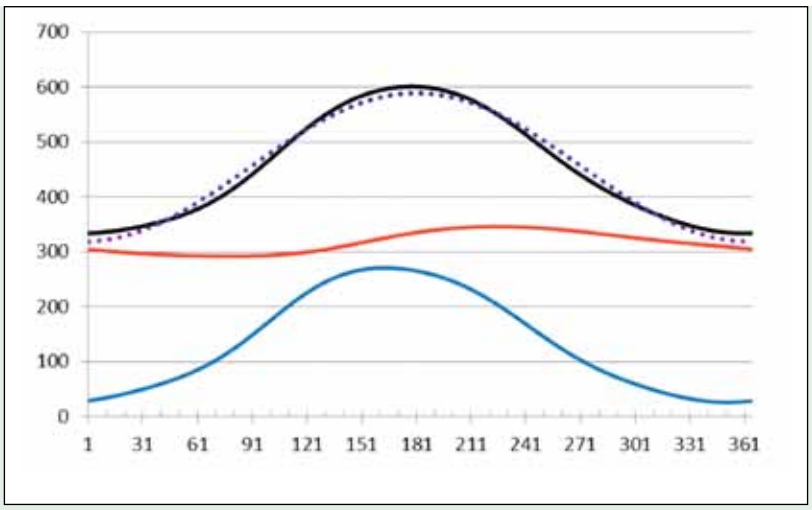
In dit artikel willen we via een omgekeerde aanpak in de Noordzee de waterdiepte afleiden uit de gemeten watertemperatuur. Het blijkt dan handig om de energiebalansvergelijking te schrijven als:

$$C\,\frac{dT'}{dt} = F' - bT' \qquad \text{(Vgl.1)}$$

Waarin C de totale warmtecapaciteit is van de waterkolom, waarvoor geldt dat

$$C = cwhw \qquad \text{(Vgl. 2)}$$

met c_w , een materiaalconstante voor water, ongeveer gelijk aan



Figuur 1: de klimatologie (365 daggemiddelde waarden gemiddeld over 1982-2010) voor de neerwaartse zonnestraling (S↓ in blauw), de neerwaartse infraroodstraling (IR↓ in rood), en hun som (F, in zwart). De eenheid is Watt per vierkante meter. De locatie is een roosterpunt (52.4 N en 2.8 O) in de zuidelijke Noordzee. Gegevens komen uit referentie 10 De gestippelde lijn is de eerste harmonische van de zwarte lijn.

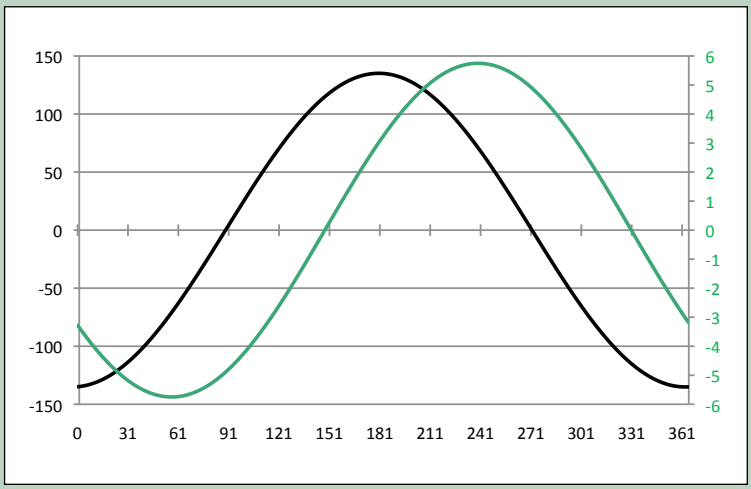
	Variabele, locatie, bron	Tijdvak	Amplitude A	Fase ϕ in graden
(1)	SST – Noordzee (52.13 Noord, 3.38 Oost)	1982-2010	5.7 K	236°
(2)	(52N,TOA) Meeus	1958-2010	207 W/m²	170°
(3)	S↓ volgens [10] (52.4 Noord, 2.8 Oost	1982-2010	123 W/m²	167°
(4)	IR↓ (52.4 Noord, 2.8 Oost	1982-2010	27 W/m²	236°
(5)	F (52.4 Noord, 2.8 Oost	1982-2010	135 W/m²	178°
(6)	S↓ (KNMI tuin)	1958-2010	97 W/m²	171°
(7)	T-2m-lucht (KNMI tuin)	1958-2010	7.6 K	202°

