

KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT

D e B i l t

WETENSCHAPPELIJK RAPPORT

W.R. 71-4

H.de Jong en J.Q.Keijman

Temperatuurveranderingen in het Haringvliet
ten gevolge van de afsluiting

De Bilt, 1971

Publikationsnummer: K.N.M.I. W.R. 71-4 (R III-312-1971)

U.D.C.: 551.524.34 :
551.588.7

SUMMARY 1)

As a consequence of the closing of the estuaries by dikes in the Delta region in the SW part of the Netherlands the tidal movement will disappear in this area. This tidal movement brings about a heat exchange between the estuaries and the North Sea. So the disappearance of the tidal movement will bring about a change in watertemperature in the estuaries. In this report the change in temperature in the Haringvliet will be calculated. A distinction must be made between two cases of future water management of the Haringvliet. In the first case a large discharge through the basin will be maintained. The discharge before the closing, $R(t)$, will undergo a comparatively small change $\Delta R(t)$ (see annex 6). In this case equation (22) holds in which $f_1(t)$ en $f_2(t)$ are determined by (23) en (24). Values of $A(t)$, the change in energy exchange of the basin with the atmosphere if the watertemperature changes by 1°C , are given in annex 8; of $Q_g(1,t)$, the tidal heat transport at the sea boundary of the basin, in annex 2; of $Q_g(0,t)$, the tidal heat transport at the upstream boundary of the basin, in annex 4; of $T_w(0,t) - T_w(1,t)$, the horizontal temperature difference between the two boundaries, in annex 7. The calculated temperature changes at the sea boundary, $y(1,t)$ are to be found in annex 9, cases A, B and C. Taking B as the most probable case there is in summer an increase in watertemperature with a maximum of $1,4^\circ\text{C}$ in July. In winter there is a decrease in water temperature with a maximum of $0,9^\circ\text{C}$ in November. The water temperature change averaged over the basin, $\bar{y}(t)$, is at most $0,3^\circ\text{C}$. At the upstream boundary of the basin there is in this case no change in water temperature.

In the second case of possible future management no discharge takes place through the basin. Equation (22) holds but with $\bar{y}(t)$ as unknown quantity instead of $y(1,t)$. The functions $f_1(t)$ and $f_2(t)$ are now determined by (27) and (28). Values of $R(t) \{T_w(0,t) - T_w(1,t)\}$ are to be found in annex 7. The calculated water temperature change, $\bar{y}(t)$, can be found in annex 9, case D. There is a temperature decrease during the whole year with a maximum of $2,5^\circ\text{C}$ in January. This phenomenon is caused by the disappearance of the advective heat supply by the river from the hinterland. This heat supply is the term $R(t) \{T_w(0,t) - T_w(1,t)\}$.

1) See page 2 for list of symbols.

List of symbols

b	breadth of the basin of Haringvliet
c	specific heat of water
d	depth of the basin of Haringvliet
e	water vapour pressure
e_2	water vapour pressure at 2 m above the water surface
e_4	water vapour pressure at 4 m above the water surface
e_8	water vapour pressure at 8 m above the water surface
$e_s(T_w)$	saturation vapour pressure at temperature T_w
$f_1(t)$	function of time in (22), defined by (23) or (27)
$f_2(t)$	function of time in (22), defined by (24) or (28)
$f(u)$	function of windspeed, defined by (6)
l	length of the basin of Haringvliet
q	net energy exchange between water and atmosphere
q_s	global radiation
q_{sr}	reflected global radiation
q_a	atmospheric long wave radiation
q_{ar}	reflected atmospheric long wave radiation
q_b	long wave radiation of the water
q_e	latent heat flux
q_h	sensible heat flux
q_i	defined by (2)
q_u	defined by (3)
q_u^n	q_u after the closing of the basin
t	time
t_o	tidal period
u	wind speed
u_2	wind speed at the height of 2 m
x	co-ordinate in length direction of the Haringvliet $x=0$: upstream boundary, $x=1$: downstream boundary
$y(x,t)$	water temperature change caused by the closing of the basin
$\bar{y}(t)$	$y(x,t)$ averaged over x
$A(t)$	change in energy exchange between the water and the atmosphere if the water temperature changes by 1°C

L	latent heat of evaporation
$Q_g(x,t)$	tidal heat transport
R(t)	river discharge
$R^n(t)$	river discharge after the closing of the basin
$\Delta R(t)$	defined by (14)
$R(x,t)$	total stream flow
$R'(x,t)$	tidal component of stream flow
T_L	air temperature
$T_w(x,t)$	water temperature
$T_w(x)$	water temperature averaged over the tidal period t_0
$T_w'(x,t)$	water temperature fluctuation caused by the tidal movement
T_{HW}	water temperature at high tide, see annex 1
T_{LW}	water temperature at low tide, see annex 1
δT_w	$T_{HW} - T_{LW}$, see annex 1 under diff.
ΔT_w	change in T_{HW} from one tide to the next
$T_w^n(x,t)$	water temperature after the closing of the basin
γ	psychrometer constant
δ	parameter in (19)
$\delta_{\#}$	defined by (21)
ϵ	emissivity of water
ρ	density of water
σ	Stefan-Boltzmann constant

§ 1. Inleiding

De Werkcommissie Klimatologisch Onderzoek Deltagebied, samengesteld uit vertegenwoordigers van het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, de Rijkswaterstaat en het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding houdt zich bezig met de verwachte klimaatsveranderingen, die de afsluiting van de zeearmen in het Deltagebied met zich mee zal brengen.

Van het begin af was het duidelijk, dat het klimaat zal veranderen in de richting van een vastelandsklimaat. Immers door de afsluiting wordt het relatief warme zeewater in de wintermaanden en het relatief koude zeewater in de zomermaanden verhinderd de zeearmen nog binnen te dringen.

Er is getracht het inzicht te verfijnen door het opstellen van een warmtebalans voor één der zeearmen, i.c. het Haringvliet. Daartoe zijn de termen in de warmtebalans die voor elke maand de warmtetoevoer door waterstromingen (getijbeweging en doorstroming met rivierafvoer) voorstellen, zo goed mogelijk bepaald. Door de ingreep der afsluiting worden allereerst de getijstromen te niet gedaan, terwijl daarnaast, afhankelijk van het toegepaste spuiprogramma de doorstroming wordt gewijzigd.

De verandering in de warmtetoevoer door de warmtestromingen wordt door het bekken opgevangen door het aannemen van een zodanige watertemperatuur, dat de uitwisseling van energie tussen water en atmosfeer met hetzelfde bedrag verandert. In dit rapport zal de verandering van de watertemperatuur voor een aantal gevallen berekend worden. Op de gevolgen van deze verandering voor het klimaat van het aangrenzende land wordt in dit rapport niet ingegaan.

In dit rapport is § 2 van de hand van Drs. J.Q. Keijman van het K.N.M.I. Van § 3 zijn de delen 3.1 en 3.2 door Ir. H. de Jong van Rijkswaterstaat samengesteld. Deel 3.3 van § 3 en § 4 zijn weer van de hand van Drs. J.Q. Keijman, terwijl § 5 door de auteurs gezamenlijk is opgesteld.

§ 2. Theorie van de energiehuishouding van een waterbekken

2.1. De verandering in de energieuitwisseling van een waterbekken met de atmosfeer als de watertemperatuur verandert bij gelijkblijvende atmosferische omstandigheden

Een waterbekken staat in energie-uitwisseling met de atmosfeer door middel van straling en transport van latente en voelbare warmte. Van de kortgol-vige zonnestraling die de aarde treft, bereikt een deel het wateroppervlak als globale straling. Van deze globale straling wordt een deel geabsorbeerd,

de rest wordt gereflecteerd. Evenzo wordt van de langgolvlige atmosferische straling aan het aardoppervlak een deel geabsorbeerd en de rest gereflecteerd. Verder zendt het water in het langgolvlige gebied zelf straling uit. Door verdamping wordt energie in de vorm van latente warmte aan het water onttrokken. Eventueel kan er ook latente warmte toegevoerd worden door condensatie. Ten slotte kan er energie aan het water toe- of afgevoerd worden als voelbare warmte. Alle genoemde processen resulteren in een netto energie-overdracht van de atmosfeer naar het water.

Deze netto energie-overdracht, q , bedraagt per oppervlakte-eenheid en per tijdseenheid:

$$q = (q_s - q_{sr}) + (q_a - q_{ar}) - q_b - q_e - q_h \quad (1)$$

waarin:

- q_s globale (kortgolvlige) straling
- q_{sr} gereflecteerde globale straling
- q_a atmosferische (langgolvlige) straling
- q_{ar} gereflecteerde atmosferische straling
- q_b langgolvlige uitstraling van het water
- q_e stroom van latente verdampingswarmte
- q_h stroom van voelbare warmte van het water naar de atmosfeer

De eerste vier termen in het rechter lid van (1) zijn onafhankelijk van de watertemperatuur. Ze worden samengevat als:

$$q_i = q_s - q_{sr} + q_a - q_{ar} \quad (2)$$

De laatste drie termen van (1) zijn wel afhankelijk van de watertemperatuur. Ze worden samengevat als:

$$q_u = q_b + q_e + q_h \quad (3)$$

zodat we (1) kunnen schrijven als:

$$q = q_i - q_u \quad (4)$$

De wijze waarop q_u van de watertemperatuur afhangt, zal nu nagegaan worden. Voor de langgolvlige uitstraling van het water geldt:

$$q_b = \epsilon \sigma (T_w + 273)^4 \quad (5)$$

waarin:

- ϵ emissiecoëfficiënt van het water
- σ constante van Stefan-Boltzman
- T_w de oppervlaktetemperatuur van het water

Voor de berekening van de stroom van latente verdampingswarmte nemen we een formule van de gedaante

$$q_e = \{e_s(T_w) - e\} L f(u) \quad (6)$$

waarin:

$e_s(T_w)$ de verzadigingswaterdampdruk bij de temperatuur T_w

e de dampdruk op een bepaalde hoogte boven het water

L de verdampingswarmte van water

$f(u)$ de functie van de windsnelheid

u de windsnelheid op een bepaalde hoogte boven het water.

Ten slotte maken we gebruik van de z.g. Bowen-relatie die de verhouding van de transporten van voelbare en latente warmte van het water naar de atmosfeer aangeeft. Deze relatie luidt:

$$\frac{q_h}{q_e} = \gamma \frac{T_w - T_L}{e_s(T_w) - e} \quad (7)$$

waarin:

γ de psychrometer-constante

T_L de luchttemperatuur op een bepaalde hoogte boven het water.

Met (5), (6) en (7) gaat (3) over in:

$$q_u(T_w, T_L, e, u) = \epsilon \sigma (T_w + 273)^4 + \{|e_s(T_w) - e\} + \gamma(T_w - T_L)\} L f(u) \quad (8)$$

We denken ons nu een tweede waterbekken dat aan hetzelfde weersverloop is blootgesteld maar dat door een kunstmatige ingreep een andere oppervlakte-temperatuur T_w^n heeft. We onderstellen dat de atmosferische grootheden u , e en T_L niet door de beperkte temperatuurverandering beïnvloed worden.