Tabel 1. Enkele gegevens over het aanpassen van een jaarlijkse sinus aan tijdreeksen van dagelijkse waarden. Van boven naar beneden, (1) de zeewatertemperatuur (SST) in de Noordzee, (2) de inkomende straling S op een horizontal vlak op 52 Noord (top of atmosphere), (3) de inkomende straling S op een horizontal vlak zoals berekend in [10] voor een punt in de Noordzee, (4) de inkomende infraroodstraling op een horizontal vlak zoals berekend in (ref.10) voor een punt in de Noordzee, (5) de inkomende totale straling F op een horizontal vlak zoals berekend in (ref. 10) voor een punt in de Noordzee, (6) de inkomende straling S op een horizontal vlak zoals gemeten aan de grond in de KNMI tuin, (7) de daggemiddelde luchttemperatuur op 2 meter hoogte gemeten in de KNMI tuin. Alle variabelen zijn daggemiddelden. Van links naar rechts de variabele, het tijdvak der metingen of berekeningen, de amplitude A en de fase ϕ. Een fase 0 betekent een maximum op 1 januari. De rijen 1, 2, 6 en 7 zijn een verkorte vorm van de tabel 1 in referentie 3.

4.2 106 J.m-3 K-1 en h_w de waterdiepte. De accenten geven de afwijking van het evenwicht aan. Verder is *F* een (straling)forceringsterm en *b* een 'feedback'-parameter. We gebruiken vgl (1) invers. Dat komt in hoofdlijnen neer op het bepalen van *C* uit het gemeten tijdstip dat SST maximaal wordt ten opzichte van het tijdstip dat de stralingsforcering maximaal is (de fase-naijling Δ), alsmede uit de waargenomen amplituden *A en B* van de jaarlijkse gang van respectievelijk de forcering *F* en de SST. Deze bepaling wordt over vele jaren gedaan, waardoor de 'ruis door het weer' wordt weggemiddeld. De wiskundige details worden beschreven in (ref. 6) en (ref. 6b) en in het kader voor de lezer die het na wil rekenen. Via vergelijking 2 wordt dan de waterdiepte bepaald. C/b is de tijdsconstante à la Keijman.

De eerste auteur (ref. 6) rekende met vgl. (1-2) de diepte van de zogenaamde *menglaag* in de Stille Oceaan uit en vond dat het ruimtelijk patroon sterk overeenkwam met de plaatselijke oceanografische metingen: een gunstige aanwijzing dat vgl. (1) inderdaad van toepassing is. De oceanische menglaag varieert van een tiental tot vele honderden meters. Toepassing op de Atlantische Oceaan (inclusief de Noordzee) is in (ref.6a) te vinden. De tweede auteur (ref. 5) paste het Keijman-model met tijdstappen van 10 dagen toe op twee bij Dordrecht gelegen waterreservoirs met verschillende diepte, respectievelijk 5 en 15 meter. Hij deed dat voor een periode van enkele jaren, inclusief het warme en droge 1976. Hij vond redelijke resultaten voor niet alleen de jaarlijkse gang, maar ook voor stochastische ruis die door het weer aan meren en zeeën wordt toegevoegd. Frankignoul en Hasselman (ref. 5a) maakten met vgl. (1) de ideeën over een stochastisch-dynamisch aanpak beroemd. Vgl. (1) is ook talloze malen gebruikt voor zogeheten energiebalans-klimaatmodellen. Zie bijvoorbeeld referentie 7: de parameter *b* daarin speelt dan

In figuur 2 laten we de eerste harmonische zien van F en SST. Dat geeft ons tevens de gelegenheid de tijdsverschuiving te bepalen. Zo vinden we uit tabel 1 een verschuiving van 236 min 178 = 58 dagen. Met parameters A = 135W/m² en B = 5.7K vinden we via berekeningen uitgelegd in (ref. 6) uit deze informatie de parameters *b* en C. Via vgl. 2 vinden we zo h_w = 25.1 meter. De Noordzee gedraagt zich dus op dit punt alsof 25.1 meter goed gemengd zeewater onderworpen wordt aan een sinusvormige energie-instraling met een amplitude van 135W/m². Daar waar we tot de bodem mengen, is h_w dus tevens de diepte van de zee.



Figuur 2: beschrijving van de eerste harmonische (periode 1 jaar) van de neerwaartse straling (in zwart, linkerschaal) op roosterpunt 52.4N en 2.8 O en de zeewatertemperatuur (in groen, rechterschaal) op het nabijgelegen 52.1 N, 3.4 O als functie van de dag van het jaar (1-365). Het jaargemiddelde is verwijderd. De straling (forcering) heeft een amplitude A terwijl de SST (response) een amplitude B heeft. Het faseverschil is Δ. Eenheden zijn W/m² voor de straling, graden Celsius voor de temperatuur, en dagen of graden (vrijwel hetzelfde) voor Δ. De zwarte curve is gelijk aan de gestippelde curve in figuur 1. Eigenschappen komen exact overeen met rijen (1) en (5) in tabel 1.

een hoofdrol in de gevoeligheid van het klimaat.

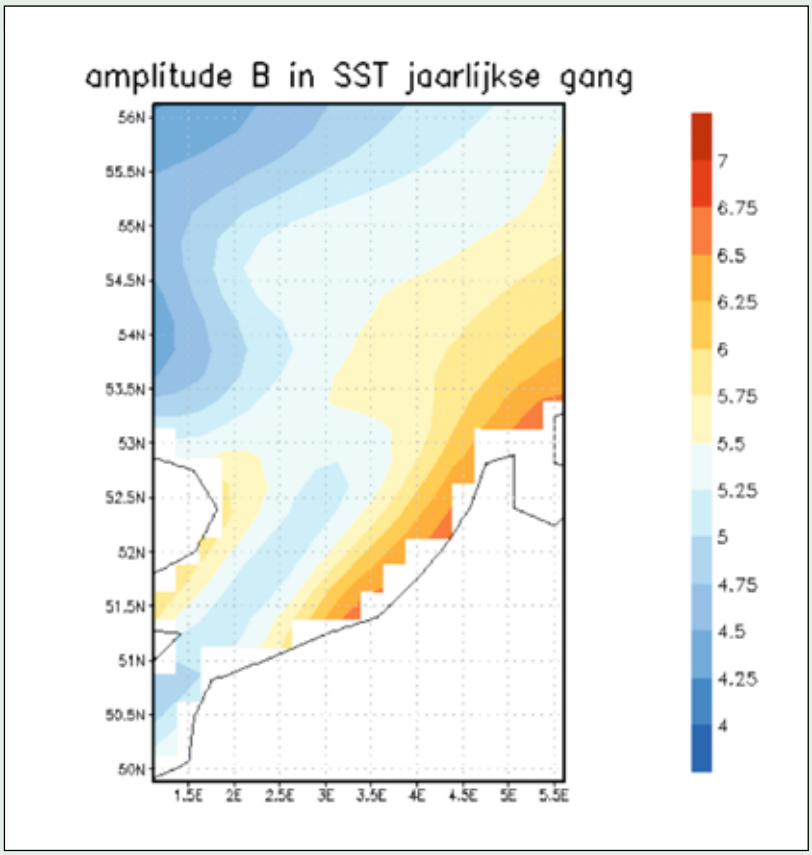
Gedetailleerde waarnemingen

Door de opkomst van satellieten en Reanalysis hebben we tegenwoordig gegevens op een hoge ruimtelijke resolutie. In 2007 gaf de NOAA een nieuwe SST-dataset vrij van dagelijkse waarden op een rooster van 1/4 graad, zie (ref. 9). Deze dataset gebruiken we nu hier. We hebben daardoor meer dan 100 roosterpunten in de Noordzee ten zuiden van 55 N en zelfs twee punten in de Waddenzee en een in de Dollard. (Het IJsselmeer is helaas nog als 'land' gekwalificeerd.) Er passen zelfs enkele zeepunten in het nauw van Calais in. Deze SST voor 1982 tot heden werd ook gebruikt in de meest recente Reanalysis (ref. 10). Reanalysis kan gebruikt worden om de jaarlijkse gang te bepalen in F, uit de totale inkomende straling (IR en de zon). Van deze inkomende straling wisten we dertig jaar geleden nog weinig. Ook nu zijn er nog (kleine?) problemen. Een ervan is dat de satellietwaarnemingen een gemiddelde vormen over een bepaald gebied, de zogeheten footprint. Dat gegeven, in combinatie met horizontale menging in zee, beperkt het feitelijk oplossend vermogen waarmee we de diepte van de zee kunnen uitrekenen. De forcering F is in hoge mate een Reanalysis-**model**-produkt (daarmee overigens niet automatisch fout) en niet direct beïnvloed door welke stralingswaarneming dan ook.