Analoog aan (8) krijgen we nu voor het tweede bekken:

$$q_u^n(T_w^n, T_L, e, u) = \epsilon \sigma (T_w^n + 273)^4 + \{|e_s(T_w^n) - e\} + \gamma(T_w^n - T_L)\} L f(u) \quad (9)$$

De verandering in de energie-uitwisseling met de atmosfeer ten gevolge van de verandering van de wateroppervlaktetemperatuur bedraagt in eerste benadering:

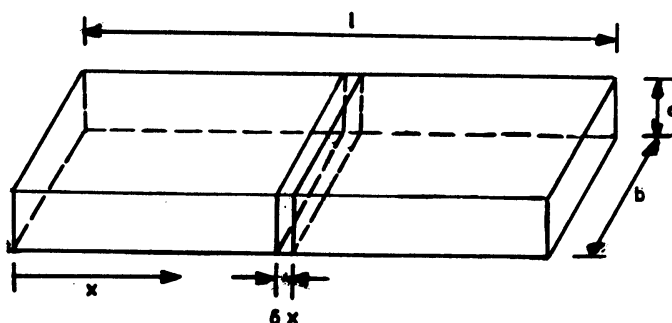
$$q_u^n - q_u = \frac{\partial q_u}{\partial T_w} (T_w^n - T_w) \quad (10)$$

We zullen in het nu volgende aannemen dat het water in verticale richting isotherm is en van de watertemperatuur T_w op een bepaalde plaats spreken zonder verdere aanduiding van de diepte. Voor de verandering van de energie-

uitwisseling van een waterbekken met de atmosfeer, indien de watertemperatuur 1°C verandert, krijgen we door differentiatie van (8) naar T_w de uitdrukking:

$$A(t) = \frac{\partial q_u}{\partial T_w} = 4\epsilon\sigma(T_w + 273)^3 + \left\{ \frac{de_s(T_w)}{dT_w} + \delta \right\} L f(u) \quad (11)$$

2.2. De verandering in de watertemperatuur van een waterbekken ten gevolge van het verdwijnen van het getijdewarmtetransport



We beschouwen een waterbekken van een rechthoekige vorm met een lengte l , een breedte b en een diepte d . We nemen een x -coördinaat in de lengterichting met de positieve richting in de stroomrichting van de rivierafvoer. De energievergelijking van het schijfje ter dikte van δx in de toestand vóór de afdamming luidt:

$$\begin{aligned} q_i(x,t)b \delta x - R(t)\rho c \frac{\partial T_w(x,t)}{\partial x} \delta x - \frac{\partial Q_g(x,t)}{\partial x} \delta x - q_u(x,t)b \delta x = \\ = \rho c b d \frac{\partial T_w(x,t)}{\partial t} \delta x \end{aligned} \quad (12)$$

waarin:

- q_i zie (2)
- q_u zie (3)
- $R(t)$ de rivierafvoer
- ρ de soortelijke warmte van water
- c de dichtheid van water
- $T_w(x,t)$ de watertemperatuur
- $Q_g(x,t)$ het getijdewarmtetransport.

Beschouwen we nu het schijfje in de toestand na de afdamming, dan komt er:

$$q_i^n(x,t)b\delta x - R^n(t)\rho c \frac{\partial T_w^n(x,t)}{\partial x} \delta x - q_u^n(x,t)b\delta x = \rho c b d \frac{\partial T_w^n(x,t)}{\partial t} \delta x \quad (13)$$

Immers $Q_g^n = 0$ na de afdamming. Velder geldt $q_i = q_i^n$. Voer nu in:

$$\Delta R(t) = R^n(t) - R(t) \quad (14)$$

en

$$y(x,t) = T_w^n(x,t) - T_w(x,t) \quad (15)$$

Derhalve is $y(x,t)$ de gezochte temperatuurverandering ten gevolge van de afdamming.

Verder volgt uit (10), (11) en (15):

$$q_u^n(x,t) - q_u(x,t) = A(t) y(x,t) \quad (16)$$

Door het verschil van de vergelijkingen (12) en (13) te nemen en gebruik te maken van (14), (15) en (16) komt er:

$$\begin{aligned} & -\{R(t)+\Delta R(t)\}\rho c \frac{\partial y(x,t)}{\partial x} - \Delta R(t)\rho c \frac{\partial T_w(x,t)}{\partial x} + \frac{\partial Q_g(x,t)}{\partial x} - bA(t)y(x,t) = \\ & = \rho c b d \frac{\partial y(x,t)}{\partial t} \end{aligned} \quad (17)$$

Daar we alleen informatie hebben over $T_w(x,t)$ en $Q_g(x,t)$ in de afsluitende raaien van het bekken, d.i. voor $x = 0$ en $x = 1$, integreren we (17) over x van $x = 0$ tot $x = 1$. Dit levert:

$$\begin{aligned} & -\{R(t)+\Delta R(t)\}\rho c\{y(1,t)-y(0,t)\} - \Delta R(t)\rho c\{T_w(1,t) - T_w(0,t)\} + \\ & Q_g(1,t) - Q_g(0,t) - bA(t) \int_0^1 y(x,t) dx = \rho c b d \frac{\partial}{\partial t} \int_0^1 y(x,t) dx \end{aligned} \quad (18)$$

In (18) komt de onbekende y voor als $y(0,t)$, $y(1,t)$ en $\int_0^1 y(x,t) dx$. Het is duidelijk dat we bepaalde onderstellingen over y moeten maken om (18) te kunnen oplossen.

We onderstellen eerst dat $y(x,t)$ in de afsluitende raai aan de zeezijde maximaal is en landinwaarts afneemt volgens een e -macht tot een waarde nul in de afsluitende raai aan de landzijde. In formule:

$$y(x,t) = y(1,t)(e^{x/\delta} - 1)(e^{1/\delta} - 1)^{-1} \quad (19)$$

In fig. 6 is het verloop van $y(x,t)$ voor enige waarden van $\delta/1$ aangegeven.

Dit geval zal zich voordoen als de rivierafvoer na de afdamming weinig verandert. Het is dan redelijk te onderstellen dat er geen temperatuurverandering in de afsluitende raai aan de landzijde zal zijn en dat de verandering maximaal in de afsluitende raai aan de zeezijde zal zijn.

Uit (19) volgt nu:

$$\int_0^1 y(x,t) dx = y(1,t) \delta_{\kappa} \quad (20)$$

met

$$\delta_{\kappa} = \delta - \frac{1}{e^{1/\delta} - 1} \quad (21)$$

Uitgaande van (19) gaat (18) over in:

$$- \{R(t) + \Delta R(t)\} \rho c y(1,t) - \Delta R(t) \{T_w(1,t) - T_w(0,t)\} +$$

$$Q_g(1,t) - Q_g(0,t) - bA(t) y(1,t) \delta_{\kappa} = \rho c b d \delta_{\kappa} \frac{dy(1,t)}{dt}$$

of

$$\frac{dy(1,t)}{dt} + f_1(t) y(1,t) = f_2(t) \quad (22)$$

waarin:

$$f_1(t) = \frac{R(t) + \Delta R(t)}{b d \delta_{\kappa}} + \frac{A(t)}{\rho c d} \quad (23)$$

en

$$f_2(t) = - \frac{Q_g(0,t) - Q_g(1,t)}{\rho c b d \delta_{\kappa}} + \frac{\Delta R(t) \{T_w(0,t) - T_w(1,t)\}}{b d \delta_{\kappa}} \quad (24)$$

We kunnen (18) ook oplossen met de onderstelling dat er na de afdamming geen afvoer door het bekken zal zijn. In formule:

$$\Delta R(t) = -R(t) \quad (25)$$

Voeren wij dan in de temperatuurverandering gemiddeld over de lengterichting van het bekken:

$$\bar{y}(t) = \frac{1}{l} \int_0^1 y(x,t) dx \quad (26)$$

dan gaat (18) over in een differentiaalvergelijking van de vorm (22) met $\bar{y}(t)$ als onbekende en met:

$$f_1(t) = \frac{A(t)}{\rho c d} \quad (27)$$

en

$$f_2(t) = - \frac{Q_g(o,t) - Q_g(1,t)}{\rho c b d l} - \frac{R(t) \{T_w(o,t) - T_w(1,t)\}}{b d l} \quad (28)$$

Ook

$$\frac{\partial T_w^n(x,t)}{\partial x} = 0$$

leidt tot $f_1(t)$ én $f_2(t)$ gegeven door (27) en (28).

We hebben dan:

$$y(1,t) - y(o,t) = - \{T_w(o,t) - T_w(1,t)\}$$

Dit ingevuld in (18) leidt tot (27) en (28), zodat ook in dit geval $\bar{y}(t)$ berekend kan worden.

2.3. Het getijdewarmtetransport uitgedrukt in stroom- en temperatuurgegevens

Indien in een waterbekken door de getijdebeweging fluctuaties in de stroming voorkomen, kan men de totale stroming schrijven als de som van een gemiddelde waarde d.i. de rivierafvoer, en een fluctuatie d.i. de zuivere getijdebeweging:

$$R(x,t) = R(t) + R'(x,t) \quad (29)$$

waarin:

$R(t)$ de rivierafvoer,

$R'(x,t)$ de getijdestroming.

$R(t)$ is onafhankelijk van de coördinaat x indien het bekken zich niet vertakt. De getijstrooming is periodiek in de tijd, dus geldt:

$$\int_{t-\frac{1}{2}t_0}^{t+\frac{1}{2}t_0} R'(x,\tau) d\tau = 0 \quad (30)$$

waarin:

t_0 de getijperiode.

Ook de watertemperatuur kan men schrijven als de som van het gemiddelde over de getijperiode en een afwijking van het gemiddelde die verband houdt met de getijbeweging:

$$T_w(x,t) = T_w(x) + T'_w(x,t) \quad (31)$$

waarin:

$T_w(x)$ watertemperatuur gemiddeld over de getijperiode

$T'_w(x,t)$ fluctuatie veroorzaakt door de getijbeweging

Voor de fluctuatie geldt weer:

$$\int_{t-\frac{1}{2}t_0}^{t+\frac{1}{2}t_0} T'_w(x,\tau) d\tau = 0 \quad (32)$$

De netto-warmtetoever door de waterbewegingen in het bekken, begrensd door de raaien $x = 0$ en $x = 1$, bedraagt per getijperiode:

$$c \int_{t-\frac{1}{2}t_0}^{t+\frac{1}{2}t_0} \{R(0,\tau) T_w(0,\tau) - R(1,\tau) T_w(1,\tau)\} d\tau$$

Gebruik makende van (29), (30), (31) en (32) gaat deze uitdrukking over in

$$\rho c t_0 R(t) \{T_w(0) - T_w(1)\} + \rho c \int_{t-\frac{1}{2}t_0}^{t+\frac{1}{2}t_0} R'(0,\tau) T'_w(0,\tau) d\tau -$$

$$\rho c \int_{t-\frac{1}{2}t_0}^{t+\frac{1}{2}t_0} R'(1,\tau) T'_w(1,\tau) d\tau \quad (33)$$

De eerste term in deze uitdrukking heeft betrekking op het warmtetransport door de rivierafvoer.

De laatste twee termen hebben betrekking op het warmtetransport door de getijbeweging door de raaien $x = 0$ en $x = 1$. Voor het getijdewarmtetransport door een willekeurige raai kunnen we schrijven:

$$Q_g(x,t) = \rho c \int_{t-\frac{1}{2}t_0}^{t+\frac{1}{2}t_0} R'(x,\tau) T'_w(x,\tau) d\tau \quad (34)$$

§ 3. Berekeningen betreffende de energiehuishouding van het Haringvliet vóór de afdamming

3.1. Het getijdewarmtetransport

In (34) is de grootte aangegeven van het warmtetransport samenhangende met de getijdebeweging. Deze gegevens dienen te worden afgeleid uit de waarnemingen.

A. Raai over de uitwateringssluizen

Voor deze raai ($x=1$) zijn temperatuurwaarnemingen beschikbaar, gedaan, in december 1959 en in januari, februari, maart en april 1960 met een 12-punts Siemens-compensatieschrijver, bevestigd aan de toendertijd aanwezige Baileybrug over het Noord-Pampus. Opnemers waren thermo-elementen gemonteerd op diepten van NAP, NAP -1, NAP -2 m,, NAP -11 m.

Figuur 1 geeft een reproductie van een stuk registratie; de papiersnelheid bedraagt 20 mm h^{-1} , de temperatuur wordt volgens een ijschaal bepaald (ca 6 mm deg.^{-1}). Voeler 12 komt bij laag water boven de waterspiegel en geeft dan de luchttemperatuur aan.

Uit de registratie blijkt verder dat de verdeling over de verticaal, behoudens tijdens een kort tijdvak rondom de stroomkentering isotherm is. Daarom zijn later op dezelfde plaats de temperatuurmetingen voortgezet met een Haenni-schrijver met een kwikvoeler gemonteerd op NAP -2 m. We nemen aan dat stroming en temperatuursverloop in de Noord-Pampus representatief is voor de gehele raai over de uitwateringssluizen. Op figuur 2 zijn voor een 9-tal getijden in de beschouwende periode de gemeten temperatuurverlopen $T'_w(1, \tau)$ aangegeven. Bovenaan de tekening is de afvoerkromme voor de betreffende raai gegeven.

Rivierafvoer $R = 1600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, fluctuaties $R'(1, \tau)$ hieromheen (gegevens Deltadienst, meting 5/6 april 1957).

De integraties volgens (34) zijn uitgevoerd door middeling van de waarden van $R'(1, \tau) T'_w(1, \tau)$, om het half uur bepaald vanaf het tijdstip van hoog water te Hellevoetsluis tot aan het volgende tijdstip van hoog water te Hellevoetsluis. De geïntegreerde waarden, vermenigvuldigd met ρc , zijn op de tekening vermeld in Mcal s^{-1} en kcal (getij)^{-1} .

Het is natuurlijk ondoenlijk voor elk getij deze integratie normaal uit te voeren. Daarom is getracht de waarde van $Q(1, t)$ te correleren met de waarden van $\delta T_w(1)$, zijnde het temperatuurverschil van het water bij hoog- en laagwater (temperatuursgang per getij) en $\Delta T_w(1)$, zijnde het temperatuurverschil tussen hoog water en volgende hoog water (een stukje van de jaarlijkse temperatuursgang). Stelt met de vorm $\rho c \int R'(1, \tau) T'_w(1, \tau) d\tau = a_1 \delta T_w(1) + b_1 \Delta T_w(1)$, (immers voor $\delta T_w(1)$ en $\Delta T_w(1)$ beide nul moet ook de waarde van deze integraal nul zijn), dan vindt men met behulp van een kleinste kwadratenvereffening voor a_1 en b_1 de waarden:

$$\begin{aligned} a_1 &= 80 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1} \\ b_1 &= 130 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1} \end{aligned}$$

De waarde van b_1 kan men ook door integratie krijgen, zie figuur 2; men vindt $b_1 = 103 \cdot 10^9 \text{ kcal dag}^{-1} (\text{getij})^{-1}$.

Om beide waarden tot hun recht te laten komen is uiteindelijk gekozen:

$$a_1 = 79 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1}$$

$$b_1 = 120 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1}$$

De waarden van de individuele integralen blijken van die volgens de gegeven formule in $\delta T_w(1)$ en $\Delta T_w(1)$ af te wijken, de spreiding kan worden aangegeven door een standaarddeviatie van ca $22 \cdot 10^9 \text{ kcal} (\text{getij})^{-1}$. Wordt gewerkt met maandgemiddelden dan daalt de spreiding tot $\frac{22 \cdot 10^9}{\sqrt{59}}$ kcal $(\text{getij})^{-1}$ d.i. ca $3 \times 10^9 \text{ kcal} (\text{getij})^{-1}$ omdat er per maand circa 59 getijden voorkomen. Door met maanden te werken worden ook stroomsnelheidsvariatiës die met de afwisseling van spring- en doottij samenhangen weggemiddeld.

Bijlage 1 geeft de beschikbare temperatuurgegevens voor de raai $x=1$; het betreft 7 jaar waarnemingen met enkele onderbrekingen; netto zijn 5 à 6 jaar beschikbaar. $\delta T_w(1)$ vindt men in de verzamelstaat in de laatste kolom. $\Delta T_w(1)$ wordt afgeleid uit de jaarlijkse temperatuursgang, voorlaatste kolom (gem.) in de verzamelstaat van bijlage 1.

De temperatuursverschillen van maand tot maand worden gedeeld door 59, in een figuur uitgezet en vereffend; zie figuur 3.

Tenslotte zijn de waarden van $Q_g(1,t)$ maand voor maand uit $\delta T_w(1)$ en $\Delta T_w(1)$ op bijlage 2 afgeleid. Ten behoeve van de berekening van $f_2(t)$, zie (24) en (28), is in de laatste kolom van bijlage 2 de waarde van $Q_g(1,t)$ in deg etm.⁻¹ vermeld.

pcbd1

B. Raai Tiengemeten ($x=0$)

Hier zijn als temperatuurmetingen beschikbaar registraties van 28 mei 1963 tot 14 januari 1964 met een Negretti en Zambra-temperatuurschrijver met kwikvoeler, gemonteerd op NAP -1,60 m. De schrijver was bevestigd aan een steiger op de oostpunt van Tiengemeten aan het Vuile Gat.

De papiersnelheid van de schrijver was $2,17 \text{ mm h}^{-1}$, de temperatuurschaal $2,5 \text{ mm deg}^{-1}$ lineair.

We nemen aan dat stroming en temperatuurverschil in het Vuile Gat representatief is voor de bovenstroomse raai.

Stroomgegevens zijn ontleend aan een meting van de Deltadienst d.d. 29 april 1958 bij gemiddeld getijverschil te Hellevoetsluis.

Op figuur 2 zijn een zestal integraties volgens (34) uitgevoerd, ook weer door middelen van de om het half uur bepaalde waarden van

$R'(o, \tau) T'_w(o, \tau)$. Op dezelfde wijze als voor de raai $x=1$, is ook voor de raai $x=0$ getracht de waarde van $Q_g(o, t)$ te correleren met de temperatuurverschillen $\delta T_w(o)$ en $\Delta T_w(o)$ volgens de formule:

$$\rho c \int R'(o, \tau) T'_w(o, \tau) d\tau = a_o \delta T_w(o) + b_o \Delta T_w(o)$$

Met behulp van een kleinste kwadratenvereffening vindt men:

$$a_o = -22,6 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1}$$

$$b_o = 68,8 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1}$$

b_o kan men ook hier door integratie afleiden; zie figuur 2; men vindt $b_o = 43,3 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1}$, waarbij $a_o = -34 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1}$.

Uiteindelijk zijn gekozen:

$$a_o = -26 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1}$$

$$b_o = 60 \cdot 10^9 \text{ kcal deg}^{-1} (\text{getij})^{-1}$$

Ten opzichte van de afgeleide formule vertonen de waarden van de zes gebruikte integralen een afwijking, die beschreven kan worden door een standaarddeviatie van ca $28 \cdot 10^9 \text{ kcal} (\text{getij})^{-1}$; in de maandgemiddelden moet dus gerekend worden met een spreiding, aangegeven door een standaarddeviatie van ca $3,6 \cdot 10^9 \text{ kcal} (\text{getij})^{-1}$.

Voor de berekening van het warmtetransport door raai $x=0$ hebben we geen lange reeksen van temperatuurmetingen op Tiengemeten ter beschikking, we moeten ons behelpen met de bij daghoogwater en daglaagwater waargenomen temperaturen te Numansdorp. Daartoe kiezen we tijdvakken, waarvoor simultane waarnemingen in de raai $x=1$ ter beschikking staan (bijlage 3). De waarden van δT_w te Tiengemeten en Numansdorp tonen een verband waarbij $\delta T_w(\text{Tiengemeten}) = 0,46 \delta T_w(\text{Numansdorp})$ is.

De periode van waarneming is juni t/m september 1963, er zijn 104 paren meetwaarden, de correlatiecoëfficiënt bedraagt 0,61.

$\Delta T_w(o)$ wordt weer ontleend aan figuur 3.

Tenslotte wordt in bijlage 4 de waarde van $Q_g(o, t)$ afgeleid, terwijl in de laatste kolom de waarden van $\frac{Q_g(o, t)}{\rho c b d l}$ in deg etm.^{-1} is aangegeven ten behoeve van verder berekeningen.

3.2. Het warmtetransport veroorzaakt door de rivierafvoer

De eerste term van formule (33): $\rho c t_o R(t) \{T_w(o) - T_w(1)\}$ geeft het warmtetransport dat samenhangt met de rivierafvoer, weer. De maandgemiddelden van de watertemperaturen voor beide raaien kunnen worden bepaald uit de

bijlagen 1 en 3 door te stellen:

$$T_w = \frac{T_{HW} + T_{LW}}{2}$$

De afvoer R is, voor simultane tijdvakken waarvoor temperatuurswaarnemingen beschikbaar staan, bepaald. Op bijlage 5 zijn de basisgegevens voor Rijn en Maas gegeven en op bijlage 6 is daaruit de afvoer voor het Haringvliet afgeleid met behulp van de bij de Rijkswaterstaat bekende verdelingspercentages op de knooppunten.

Tenslotte is op bijlage 7 de waarde van warmtedoorvoerterm uit formule (33) becijferd. In de laatste kolom van deze bijlage is voor verdere berekeningen, zie (28), de waarde van $\frac{R(t) \{T_w(0,t) - T_w(l,t)\}}{bdl}$, vermeld.

3.3. Berekening van de verandering in de energie-uitwisseling van een waterbekken met de atmosfeer als de watertemperatuur verandert

Deze verandering wordt bepaald door A(t) uit (11).

Bij de afleiding van A(t) is ondersteld dat de windsnelheid, de dampdruk en de luchttemperatuur op een bepaalde hoogte boven het water niet door de verandering van de watertemperatuur ten gevolge van de afdamping beïnvloed worden. Deze onderstelling is zonder meer aanvaardbaar voor de windsnelheid op een hoogte van 2 m. Wat de dampdruk betreft, kan men beter een iets hoger niveau kiezen. Op grond van de ervaringen bij het Lake Hefer-onderzoek [1] kiezen we het niveau van 8 m. Op deze hoogte bleek de waarde van de dampdruk na een weglengte van ongeveer 2 km over water slechts weinig af te wijken van de bovenwindse waarde terwijl het niveau toch laag genoeg is om in een formule van de vorm (6) te kunnen gebruiken.

Een hoogte van 8 m is zeker ruim voldoende indien het om de invloed van een kleine verandering van de watertemperatuur op de dampdruk gaat. Wegens het gebruik van (7) is het noodzakelijk voor de luchttemperatuur hetzelfde niveau te nemen als voor de dampdruk. Daar het turbulente transport van warmte door hetzelfde mechanisme gebeurt als dat van waterdamp, is deze aanname geoorloofd.

De windfunctie f(u) in (11) is afkomstig uit (6). Ter bepaling van deze functie gaan we uit van de volgende formule voor de verdamping:

$$q_e = 7,5 \{e_s(T_w) - e_2\} (0,50 + 0,54 u_2), (W_m^{-2}) \quad (35)$$

waarin:

- $e_s(T_w)$ verzadigingsdampdruk bij de temperatuur T_w , (mb)
- e_2 dampdruk op 2 m hoogte (mb)
- u_2 windsnelheid op 2 m hoogte (ms^{-1}).

Deze formule wordt door het K.N.M.I. gebruikt bij de berekening van de verdamping van een vrij wateroppervlak volgens Penman [2]. Om de dampdruk op 8 m hoogte, e_8 , in de formule te brengen, maken we gebruik van dampdrukmetingen boven het Flevomeer in 1967. Daar werden de dampdruk aan het aardoppervlak $e_s(T_w)$, de dampdruk op 2 m hoogte, e_2 , en de dampdruk op 4 m hoogte, e_4 , gemeten. Men vindt bij benadering:

$$e_2 - e_4 = 0,10 \{e_s(T_w) - e_2\} \quad (36)$$

Neemt men verder aan dat het dampdrukprofiel logaritmisch is, dan geldt:

$$e_2 - e_4 = e_4 - e_8 \quad (37)$$

Uit (36) en (37) volgt:

$$e_s(T_w) - e_8 = 1,2 \{e_s(T_w) - e_2\} \quad (38)$$

Substitutie van (38) in (35) geeft:

$$q_e = 6,25 \{e_s(T_w) - e_8\} (0,50 + 0,54 u_2), (Wm^{-2}) \quad (39)$$

Vergelijking van (39) met (6) geeft:

$$Lf(u) = 6,25 (0,50 + 0,54 u_2), (Wm^{-2} mb^{-1}) \quad (40)$$

De gemiddelde jaarlijkse gang van $A(t)$ is berekend met de maandgemiddelden van de watertemperatuur T_w en de windsnelheid u_2 van een aantal jaren.