Voorbeeld

Figuur 1 laat de klimatologische waarden zien van de neerwaartse straling volgens bron (ref.10). De curve in blauw is de zonnestraling, S↓ (gemiddeld over de periode 1982-2010) die het zeeoppervlak bereikt op een roosterpunt in de zuidelijke Noordzee (52.4 N en 2.8 O). We verwachten natuurlijk een maximum (minimum) nabij 21 juni (december) en dat klopt. Tabel 1 vermeldt de preciese amplitude en fase van de jaarlijkse sinus voor zeven tijdreeksen uit diverse bronnen, zowel boven zee als boven land (het nabije De Bilt). De extremen in zonneschijn boven zee worden iets eerder bereikt dan boven land en de amplitude van S↓ is groter boven zee (123 tegen 97 W/m²): vergelijk rij 3 en 6 in tabel 1. Dat verschil zal het gevolg zijn van verschillen in de bewolking boven zee en land.

Het zal de lezer wellicht verbazen, maar het onzichtbare infraroodzonnetje is in onze contreien (gemiddeld over het etmaal) qua energie sterker dan de inkomende zonnestraling S↓. Dat wil zeggen dat de rode lijn in figuur 1 het hele jaar door boven de blauwe ligt. Anderzijds is de jaarlijkse gang in IR↓ (en daar gaat het hier om) veel en veel kleiner. De amplitude hiervan is slechts 27 W/m² en hij is duidelijk verschoven naar rechts: het maximum valt voor neerwaarts IR in augustus ongeveer gelijktijdig met het SST-maximum (zie rij 1 en 4 in tabel 1). Dit komt doordat de atmosfeer zelf al in fase na-ijlt ten opzichte van de zon, zowel wat betreft de temperatuur als de vochtinhoud en vermoedelijk ook door de sterke koppeling van de lucht en het water in het Noordzeegebied.



Figuur3: de amplitude B van de jaarlijkse gang in SST volgens bron (ref. 9) in het Noordzeegebied van 49.88 N t/m 56.12 N, en 1.12 O t/m 5.62 O. De eenheid is Kelvin (of Celcius), met een contourinterval van 0.25K en de oranje (blauwe) kleuren zijn voor de hoge (lage) waarden. Zelfs met een oplossend vermogen van 0.25 graden zien de kusten en het land-zee rooster er nog wat knullig uit, maar het is dus veel en veel beter dan 30 jaar terug.

De neerwaartse straling komt voornamelijk uit de vochtrijke onderste lagen van de atmosfeer, inclusief de lage bewolking.
Tellen we S↓ in blauw en IR↓ in rood bij elkaar op, dan krijgen we de zwarte curve F. Dat is de totale neerwaartse stralingsforcering die op dit roosterpunt in juli zijn maximum bereikt (rij 5 in Tabel 1). De eerste harmonische van F is als de gestippelde lijn in figuur 1 weergegeven; men kan ook een heel kleine halfjaarlijkse gang in F zien. De zwarte en blauwe curve lijken wel veel op elkaar, maar de extremen in F worden wat later bereikt dan in S. Uit de fase-naijling S↓ in de jaarlijkse SST-gang ten opzichte van de forceringscurve F kunnen we met behulp van vgl. (1) diepte-informatie krijgen.

De gehele Noordzee

We rekenen nu op een groot aantal (honderden) roosterpunten, op het kaartgebied weergegeven in figuren 3 t/m 5, de waarde van h_w uit. Eerst bespreken we in figuren 3 en 4 de input van B en Δ. De amplitude B van de jaarlijkse gang in de SST in figurr 3 neemt in grote trekken toe van NW naar ZO: van <4.5K in de noordwestelijke Noordzee (~56N) tot meer dan 6.5K (max = 6.7 in de Waddenzee) langs de kust van België en Nederland tot in de Duitse bocht. Langs de Britse kust is er ook een maximum in B tussen 5.5 en 6K. In Het Kanaal dringt water door met B<5K, dat zich als een sigaarvormig minimum voorzet tot 53N, 3O. Figuur 4 laat Δ zien, de fasevertraging van de SST ten opzichte van F in dagen. De kleinste vertraging (iets minder dan 50 dagen) vindt plaats langs de kust van België en Nederland tot in de Duitse bocht, net waar B ook het grootst is. Langs de Britse kust vinden we een minimum van ruim 50 dagen. Maar het absolute maximum in Δ (ruim boven de 60 dagen, tot 64 dagen) reikt van het nauw van Calais naar het noornoordoosten tot 53N, 3.5O. Opvallend genoeg vinden we in het verre noordwesten van het kaartgebied over een groot gebied een lage Δ, tussen 52 en 55 dagen.
In figuur 5 is de berekende diepte van de menglaag (en van de Noordzee zelf, indien ondiep) weergegeven. Deze is klein langs de kusten en in een gebied nabij 54.75N, 2.75O dat we als de Doggersbank herkennen. Er is een trog van enkele meters in het midden van de zuidelijke Noordzee. In het noordwestelijk deel van het kaartgebied is de menglaag zeker 30 meter diep. De overeenkomst van dit berekende patroon met de bekende diepte van de Noordzee (zie figuur 6) is overtuigend, althans op voldoende grote schaal. Figuur 5 vertoont duidelijk veel minder details. De berekende waarde van de demping b in de richting van het evenwicht is overal groter dan 10 W/(m²)/K.

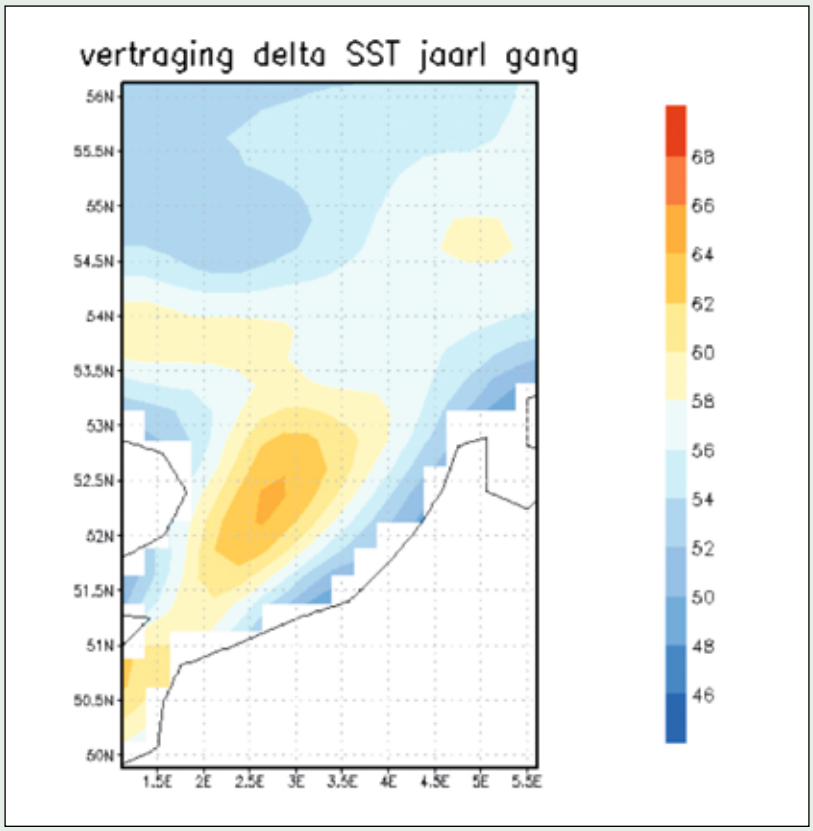
Conclusies en slotopmerkingen

Onze poging om de diepte van een ondiepe zee (de Noordzee) te bepalen uit de jaarlijkse gang van de straling en de zeewatertemperatuur is een gedeeltelijk succes. We vinden een diepte die uiteenloopt van minder dan 20 tot meer dan 30 meter. Dat is zonder meer de juiste orde van grootte. De kustwateren zijn minder diep (<20) en dat klopt ook. We vinden een trog van ongeveer 5 meter tussen Nederland en Engeland die van het zuidzuidwesten naar het noordnoordoosten loopt: dat klopt. We vinden de Doggersbank op de juiste plaats en met een acceptabele diepte.
Maar van de overige, kleinere, details van de bodemtopografie vinden we maar weinig terug. Het zou kunnen dat horizontale