Voor de uitkomsten zie bijlage 8.

§ 4. De berekening van de verandering in de watertemperatuur van het Haringvliet ten gevolge van de afsluiting

4.1. Het numeriek oplossen van de differentiaalvergelijking (22)

De gegevens waarmee $f_1(t)$ en $f_2(t)$ zijn berekend, zijn gemiddelden over een aantal jaren van maandgemiddelden.

We beschouwen $f_1(t)$ en $f_2(t)$ als periodieke functies met een periode van 1 jaar.

Om de oplossingen te vinden die periodiek zijn met een periode van 1 jaar, herleiden we (22) tot een stelsel lineaire vergelijkingen.

Zijn de waarden van $f_1(t)$ voor januari en februari $f_1(t_1)$ en $f_1(t_2)$, van $f_2(t)$ $f_2(t_1)$ en $f_2(t_2)$ en noemen we de gezochte y -waarden y_1 en y_2 , dan geldt bij benadering:

$$\frac{y_2 - y_1}{30} + \frac{1}{2} \{f_1(t_1)y_1 + f_1(t_2)y_2\} = \frac{1}{2} \{f_2(t_1) + f_2(t_2)\}$$

of

$$y_2 - y_1 + 15 f_1(t_2)y_2 + 15 f_1(t_1)y_1 = 15 f_2(t_1) + 15 f_2(t_2).$$

Op dezelfde wijze geldt:

$$y_3 - y_2 + 15 f_1(t_3)y_3 + 15 f_1(t_2)y_2 = 15 f_2(t_2) + 15 f_2(t_3)$$

$$y_{12} - y_{11} + 15 f_1(t_{12})y_{12} + 15 f_1(t_{11})y_{11} = 15 f_2(t_{11}) + 15 f_2(t_{12})$$

$$y_1 - y_{12} + 15 f_1(t_1)y_1 + 15 f_1(t_{12})y_{12} = 15 f_2(t_{12}) + 15 f_2(t_1).$$

Dit stelsel van 12 lineaire vergelijkingen met de 12 onbekenden y_1 t/m y_{12} is met een rekenmachine voor een viertal gevallen A, B, C, D opgelost.

4.2. Uitkomsten van de berekeningen

De afmetingen van het Haringvliet tussen de raaien bij Baileybrug en Numansdorp zijn ongeveer:

$$b = 3,4 \cdot 10^3 \text{ m (breedte)}$$

$$l = 29 \cdot 10^3 \text{ m (lengte)}$$

$$d = 4,4 \text{ m (diepte)}$$

Hieruit volgt:

$$\rho c b d l = 434 \cdot 10^6 \text{ Mcal deg}^{-1}$$

Voor $Q_g(0,t)$ en $Q_g(1,t)$ zie bijlagen 4 en 2.

Voor $R(t)$ en $\Delta R(t)$ zie bijlage 6.

Voor $A(t)$ zie bijlage 8.

Voor $T_w(0,t)$ en $T_w(1,t)$ zie bijlagen 3 en 1.

De berekeningen zijn samengevat in bijlage 9.

De gevallen A, B en C hebben betrekking op de situatie dat er na de afdamming een grote afvoer in het Haringvliet aanwezig blijft. De afvoer neemt zelfs toe met een bedrag $\Delta R(t)$. We gebruiken in deze gevallen een $y(x,t)$ van de vorm (19).

Naarmate δ/l groter gekozen wordt, is de temperatuurverandering verder landinwaarts merkbaar en is de verandering gemiddeld over het bekken groter. Voor $\delta/l = 0,10$ (geval A), $\delta/l = 0,20$ (geval B) en $\delta/l = 0,30$ (geval C) is $y(x,t)$ in figuur 6 afgebeeld.

Bij gegeven δ/l volgt δ_x/l uit (21). Uit de algemene gegevens van bijlage 9 zijn $f_1(t)$ en $f_2(t)$ voor de gevallen A, B en C berekend met (22) en (23). Vervolgens is de maximale temperatuurverandering $y(l,t)$ berekend met vergelijking (22). De verandering gemiddeld over het bekken, $\bar{y}(t)$, volgt uit (20).

Bij het geval D onderstellen we dat er na de afsluiting geen afvoer meer door het Haringvliet gaat. In dit geval kan de temperatuurverandering gemiddeld over het bekken, $\bar{y}(t)$, berekend worden. Het is plausibel dat er bij afwezigheid van een afvoerstroom en getijdebewegingen geen horizontale gradiënt in de watertemperatuur aanwezig is. Dan is $T_w^n(x,t)$ uit (15) onafhankelijk van de lengtecoördinaat x .

De temperatuurverandering by $x=0$ en $x=l$, $y(0,t)$ en $y(l,t)$, kan dan berekend worden.

§ 5. Commentaar op de uitkomsten

5.1. De beperkte geldigheid van de uitkomsten

Bij de berekeningen zijn van de verschillende grootheden over n jaren gemiddelde maandgemiddelden gebruikt waarbij n de waarden 4, 5 of 6 heeft. Derhalve geven de berekeningen alleen de temperatuurveranderingen zoals deze onder gemiddelde omstandigheden in de loop van het jaar zullen voorkomen. Wat het effect van de afsluiting zal zijn bij extreme situaties van afvoer of weer, blijft onbekend.

5.2. De invloed van de afsluiting van het Volkerak

In april 1969 is het Volkerak afgesloten. Behalve de afsluiting van het Haringvliet aan de zeezijde, zou ook deze afsluiting een invloed op de watertemperatuur van het Haringvliet kunnen hebben. Inderdaad is door metingen van zoutconcentraties vastgesteld dat er via het Volkerak zout water in het Haringvliet kon komen (mededeling van Ir. P. van den Burgh). Dit verschijnsel kwam echter alleen in belangrijke mate voor bij lage afvoeren door het Hollands Diep. Bij een gemiddelde of een hoge afvoer was dit zouttransport te verwaarlozen. Het is aannemelijk dat onder deze omstandigheden ook de mogelijkheid tot uitwisseling van warmte in het Volkerak klein was. Daar bovendien de horizontale gradiënt in het Volkerak klein

was, kan men aannemen dat bij gemiddelde en hoge afvoeren door het Hollands Diep het warmtetransport door het Volkerak te verwaarlozen was. Van een verandering van de gemiddelde maandelijkse watertemperatuur te Numansdorp ten opzicht van de watertemperatuur te Bruinisse, Moerdijk, Willemsdorp en Dordrecht ten gevolge van de afsluiting van het Volkerak, is dan ook niets te bespeuren (zie fig. 5).

Om redenen vermeld onder 5.1 gelden de uitkomsten van de berekeningen slechts bij een gemiddelde afvoer en onder deze omstandigheden is de invloed van het Volkerak op de warmtehuishouding van het Haringvliet te verwaarlozen. We concluderen dat het getijdewarmtetransport $Q_g(o,t)$ dat reeds klein is ten opzichte van $Q_g(1,t)$, slechts weinig beïnvloed kan zijn geweest door het Volkerak. Verder kunnen we de aanname handhaven dat na voltooiing van de afsluitingen van de zeegaten de watertemperatuur in de raai bij Numansdorp onveranderd zal zijn ten opzichte van de oude toestand.

5.3. Het geval van handhaving van de afvoer door het Haringvliet

Door de afsluiting van het Volkerak wordt de afvoer door het Haringvliet verhoogd met een bedrag dat in kolom 8 van bijlage 6 is vermeld. Bij de berekeningen is hiermee rekening gehouden. De grootte $\Delta R(t)$ in (23) en (24) heeft op deze afvoervermeerdering betrekking.

In bijlage 9 zijn een drietal aannamen betreffende de temperatuurverdeling in de lengterichting van het Haringvliet gedaan, te weten $\delta/l = 0,1, 0,2$ en $0,3$. Uit watertemperatuurmetingen op een aantal boeien in het Haringvliet in mei en juni 1964 blijkt dat de amplitude van de watertemperatuurfluctuaties die door de getijdebeweging veroorzaakt worden, landinwaarts afneemt op de wijze die voor $y(x,t)$ in (19) wordt aangegeven en met $\delta/l = 0,2$. De keuze van (19) betekent derhalve dat er een evenredigheid van $y(x,t)$ met genoemde amplitude verondersteld wordt. Vergelijkt men de uitkomsten van de gevallen A, B en C in tabel 9 dan blijkt de waarde van δ/l weinig invloed op de uitkomsten te hebben.

5.4. Het geval van staking van de afvoer door het Haringvliet

De uitkomsten staan vermeld onder geval D in tabel 9. In dit geval komen er grote verschillen voor tussen de berekende temperatuurveranderingen bij Baileybrug, $y(1,t)$, en Numansdorp, $y(o,t)$. Dit wordt veroorzaakt door de vrij grote temperatuurverschillen die in de oude toestand gedurende de maanden april t/m september tussen Baileybrug en Hellevoetsluis voorkomen (zie hiervoor fig. 4). Het verdwijnen van de relatief lage temperaturen te Baileybrug na de afsluiting, maakt dat $y(1,t)$ in de genoemde periode positief is, terwijl er gemiddeld over het bekken steeds een temperatuurdaling is.

5.5. De bruikbaarheid van de gevallen 5.3 en 5.4

Onder gemiddelde omstandigheden zal het geval 5.3 zich voordoen in de maanden januari t/m augustus en in december. Dan is de afvoer van de Rijn hoog zoals uit kolom 1 van tabel 6 blijkt. In de maanden september, oktober en november, wanneer de afvoer laag is, zal zich het geval 5.4 voordoen. Indien de toestand in een maand sterk afwijkt van de gemiddelde toestand, gelden de uitkomsten van de berekeningen niet.

5.6. De aanname van isothermie in het water in verticale richting

Bij stromend water in rivieren en zeearmen komt geen verticale temperatuurgradiënt voor. In stilstaand water komt slechts in uitzonderings gevallen een verticale temperatuurgradiënt voor. Deze isothermie wordt veroorzaakt door de omstandigheid dat in Nederland weinig windstilte voorkomt en het water in het algemeen ondiep is.

Literatuur

1. Lake Hefner studies, technical report.
Geological Survey Circular 229, Washington 1952.

2. C. Kramer, Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor
verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman.
Med. en Verh., Kon. Ned. Met. Inst. 70, 1957.

Toelichting bij de figuren

Explanation of the figures

1. Dagelijkse gang der watertemperatuur bij Bailybrug tot een diepte van 11 m.
Daily course of the watertemperature at Bailybrug up to a depth of 11 m.
2. De getijdestroming $R'(x,t)$, de temperatuurfluctuatie $T'_w(x,t)$ en het resulterende getijdewarmtetransport $Q_g(x,t)$ voor een aantal gevallen bij Bailybrug ($x=1$) en bij Tiengemeten ($x=0$).
The tidal component of stream flow $R'(x,t)$, the temperature fluctuation $T'_w(x,t)$ and the resulting tidal heat transport $Q_g(x,t)$ for a number of cases at Bailybrug ($x=1$) and at Tiengemeten ($x=0$).
3. Jaarlijkse gang van de verandering van de hoogwatertemperatuur T_{HW} per getijdeperiode te Numansdorp en bij Bailybrug.
Yearly course of the change of water temperature at high tide, T_{HW} , per tidal period at Numansdorp and Bailybrug.
4. Gemiddelde temperatuurgradiënt langs Waal, Merwede, Hollands Diep en Haringvliet voor de maanden van het jaar.
Average temperature gradient along Waal, Merwede, Hollands Diep and Haringvliet for the months of the year.
5. Gemiddelde maandelijkse watertemperaturen van Numansdorp en een aantal stations in de omgeving.
Average monthly water temperatures at Numansdorp and a number of stations in the neighbourhood.
6. De relatieve verandering van de watertemperatuur over het traject Bailybrug-Numansdorp voor $\delta/l = 0,1, 0,2$ and $0,3$ (zie (19)).
The relative change of the water temperature along the distance Bailybrug-Numansdorp for $\delta/l = 0,1, 0,2$ and $0,3$ (see (19)).