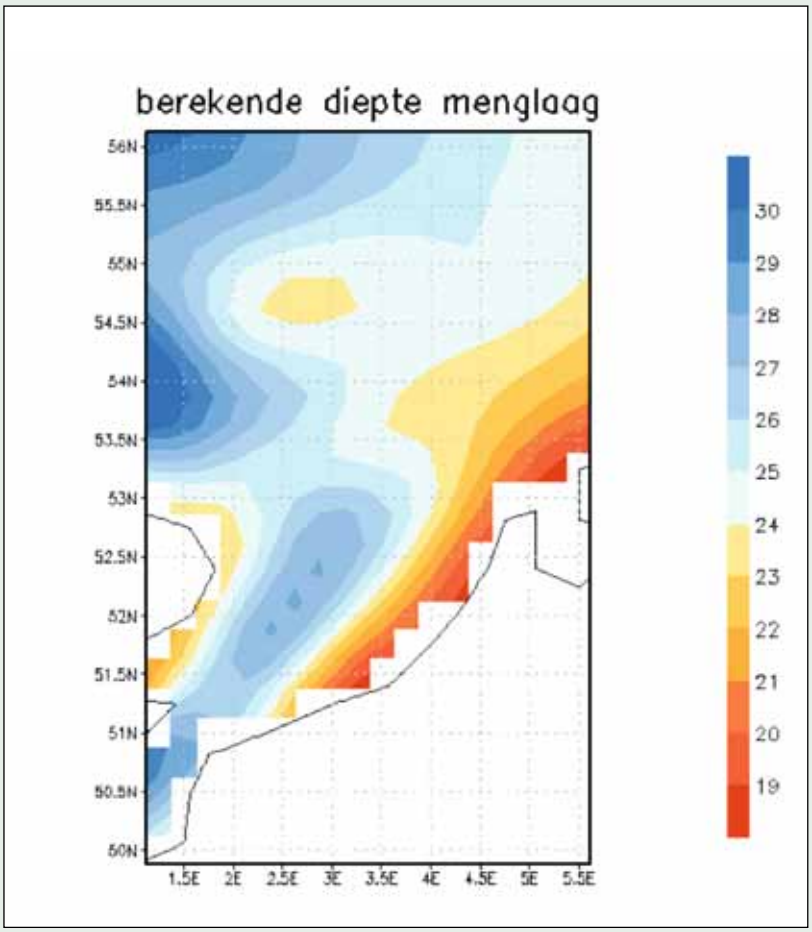
menging en de footprint van de satelliet de resultaten te veel uitsmeren (en dat we niet beter moeten verwachten, zelfs niet als we over 30 jaar SST-analyses hebben met nog eens tien maal hogere resolutie). Het water vlak bij de kust gedraagt zich alsof de zee minstens 18 meter diep is. Verder is ons resultaat voor de geschatte diepte in de zuidelijke Noordzee in het algemeen niet groot genoeg. We missen enkele meters water. Het is niet duidelijk waar dat aan ligt. We deden een gevoeligheidsanalyse van het type 'veronderstel dat A, B en Δ wat groter of kleiner zijn dan gemeten: wat zouden h_w en b dan zijn?' Dat leidde echter niet tot een duidelijk oorzaak waarom we h_w onderschatten. Het is mogelijk dat we de fysica te veel geweld hebben aangedaan in de al te simpele vgl. (1). Het kan ook zijn dat de sterke getijdenstromingen en het water dat door het nauw van Calais stroomt en/of van hogere breedtes wordt aangevoerd, de jaarlijkse gang veel minder lokaal maakt dan gesuggereerd in vgl. 1. De rivierafvoer (Rijn-Waal-Maas-Schelde, Elbe enzovoort) zou een dergelijk effect kunnen hebben. Het kan ook zijn dat de menglaag in de diepe plekken (zoals het Bruine Gat ten zuiden van de Doggersbank) regelmatig niet tot de bodem reikt. In het noordelijk deel van het kaartgebied reikt de menglaag duidelijk niet tot de bodem.

Het is zeer opvallend dat de Noordzee nauwelijks een tweede harmonische beweging heeft in de SST. Er zijn twee redenen om, in principe, met die mogelijkheid rekening te houden. Ten eerste bevat de forcering (zwarte lijn in figuur 1) duidelijk een kleine sinus met een periode van een half jaar. Dat leidt volgens vgl. (1) tot een response, zij het een kleine, met dezelfde periode. Ten tweede hebben we in de oplossing van vgl. (1) verondersteld dat C door het jaar heen constant is. In diep water is dat zeker niet zo, want daar is de menglaag in de zomer (minder wind, stabiele thermische gelaagdheid) veel dunner dan in de winter. Als zowel F als C een sinus bevat met de periode van een jaar, dan bevat de SST volgens vgl. (1) een harmonische trilling met de periode van een half jaar. Het feit dat we dat totaal niet vinden is erg opvallend en duidt er in de zuidelijke Noordzee op dat het water, op de grove schaal waarop we waarnemen, tot de bodem goed gemengd is, en wel het hele jaar door. Er mag trouwens rustig eens een dag zijn (windstil, warm zomerweer) waarop dat niet zo is. Zelfs dan zijn er nog de getijden die in een ondiepe zee helpen met mengen (van onder af), zie Van Aken (ref.11)

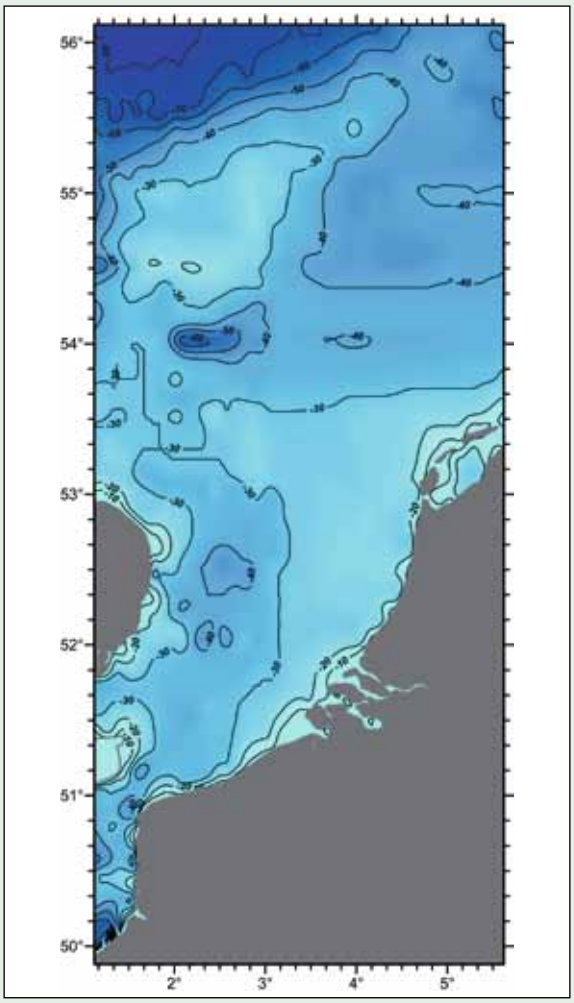
Hoewel eenvoudig, is vgl. (1) niet triviaal, want er zijn twee vrijheidsgraden. Triviaal geredeneerd verwacht men misschien in ondiep water een grote B en een kleine Δ en omgekeerd een kleine B en grote Δ in dieper water. Inderdaad zien we, als we figuur 5 naast de figuren 3 en 4 leggen, een hoge anticorrelatie. Blauw correspondeert met oranje in 3 en 4. Zo zien we bijvoorbeeld dat de ondiepe Doggersbank gevonden wordt via twee samenwerkende gegevens: een grote B en een kleine Δ. Maar ten noordwesten van de Doggersbank vinden we dat zowel B als Δ klein zijn in betrekkelijk diep water, en ten oosten (en zuidoosten) van de Doggersbank zijn B en Δ allebei groot in ondiep water. Daar komt de tweede vrijheidsgraad, een ruimtelijk variërende b, aan te pas. Feedback-parameter b is overal groter dan 10 en bereikt op sommige plaatsen bijna 20 W/(m^2)/K. De interpretatie en verifieerbaarheid van b zijn niet eenvoudig. De berekende diepte h_w is direct verifieerbaar, maar b helaas niet. De soms intense en verwarrende



Figuur4: de vertraging Δ van de jaarlijkse gang in SST volgens bron (ref. 9) ten opzichte van de stralingsforcering F volgens bron (ref. 10) in het Noordzeegebied van 49.88 N t/m 56.12 N, en 1.12 O t/m 5.62 O. De eenheid is dagen, met een contourinterval van 2 dagen en de oranje (blauwe) kleuren zijn voor de hoge (lage) waarden.