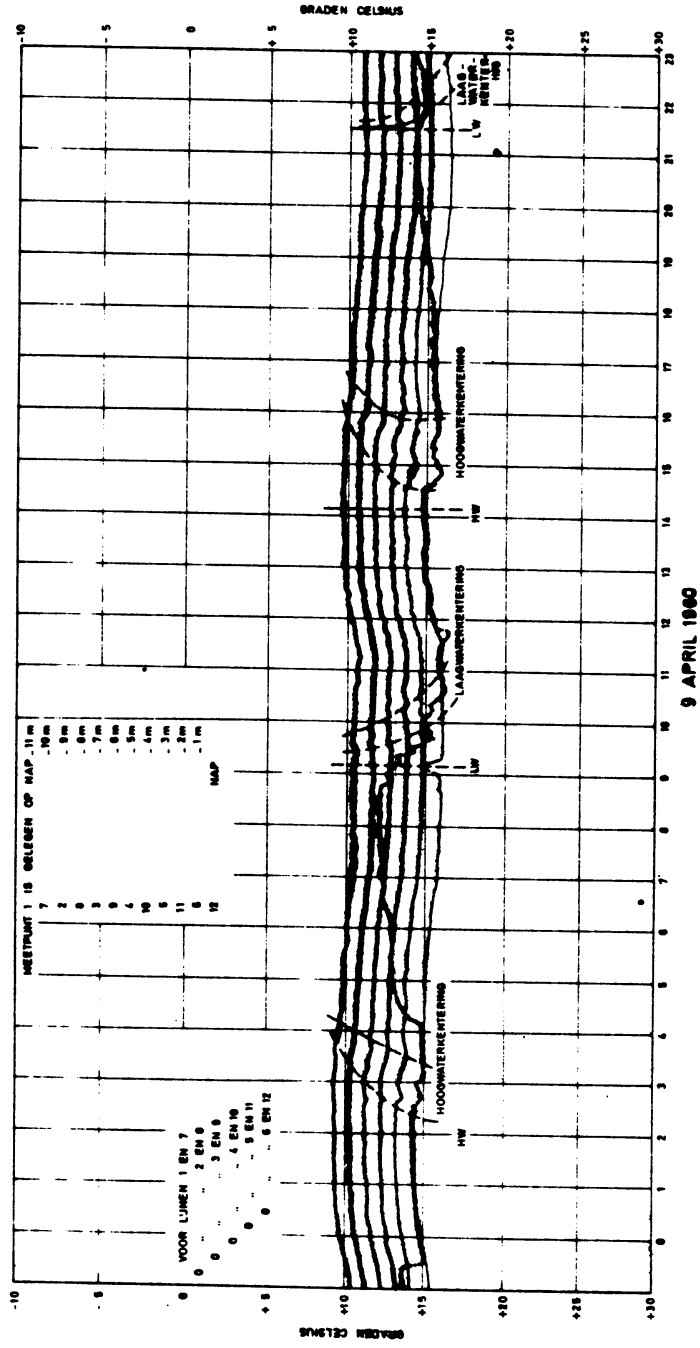
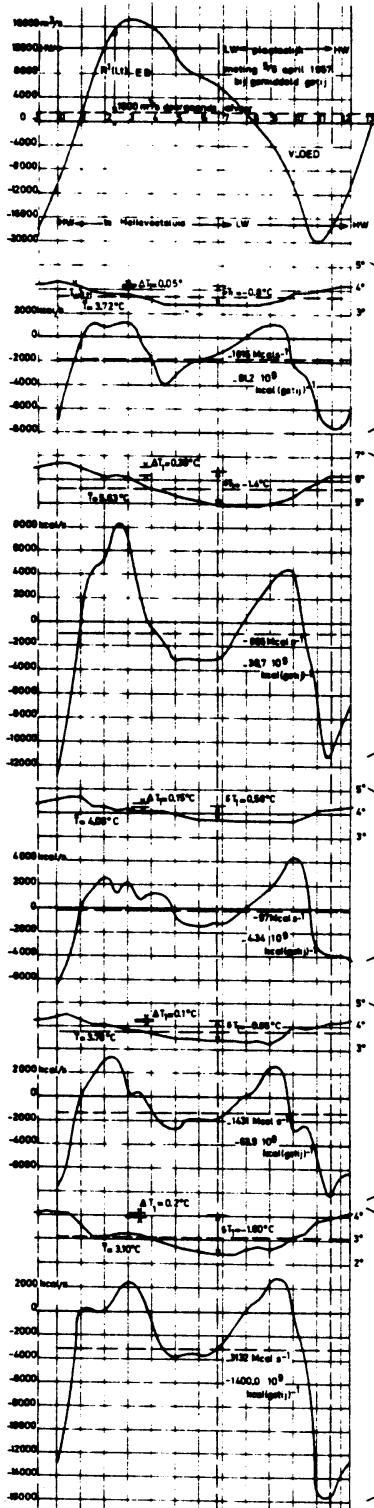


Fig. 1

RAAix=1 (Bouwputten)



RAAix=0 (Oostpunt Tiengemeten)

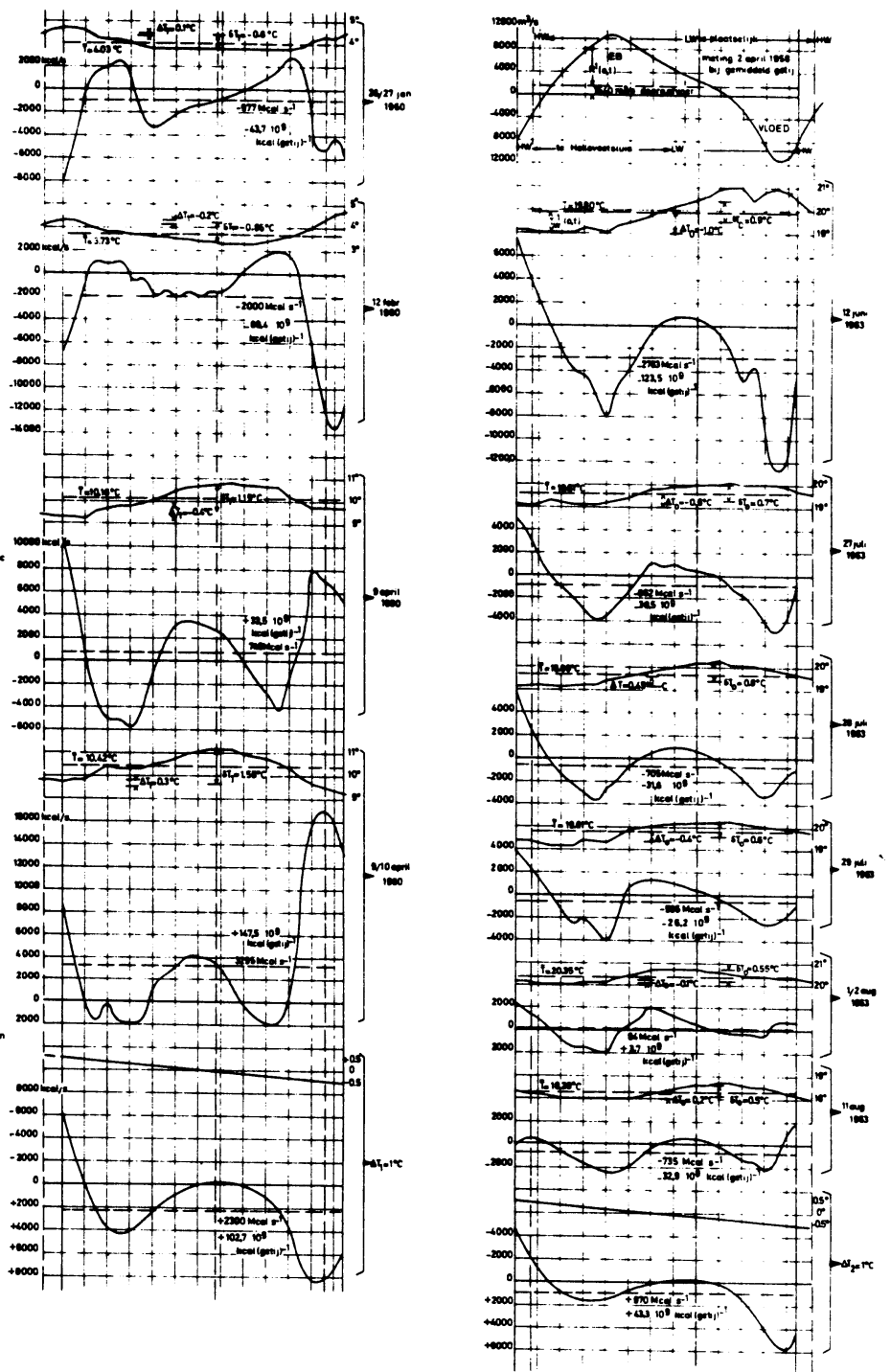


Fig. 2

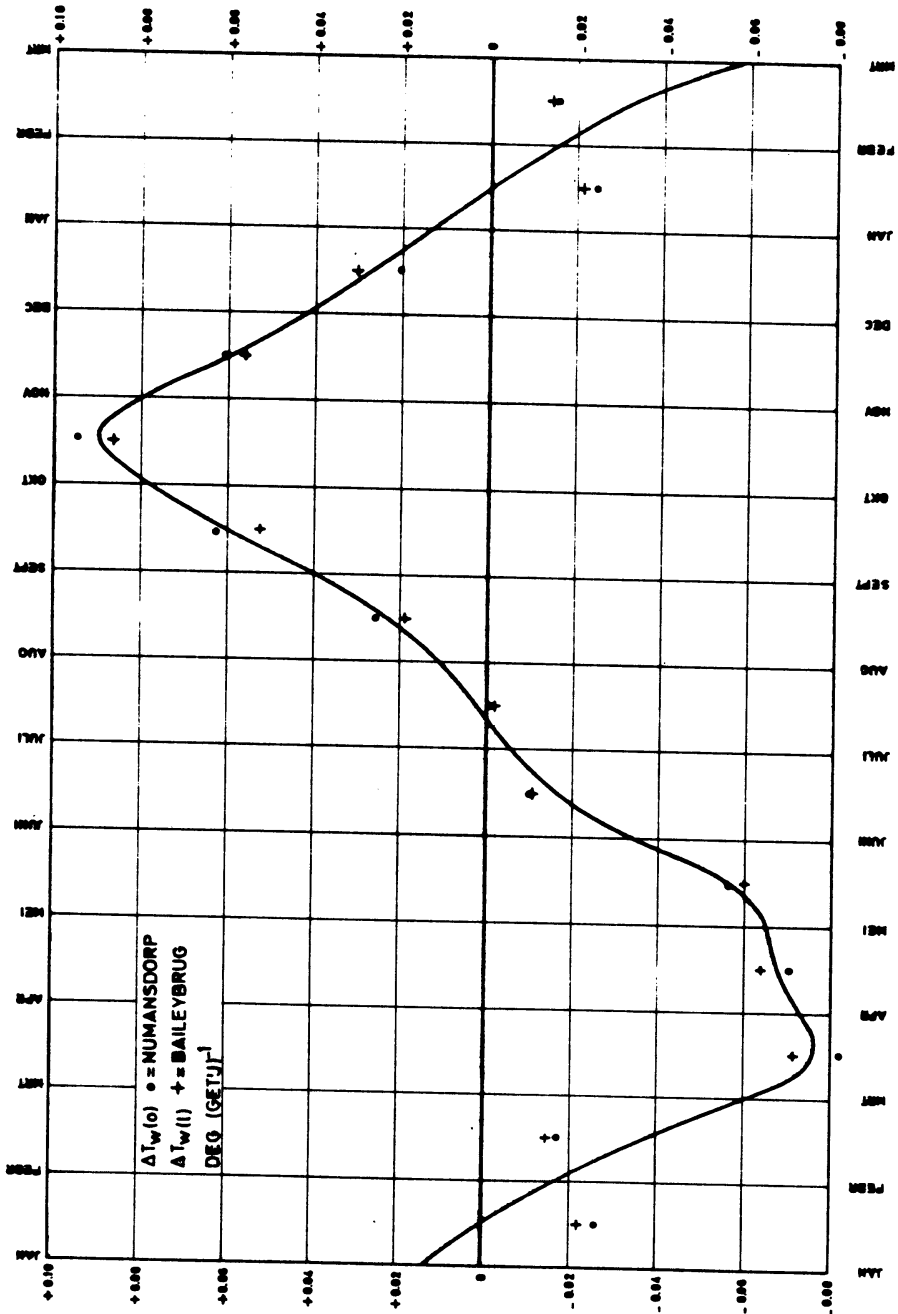


Fig. 3

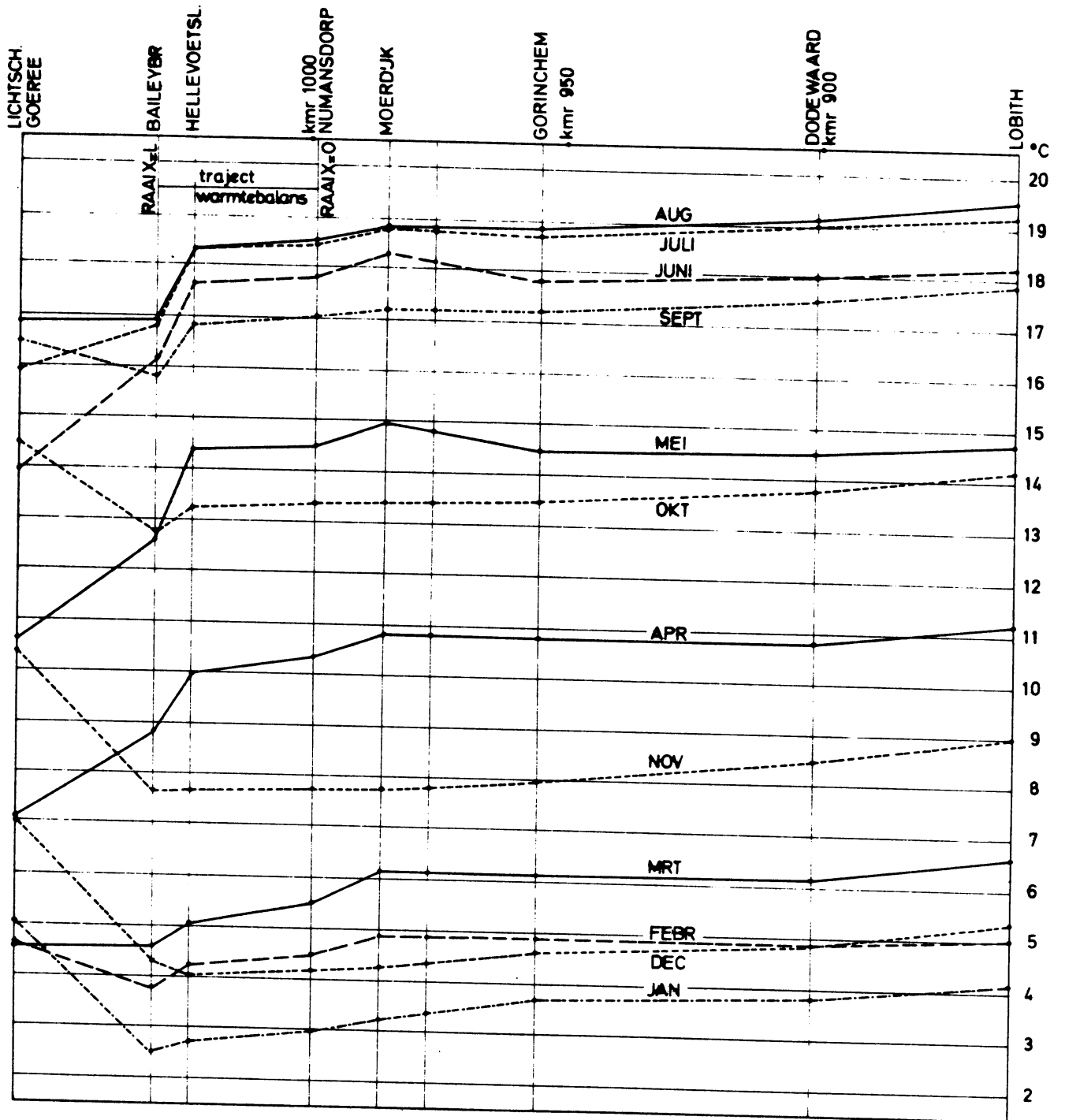
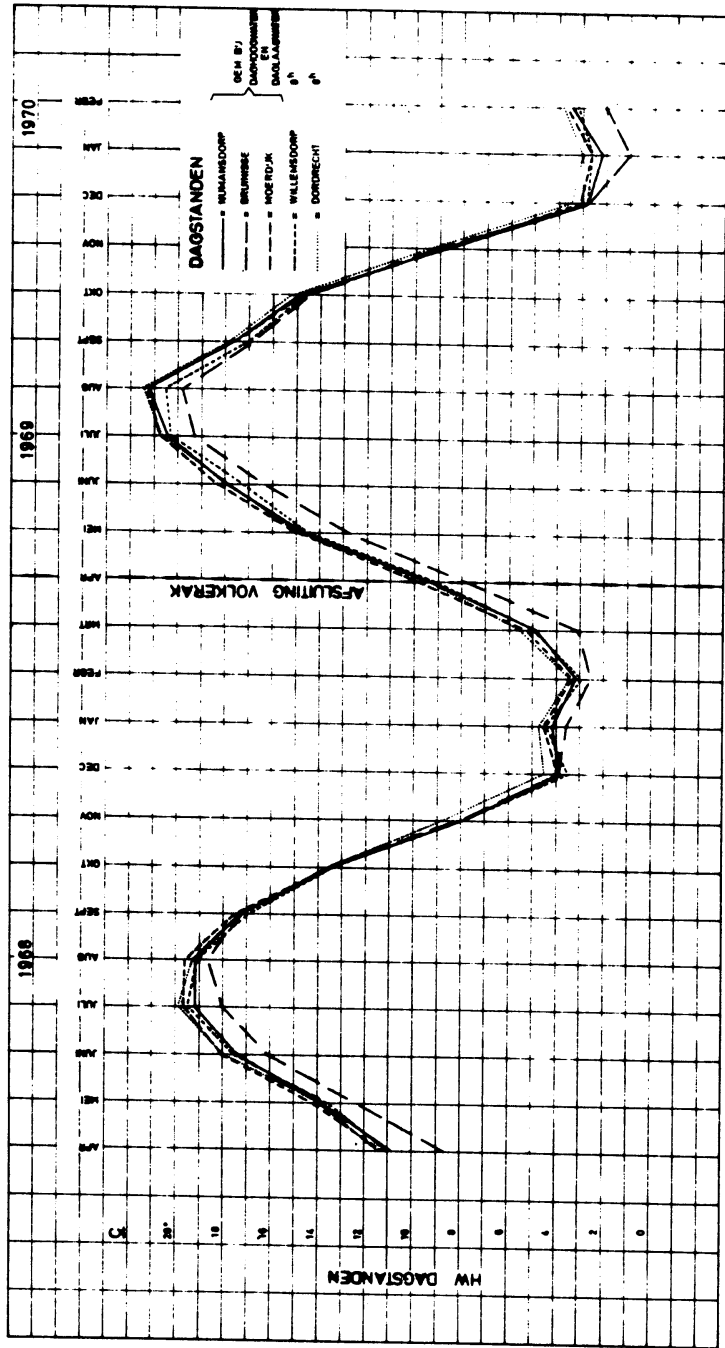
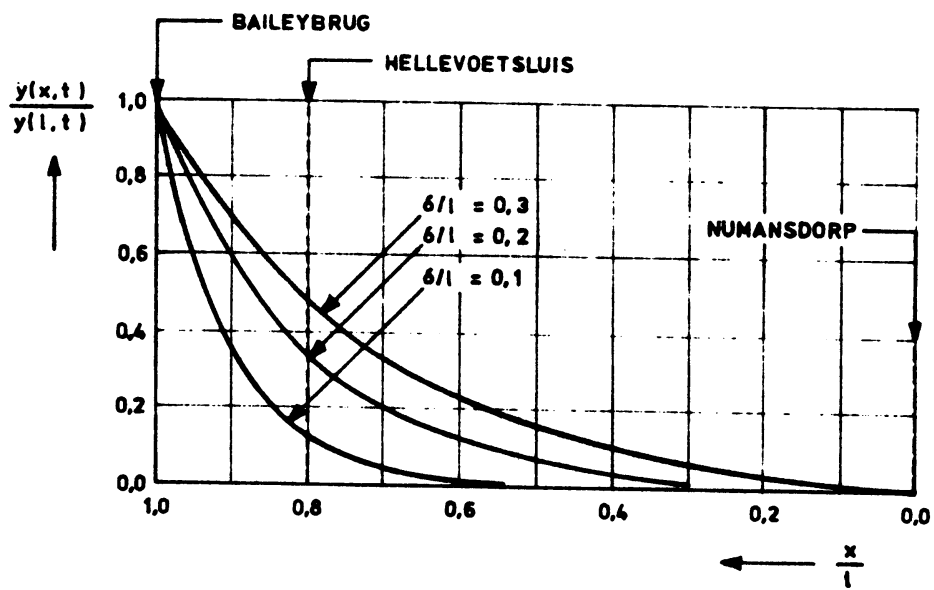


Fig. 4



MAANDGEMIDDELDEN DER WATERTemperaturen

Fig. 5



FIGUUR 6

Watertemperaturen te Bailybrug
Water temperatures at the downstream boundary of Haringvliet

1959				1960			
T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.
jan.				4,13	2,95	3,54	- 1,18
feb.				4,21	3,77	3,99	- 0,44
mrt.				6,03	6,53	6,28	+ 0,50
apr.				9,38	10,15	9,76	+ 0,77
mei							
juni							
juli							
aug.							
sep.							
okt.							
nov.							
dec.	5,45	4,77	5,11	- 0,68			

1961				1962				
T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	
jan.	2,11	1,08	1,60	- 1,03	3,07	2,83	2,95	- 0,24
feb.	4,33	4,52	4,42	+ 0,19	2,81	2,77	2,79	- 0,04
mrt.					2,42	2,34	2,38	- 0,08
apr.	9,90	11,20	10,55	+ 1,30	6,66	7,69	7,18	+ 1,03
mei	12,56	13,15	12,86	+ 0,59	10,20	11,42	10,81	+ 1,22
juni	16,60	17,93	17,26	+ 1,33	14,02	15,25	14,64	+ 1,23
juli	17,05	18,05	17,55	+ 1,00	15,43	16,12	15,78	+ 0,69
aug.	16,60	16,93	16,76	+ 0,33	16,40	16,88	16,64	+ 0,48
sep.	17,61	18,33	17,97	+ 0,72	14,96	15,20	15,08	+ 0,24
okt.	14,47	14,76	14,62	+ 0,29	12,59	12,49	12,54	- 0,10
nov.	9,61	7,90	8,53	- 1,26	6,87	6,16	6,52	- 0,71
dec.					3,36	2,33	2,84	- 1,03