Figuur. 5: de diepte van de menglaag in meters berekend via vgl (3) uit de jaarlijkse gang in SST en F in het Noordzeegebied van 49.88 N t/m 56.12 N, en 1.12 O t/m 5.62 O. De eenheid is meters, met een contourinterval van 1 meter en de oranje (blauwe) kleuren zijn voor de lage (hoge) waarden, dwz hoe blauwer, hoe dieper het water.



Figuur6: de diepte van de Noordzee in meters. Contourinterval 10 meter. Hoe blauwer hoe dieper. Met dank aan Hendrik van Aken (NIOZ)

Als we veronderstellen dat de jaarlijkse gang in F een sinusgolf is, dat wil zeggen
$F = A \sin(2\pi t/P - \phi)$

dan is vgl. (1) analytisch oplosbaar. P is de duur van het jaar en de cirkelfrequentie is $\omega=2\pi/P$. De oplossing voor de temperatuurgolf is (voor grote t en tevens veronderstellend dat C constant is gedurende het jaar) eveneens een sinus, met amplitude B maar met een fasevertraging Δ tov de forcering F, dat wil zeggen:

$T'(t) = B \sin(\omega\tau - \phi - \Delta)$ (3a)
waarbij $\tan(\Delta)=C\omega/b$; (3b)
en $B = A \cos(\Delta)/b$ (3c)

Wat we vervolgens doen, is een schoolvoorbeeld van de 'inverse' methode. Gegeven een moderne data set waar we de jaarlijkse gang van T en F uit kunnen halen, dat wil zeggen we kennen B, A en Δ uit metingen, rekenen we b uit via (3c), C via (3b), en dan via $h = C / \rho\, c_p$ de diepte van het water. De lezer kan het zelf nagaan.

discussie over b met betrekking tot de klimaatgevoeligheid heeft vooral te maken met de vraag welke processen in de energiebalans men tot de forcering moet rekenen en welke tot de (negatieve) feedback, en of de kolom alleen de oceaan omvat dan wel de oceaan (of het land) plus de atmosfeer zoals beschouwd vanuit de ruimte.

Referenties:

1. Lee, Hu, Casey, Shang, Dierssen and Anone: Global Shallow-Water Bathymetry from Satellite Ocean Color Data. EOS, 2010, nr 46, p 429
2. Corson and Davis: A new View of Coastal Oceans from the Space Station. EOS, 2011, nr 19, p 161
3. Van den Dool en De Bruin, Hoe lang duurt het jaar?: Astronomie met een thermometer. Zenit, 2011, p 271-275
4. Keijman: The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data. Boundary-Layer Meteor., 1974, p 399-407

5. de Bruin, H.A.R. : Journal of Hydrology, 59 (1982), p 261–274

5a. Frankignoul en Hasselmann, 1977: Stochastic climate models. Part 2, Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability, Tellus, 29, p 289-305

6. Van den Dool and Horel: An attempt to estimate the thermal resistance of the upper ocean to climatic change. J. Atmos. Sci., 1984, p 1601-1612

6a. Van Den Dool, Lamb, Peppler, 1988: The Active Layer of the Upper Atlantic Ocean. J. Atmos. Sci., 45, p 3236–3252

6b. Van den Dool and Können, 1982: Strong variations in the delay of the annual cycle in the air temperature near the coast. Proceedings of the First Int. Conf on meteorology and air/sea interaction of the coastal zone, 10-12 Aug 1982, p 325-327 http://s3.amazonaws.com/gunther-konnen/documents/59/1982_vd-Dool_Coastal.pdf?1292778776

7. Oerlemans, J : Experimenten met klimaatmodel. Zenit 1978,, p 250-255

9. Reynolds, Smith, Liu, Chelton, Casey, and Schlax, 2007: Daily high-resolution blended analyses for sea surface temperature. J. Climate, 20, p 5473-5496

10. Saha et al., 2010: The Climate Forecast System Reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 91, p 1015-1057

11. Van Aken, 1984: A one-dimensional mixed-layer model for stratified shelf seas with tide- and wind-induced mixing. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 37, p 3-27