1963				1964				
T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	
jan.				1,40	0,68	1,04	- 0,72	
feb.				2,67	2,55	2,61	- 0,12	
mrt.				2,80	3,01	2,90	+ 0,21	
apr.				7,11	7,90	7,50	+ 0,79	
mei				13,05	14,12	13,58	+ 1,07	
juni				17,06	18,01	17,54	+ 0,95	
juli				18,12	18,54	18,33	+ 0,42	
aug.				18,26	18,42	18,34	+ 0,16	
sep.				16,06	16,20	16,13	+ 0,12	
okt.	11,65	11,40	11,52	- 0,25	11,26	11,09	11,18	- 0,17
nov.	8,78	8,56	8,67	- 0,22	8,09	7,75	7,92	- 0,34
dec.	3,55	2,19	2,87	- 1,36	5,70	5,24	5,47	- 0,46

Bijlage 1 (vervolg)
Annex 1 (continued)

	1965				1966			
	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.
jan.	3,55	3,47	3,51	- 0,08	2,72	2,22	2,47	- 0,50
feb.	3,71	3,59	3,65	- 0,12	5,00	5,52	5,26	+ 0,52
mrt.	4,55	4,70	4,62	+ 0,15	6,79	7,02	6,90	+ 0,23
apr.	8,89	9,44	9,16	+ 0,55	8,47	9,16	8,82	+ 0,69
mei	12,21	12,66	12,44	+ 0,45	12,75	13,96	13,36	+ 1,21
juni	14,75	15,13	14,94	+ 0,38	15,82	16,93	16,38	+ 1,11
juli	15,94	16,31	16,12	+ 0,37	16,04	16,37	16,20	+ 0,33
aug.	16,40	16,65	16,52	+ 0,15	16,15	16,43	16,29	+ 0,28
sep.	14,57	14,51	14,54	- 0,06	15,29	15,33	15,31	+ 0,04
okt.	12,35	12,23	12,29	- 0,12	14,17	14,11	14,14	- 0,06
nov.	6,66	6,36	6,51	- 0,30				
dec.	5,30	5,22	5,26	- 0,08				

1959 - 1966

	Jaren Years	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.
jan.	6	2,83	2,21	2,52	- 0,62
feb.	6	3,79	3,79	3,79	- 0,00
mrt.	5	4,52	4,72	4,62	+ 0,20
apr.	6	8,40	9,26	8,83	+ 0,86
mei	5	12,16	13,06	12,61	+ 0,90
juni	5	15,65	16,65	16,15	+ 1,00
juli	5	16,52	17,08	16,80	+ 0,56
aug.	5	16,76	17,06	16,91	+ 0,30
sep.	5	15,70	15,91	15,80	+ 0,21
okt.	6	12,75	12,68	12,72	- 0,07
nov.	5	7,91	7,34	7,62	- 0,59
dec.	5	4,67	3,95	4,31	- 0,72

Het getijdewarmtetransport in de monding van het Haringvliet
Tidal heat transport at the sea boundary of Haringvliet

$$Q_g(1,t) = \rho c \int_{t-t_0}^{t+t_0} R'(1,\tau) T'_w(1,\tau) d\tau$$

Maand Month	$\delta T_w(1)$ deg	$79 \cdot 10^9 \delta T_w(1)$ kcal(getij) ⁻¹	$\Delta T_w(1)$ deg	$120 \cdot 10^9 \Delta T_w(1)$ kcal(getij) ⁻¹	$Q_g(1,t)$ kcal(getij) ⁻¹	$\frac{Q_g(1,t)}{\rho c l b d}$ deg etm ⁻¹
jan.	- 0,62	- 49,0.10 ⁹	+ 0,014	+ 1,7.10 ⁹	- 47,3.10 ⁹	- 0,211
feb.	0,00	0,0	- 0,016	- 1,9.10 ⁹	- 1,9.10 ⁹	- 0,008
mrt.	+ 0,20	+ 15,8.10 ⁹	- 0,060	- 7,2.10 ⁹	+ 8,6.10 ⁹	+ 0,038
apr.	+ 0,86	+ 67,9.10 ⁹	- 0,073	- 8,8.10 ⁹	+ 59,1.10 ⁹	+ 0,264
mei	+ 0,90	+ 71,1.10 ⁹	- 0,065	- 7,8.10 ⁹	+ 63,3.10 ⁹	+ 0,283
juni	+ 1,00	+ 79,0.10 ⁹	- 0,035	- 4,2.10 ⁹	+ 74,8.10 ⁹	+ 0,334
juli	+ 0,56	+ 44,2.10 ⁹	- 0,006	- 0,7.10 ⁹	+ 43,5.10 ⁹	+ 0,194
aug.	+ 0,30	+ 23,7.10 ⁹	+ 0,010	+ 1,2.10 ⁹	+ 24,9.10 ⁹	+ 0,111
sep.	+ 0,21	+ 16,6.10 ⁹	+ 0,041	+ 4,9.10 ⁹	+ 21,5.10 ⁹	+ 0,096
okt.	- 0,07	- 5,5.10 ⁹	+ 0,078	+ 9,4.10 ⁹	+ 3,9.10 ⁹	+ 0,017
nov.	- 0,57	- 45,0.10 ⁹	+ 0,080	+ 9,6.10 ⁹	- 35,4.10 ⁹	- 0,158
dec.	- 0,72	- 56,9.10 ⁹	+ 0,043	+ 5,2.10 ⁹	- 51,7.10 ⁹	- 0,231

Watertemperaturen bij Numansdorp
Water temperatures at the upstream boundary of Haringvliet

	1959				1960			
	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.
jan.					4,1	3,9	4,00	- 0,20
feb.					3,9	3,9	3,90	- 0
mrt.					6,6	6,9	6,75	+ 0,30
apr.					10,5	11,0	10,75	+ 0,50
mei								
juni								
juli								
aug.								
sep.								
okt.								
nov.								
dec.	4,9	4,9	4,90	0				

	1961				1962			
	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.
jan.	3,2	3,0	3,10	- 0,20	3,9	3,7	3,80	- 0,20
feb.	6,1	6,1	6,10	0	4,0	3,8	3,90	- 0,20
mrt.					4,1	4,0	4,05	- 0,10
apr.	12,5	12,4	12,45	- 0,10	9,2	9,2	9,20	0
mei	14,4	14,4	14,40	0	12,9	13,2	13,05	+ 0,30
juni	17,6	17,7	17,65	+ 0,10	16,6	16,8	16,70	+ 0,20
juli	18,9	19,1	19,00	+ 0,20	17,5	17,8	17,65	+ 0,30
aug.	18,3	18,5	18,40	+ 0,20	18,1	18,5	18,30	+ 0,40
sep.	18,9	19,4	19,15	+ 0,50	16,2	16,4	16,30	+ 0,20
okt.	14,8	14,8	14,80	0	13,7	13,8	13,75	+ 0,10
nov.	8,0	7,8	7,90	- 0,20	7,1	6,9	7,00	- 0,20
dec.					3,1	2,9	3,00	- 0,20

	1963				1964			
	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.
jan.					1,6	1,6	1,60	0
feb.					3,6	3,8	3,70	+ 0,20
mrt.					4,0	4,4	4,20	+ 0,40
apr.					9,1	9,7	9,40	+ 0,60
mei					15,4	15,8	15,60	+ 0,40
juni					18,7	19,2	18,95	+ 0,50
juli					19,2	19,7	19,45	+ 0,50
aug.					19,1	19,3	19,20	+ 0,20
sep.					16,9	17,1	17,00	+ 0,20
okt.	12,4	12,5	12,45	+ 0,10	11,7	11,7	11,70	0
nov.	9,4	9,2	9,30	- 0,20	8,1	8,1	8,10	0
dec.	2,9	2,5	2,70	- 0,40	5,2	5,1	5,15	- 0,10

Bijlage 3 (vervolg)
Annex 3 (continued)

	1965				1966			
	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.
jan.	3,4	3,5	3,45	+ 0,10	2,0	1,9	1,95	- 0,10
feb.	3,5	3,4	3,45	- 0,10	5,9	6,0	5,95	+ 0,10
mrt.	5,0	5,3	5,15	+ 0,30	7,3	7,3	7,30	0
apr.	10,0	10,1	10,05	+ 0,10	10,0	10,2	10,10	+ 0,20
mei	13,6	14,0	13,80	+ 0,40	15,4	15,6	15,50	+ 0,20
juni	16,6	17,0	16,80	+ 0,40	18,7	19,2	18,95	+ 0,50
juli	17,8	17,9	17,85	+ 0,10	18,1	18,3	18,20	+ 0,20
aug.	18,3	18,5	18,40	+ 0,20	18,2	18,5	18,35	+ 0,30
sep.	15,7	15,7	15,70	0	16,9	17,1	17,00	+ 0,20
okt.	13,0	13,0	13,00	0	14,3	14,5	14,40	+ 0,20
nov.	6,5	6,3	6,40	- 0,20				
dec.	5,2	5,0	5,10	- 0,20				

1959 - 1966

	Jaren Years	T _{HW}	T _{LW}	Gem. Mean	Versch. Diff.
jan.	6	3,03	2,93	2,98	- 0,10
feb.	6	4,50	4,50	4,50	0
mrt.	5	5,40	5,58	5,49	+ 0,18
apr.	6	10,22	10,43	10,32	+ 0,21
mei	5	14,34	14,60	14,47	+ 0,26
juni	5	17,64	17,98	17,81	+ 0,34
juli	5	18,30	18,56	18,43	+ 0,26
aug.	5	18,40	18,66	18,53	+ 0,26
sep.	5	16,92	17,14	17,03	+ 0,22
okt.	6	13,32	13,38	13,35	+ 0,06
nov.	5	7,82	7,66	7,74	- 0,16
dec.	5	4,26	4,08	4,17	- 0,18

Het getijdewarmtetransport bij Tiengemeten.
Tidal heat transport at the upstream boundary of Haringvliet.

$$Q_g(o,t) = \rho c \int_{t-t_0}^{t+t_0} R'(o,\tau) T'_w(o,\tau) d\tau$$

Maand Month	$T_w(\text{Num.})$ deg	$T_w(o)=0,46 T_w(\text{Num.})$ deg	$-26.10^9 T_w(o)$ kcal (getij) ⁻¹	$T_w(o)$ deg	$60.10^9 T_w(o)$ kcal(getij) ⁻¹	$Q_g(o,t)$ kcal(getij) ⁻¹	$\frac{Q_g(o,t)}{\rho c l b d}$ deg etm ⁻¹
jan.	- 0,10	- 0,046	+ 1,2.10 ⁹	+ 0,014	+ 0,8.10 ⁹	+ 2,0.10 ⁹	+ 0,009
feb.	0	0	0	- 0,016	- 1,0.10 ⁹	- 1,0.10 ⁹	- 0,004
mrt.	+ 0,18	+ 0,083	- 2,2.10 ⁹	- 0,060	- 3,6.10 ⁹	- 5,8.10 ⁹	- 0,026
apr.	+ 0,21	+ 0,097	- 2,5.10 ⁹	- 0,073	- 4,4.10 ⁹	- 6,9.10 ⁹	- 0,031
mei	+ 0,26	+ 0,120	- 3,1.10 ⁹	- 0,065	- 3,9.10 ⁹	- 7,0.10 ⁹	- 0,031
juni	+ 0,34	+ 0,156	- 4,1.10 ⁹	- 0,035	- 2,1.10 ⁹	- 6,2.10 ⁹	- 0,028
juli	+ 0,26	+ 0,120	- 3,1.10 ⁹	- 0,006	- 0,4.10 ⁹	- 3,5.10 ⁹	- 0,016
aug.	+ 0,26	+ 0,120	- 3,1.10 ⁹	+ 0,010	+ 0,6.10 ⁹	- 2,5.10 ⁹	- 0,011
sept.	+ 0,22	+ 0,101	- 2,6.10 ⁹	+ 0,041	+ 2,5.10 ⁹	- 0,1.10 ⁹	0
okt.	+ 0,06	+ 0,028	- 0,7.10 ⁹	+ 0,078	+ 4,7.10 ⁹	+ 4,0.10 ⁹	+ 0,018
nov.	- 0,16	- 0,074	+ 1,9.10 ⁹	+ 0,080	+ 4,8.10 ⁹	+ 6,7.10 ⁹	+ 0,030
dec.	- 0,18	- 0,083	+ 2,2.10 ⁹	+ 0,043	+ 2,6.10 ⁹	+ 4,8.10 ⁹	+ 0,021

Bijlage 5
Annex 5

Maand Month	Lobith			Afvoer Rijn Discharge Rhine			$m^3 s^{-1}$		Gem. Mean
	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	
jan		1908	2676	2910		911	2792	4107	2565
feb		1764	4306	3779		1431	2358	4186	2971
mrt		2265		2291		1607	2679	2876	2344
apr		1318	2197	3993		2020	3444	3859	2805
mei			2427	2568		2062	3919	2943	2784
jun			3286	2130		1566	4150	2473	2721
jul			2266	1737		1057	3488	3219	2553
aug			2195	1469		919	2529	2867	1996
sep			1529	1213		952	2632	2055	1676
okt			1217	936	1616	1086	1761	1475	1349
nov			1563	844	2365	1646	1787		1641
dec	924			1333	1593	1733	6166		2350

Maand Month	Lith			Afvoer Maas Discharge Maas			$m^3 s^{-1}$		Gem. Mean
	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	
jan		322	736	651		172	781	916	596
feb		312	1045	884		306	476	804	638
mrt		292		370		279	397	528	373
apr		164	387	807		215	540	827	490
mei			295	340		131	504	378	330
jun			294	187		85	272	274	222
jul			160	145		33	247	404	198
aug			128	111		44	325	255	173
sep			128	117		44	355	136	156
okt			212	70	178	85	181	254	163
nov			362	96	550	335	273		323
dec	134			390	267	349	1530		534

$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$

Gemiddelde maandelijke afvoer 1959/1966

Mean monthly discharge 1959/1966 in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$

Lobith Rijn 1	Hulhuizen Waal 2	Nieuwe Merwede 3	Lith Maas 4	Hollands		Dordtse Kil 6	Hollands		Volkerak 8 2)	Haringvliet 9 3)
				Diep 5	Diep 7 1)		Diep 7 1)	Diep 7 1)		
jan	2565	1760	890	596	1486	144	1630	1630	147	1483
feb	2971	2030	1045	638	1683	178	1861	1861	238	1623
mrt	2344	1620	810	373	1183	125	1308	1308	90	1218
apr	2805	1930	980	490	1470	163	1633	1633	202	1431
mei	2784	1910	970	330	1300	162	1462	1462	195	1267
jun	2721	1870	950	220	1172	158	1330	1330	182	1148
jul	2353	1620	815	198	1013	125	1138	1138	94	1044
aug	1996	1385	680	173	853	94	947	947	14	943
sep	1676	1170	565	156	721	64	785	785	-50	835
okt	1349	950	450	163	613	35	648	648	-108	756
nov	1641	1150	555	323	878	61	939	939	-54	993
dec	2350	1620	810	534	1344	125	1469	1469	94	1375

1) De in kolom 7 vermelde waarden geven $R(t) + \Delta R(t)$ voor de berekeningsgevallen A, B en C.

2) De in kolom 8 vermelde waarden geven $\Delta R(t)$ voor de berekeningsgevallen A, B en C.

3) De in kolom 9 vermelde waarden geven $R(t)$ voor de berekeningsgevallen A, B en C.

1) This column gives values of $R(t) + \Delta R(t)$ for cases A, B and C of annex 9.

2) This column gives values of $\Delta R(t)$ for cases A, B and C of annex 9.

3) This column gives values of $R(t)$ for cases A, B and C of annex 9.

Advectieve warmte-samvoer naar het Haringvliet
Advective heat supply to Haringvliet

$$\rho c t_o R(t) \{T_w(o,t) - T_w(1,t)\}$$

Maand Month	$R(t)$ $m^3 s^{-1}$	$T_w(o,t) - T_w(1,t) = \Delta T_w$ deg	$R(t) \Delta T_w$ $m^3 s^{-1} deg$	$\rho c t_o R(t) \Delta T_w$ Mcal (getij) $^{-1}$	$\frac{R(t) \{T_w(o,t) - T_w(1,t)\}}{b d l}$ deg etm $^{-1}$
jan	1483	2,98 - 2,52 = +0,46	682	30,5.10 ⁶	0,136
feb	1623	4,50 - 3,79 = +0,71	1150	51,5.10 ⁶	0,229
mrt	1218	5,49 - 4,62 = +0,87	1060	47,4.10 ⁶	0,211
apr	1431	10,33 - 8,83 = +1,50	2150	96,0.10 ⁶	0,428
mei	1267	14,47 - 12,61 = +1,86	2360	105,5.10 ⁶	0,469
jun	1148	17,81 - 16,15 = +1,66	1905	85,2.10 ⁶	0,379
jul	1044	18,43 - 16,80 = +1,63	1705	76,2.10 ⁶	0,339
aug	933	18,53 - 16,91 = +1,62	1510	67,6.10 ⁶	0,300
sep	835	17,03 - 15,80 = +1,23	1030	46,0.10 ⁶	0,205
okt	756	13,35 - 12,72 = +0,63	475	21,1.10 ⁶	0,095
nov	993	7,74 - 7,62 = +0,12	119	5,32.10 ⁶	0,023
dec	1375	4,17 - 4,31 = -0,14	-192	-8,60.10 ⁶	-0,038

De verandering van de energie-uitwisseling van het Haringvliet met de atmosfeer als de watertemperatuur 1°C verandert
The change in energy exchange between Haringvliet and the atmosphere if the water temperature changes by 1°C

	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec
\bar{T}_w °C	2,7	4,1	5,0	9,6	13,5	17,0	17,6	17,7	16,4	13,8	7,7	4,2
\bar{u}_2 m s ⁻¹	4,0	4,4	4,6	3,7	3,8	3,6	3,5	3,7	3,6	3,4	4,5	4,6
A(t) W m ⁻² deg ⁻¹	24,6	27,2	28,8	27,9	31,9	34,5	34,6	34,6	33,7	29,3	30,3	28,2
A(t) 10 ⁻² Mcal m ⁻² etm ⁻¹ deg ⁻¹	50,5	56,0	59,2	57,5	65,8	71,0	71,1	71,1	69,3	60,3	62,4	58,1
A(t) 10 ⁻⁶ Mcal m ⁻² s ⁻¹ deg ⁻¹	5,85	6,48	6,85	6,64	7,59	8,20	8,24	8,24	8,02	6,97	7,20	6,70

\bar{T}_w

Gemiddelde van de watertemperatuur te Baileybrug en Numansdorp in de periode 1959-1966 (ontleend aan bijlagen 1 en 3).

Mean monthly water temperature of Haringvliet in the period 1959-1966 (from annexes 1 and 3).

\bar{u}_2

Gemiddelde van de maandgemiddelden van de windsnelheid te Hellevoetsluis op 2 m hoogte in de periode mei 1963 - april 1967.

Mean monthly windspeed at Hellevoetsluis at the height of 2 m in the period May 1963 - April 1967.

	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec	
Algemene gegevens voor het oplossen van (22)	$\frac{Q_g(o,t) - Q_g(1,t)}{\rho \cdot c \cdot b \cdot d \cdot l}$												
	$\frac{R(t) + \Delta R(t)}{b \cdot d \cdot l}$												
	$\frac{A(t)}{\rho \cdot c \cdot d}$												
	$\frac{\Delta R(t) \{T(o,t) - T(1,t)\}}{b \cdot d \cdot l}$												
	$\frac{R(t) \{T(o,t) - T(1,t)\}}{b \cdot d \cdot l}$												
Geval A $\frac{\delta x}{l} = 0,10$ $\frac{\delta x}{l} = 0,10$ f ₁ (t) en f ₂ (t) te berekenen uit de algemene gegevens met (23) en (24)	f ₁ (t)	3,36	3,83	2,73	3,38	3,06	2,81	2,42	2,05	1,72	1,43	2,01	3,05
	f ₂ (t)	-2,07	+0,31	+0,80	+3,55	+3,86	+4,22	+2,40	+1,27	+0,84	-0,15	-1,89	-2,49
	y(1,t)	-0,6	0,0	+0,4	+1,0	+1,3	+1,4	+1,1	+0,5	+0,6	-0,2	-0,9	-0,9
	$\bar{y}(t)$	-0,1	0,0	0,0	+0,1	+0,1	+0,1	+0,1	+0,1	+0,1	0,0	-0,1	-0,1
Geval B $\frac{\delta x}{l} = 0,20$ $\frac{\delta x}{l} = 0,19$ f ₁ (t) en f ₂ (t) te berekenen uit de algemene gegevens met (23) en (24)	f ₁ (t)	1,82	2,08	1,50	1,84	1,68	1,55	1,35	1,15	0,98	0,82	1,12	1,67
	f ₂ (t)	-1,09	0,16	+0,42	+1,87	+2,03	+2,22	+1,26	+0,67	+0,44	-0,08	-1,00	-1,31
	y(1,t)	-0,6	0,0	+0,3	+1,0	+1,2	+1,4	+1,0	+0,6	+0,5	-0,1	-0,9	-0,8
	$\bar{y}(t)$	-0,1	0,0	+0,1	+0,2	+0,2	+0,3	+0,2	+0,1	+0,1	0,0	-0,2	-0,2
Geval C $\frac{\delta x}{l} = 0,30$ $\frac{\delta x}{l} = 0,26$ f ₁ (t) en f ₂ (t) te berekenen uit de algemene gegevens met (23) en (24)	f ₁ (t)	1,37	1,56	1,13	1,38	1,27	1,18	1,03	0,89	0,76	0,64	0,86	1,25
	f ₂ (t)	-0,80	+0,12	+0,31	+1,37	+1,49	+1,63	+0,92	+0,49	+0,32	-0,06	-0,73	-0,96
	y(1,t)	-0,5	0,0	+0,3	+0,9	+1,2	+1,3	+1,0	+0,5	+0,5	-0,1	-0,8	-0,8
	$\bar{y}(t)$	-0,1	0,0	+0,1	+0,2	+0,3	+0,3	+0,3	+0,1	+0,1	0,0	-0,2	-0,2

Bijlage 9 (vervolg)
 Annex 9 (continued)

		jan	feb	mrt	apr	mei	juni	juli	aug	sep	okt	nov	dec
<u>Geval D</u>													
$R(t) + R(t) = 0$													
$f_1(t)$ en $f_2(t)$ te													
berekenen uit de													
algemene gegevens													
met (27) en (28)													
$f_1(t)$	etm ⁻¹	0,115	0,127	0,134	0,131	0,150	0,161	0,162	0,162	0,157	0,137	0,142	0,132
$f_2(t)$	deg etm ⁻¹	-0,356	-0,233	-0,147	-0,133	-0,155	-0,017	-0,129	-0,178	-0,109	-0,096	-0,212	-0,214
$\bar{y}(t)$	deg	-2,5	-2,4	-1,2	-1,0	-1,0	-0,4	-0,5	-1,1	-0,8	-0,7	-1,3	-1,7
$y(o,t)$	deg	-2,7	-2,6	-1,5	-1,4	-1,3	-0,7	-0,7	-1,4	-1,1	-0,8	-1,3	-1,7
$y(1,t)$	deg	-2,2	-1,9	-0,6	+0,1	+0,6	+1,0	+0,9	+0,2	+0,2	-0,2	-1,2	-1,9