

~~de Blok~~
de Wolf

De warmtehuishouding van een
Waddengebied

door

H.Y. Becht

Intern verslag

NEDERLANDS INSTITUUT VOOR ONDERZOEK DER ZEE

VERSLAGEN

nummer 1976 - 13

13/60

1911

1912

1913

1914

1915

1916

1917

1918

1919

De warmtehuishouding van
een waddengebied

verslag van een afstudeeronderzoek
door :

H. Y. Becht

begeleid door :

dr. J. T. F. Zimmerman
wetenschappelijk medewerker aan
het N.I.O.Z. op Texel.

prof. dr. ir. N. W. F. Kossen
hoogleraar aan de T.H.-Delft

mentor :

M.Sc., C.Eng., prof. J. M. Smith.
hoogleraar aan de T.H.-Delft

H. Y. Becht
Delft 20-g '76

Samenvatting

De invloed van het klimaat en andere factoren op het temperatuurverloop in bodem en water van een waddengebied werden onderzocht door het uitvoeren van metingen aan een modelwad.

Met een numeriek model kan een temperatuurverloop berekend worden, dat goed overeenstemt met het gemeten temperatuurverloop.

Zowel voor het modelwad, als voor het wad in de Molibaai werden voor toepassingen en verder onderzoek bruikbare resultaten bereikt.

~

Inhoud

nr.	titel	blz
	samenvatting	II
	inhoud	III
	lyst van gebruikte symbolen	V
	literatuuroverzicht.	IX
1	Inleiding	1
2	De warmtehuishouding van een wadden gebied	4
2.1	inleiding	4
2.2	de warmtebalans	5
2.3	de componenten van de warmtebalans	7
2.3.1.	de netto kortgolvlige straling : F_Z	7
2.3.2.	de netto langgolvlige straling : F_L	8
2.3.3.	de netto- of globale straling : F_N	9
2.3.4	de overdracht van voelbare warmte : F_H	9
2.3.5	de overdracht van latente warmte : F_E	10
2.3.6	de overige energiestromen.	11
2.3.7	tekenkonventies	11
2.3.8	het sluiten van de warmtebalans	11
2.3.9	warmteoverdracht in de bodem	12
2.3.10	warmtetransport in het water.	13
2.4	de warmtebalans van een waddegebied	14
2.4.1	warmtebalans van de drooggevalle wadbodem	16
2.4.2	warmtebalans van gebied, dat onder water staat.	16
2.5	het numerieke model	22
2.5.1	inleiding	22
2.5.2	bespreken van de elementen van het stroomschema	24
3	De warmtehuishouding van de wadbak	30
3.1	inleiding, het modelwad	30
3.2	de warmtebalans	33
3.3	de metingen	36
3.4	het temperatuurverloop in lucht, water en bodem	39

3.5	bepaling van de termen van de warmtebalans	43
3.5.1	de warmtebalans over langere perioden gemiddeld	43
3.5.2	de warmteoverdracht van bodem naar lucht	46
3.5.3	de warmteoverdracht van water naar lucht	51
3.5.4	komputerberekeningen	54
3.6	korte bespreking van de resultaten en toepassingen van het onderzoek aan de wadbale	57
4	De warmtehuishouding van het wad in de Molebaai.	58
4.1	inleiding	58
4.2	de warmteoverdracht van bodem naar lucht	59
4.3	de warmtehuishouding van het water	64
4.4	de interactie tussen getyderitme en dag-nacht-ritme	69
4.5	bespreking van de bereikte resultaten en mogelijkheden voor verder onderzoek	75

Appendices

I	de termen van de warmtebalans	77
I.1	de kortgolvlige straling F_z	77
I.2	de langgolvlige straling F_L	81
I.3	de overdracht van voelbare en latente warmte	82
II	uitwerking van de warmtebalans van de waterlaag	90
III	numerieke rekenmethoden	93
III.1	integreren van stelsels differentiaal vergelijkingen	93
III.2	partiële integratie	96
III.3	berekening van de oppervlaktetemperatuur van de drooggevalen wadbodem	98
III.4	berekening watertemperatuur	99
III.5	stroomschema van de berekening van de bodemtemperatuur	104
IV	overzicht van de keuzemogelijkheden in het programma	105
V	bepaling verdamping door meting van zoutgehalte	110
VI	parametergevoeligheidsanalyse en foutenanalyse	112
VII	verwarming door lozing van verwarmd water	116
VIII	het gemeten en het berekende verloop van de bodemtemperatuur	118

Lijst van gebruikte symbolen

A	oppervlakte	(m ²)
a	albedo	(%)
$\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$	parameters in vgl (2.6) : turbulente overdracht	(-)
b	bewolking	(%)
β_1, β_2	parameters in vgl (2.6) : turbulente overdracht	(-)
C_{PB}	soortelijke warmte van de bodem	(J kg ⁻¹)
C_{pw}	soortelijke warmte van water	(J kg ⁻¹)
C_R	dimensieloze evenredigheidsconstante in (I.18)	(-)
C_z	zoutconcentratie	(‰)
C_{pl}	soortelijke warmte van lucht.	(J kg ⁻¹)
δ	declinatie van de zon	(rad)
Δ_1	mogelijke fout in de bepaling van de meetgegevens	(-)
Δ_2	onzekerheid in de berekende maximumtemperatuur door fout in de weergegevens.	(°C)
Δe	vochtigheidsverschil	(mmHg)
$\Delta \rho$	dichtheidsverschil	(kg m ⁻³)
$\Delta T (\bar{\Delta T})$	temperatuurverschil (gemiddelde dagelijkse gang)	(°C)
Δt	differentie in de tijd, tijdstapje	(s)
Δx	differentie in de plaats (horizontaal)	(m)
Δy	differentie in de plaats (horizontaal)	(m)
Δz	differentie in de plaats (vertikaal)	(m)
E	verdamping	(kg s ⁻¹)
E_0	zonneconstante	(W m ⁻²)
e	luchtvochtigheid	(mmHg)
e_0	verzadigingsdampspanning bij oppervlaktetemperatuur	(mmHg)
ϵ	emissiecoëfficiënt	(%)
η	fractie van de verdamping, die buiten de wadbak plaatsvindt.	(%)
f	funktieteken	(-)
F (\bar{F})	warmtestroomdichtheid (over langere tijd gemiddeld)	(W m ⁻²)
$F_E (\bar{F}_E)$	warmtestroomdichtheid door verdamping (")	(W m ⁻²)
$F_G (\bar{F}_G)$	" door warmteuitwisseling buiten de wadbak (")	(W m ⁻²)
$F_H (\bar{F}_H)$	" door voelbare warmteoverdracht (")	(W m ⁻²)
$F_L (\bar{F}_L)$	" door langgolvlige straling (")	(W m ⁻²)
$F_N (\bar{F}_N)$	" netto straling (")	(W m ⁻²)
$F_R (\bar{F}_R)$	" door warmteuitwisseling tussen bak en omgeving (")	(W m ⁻²)
$F_I (\bar{F}_I)$	" door kortgolvlige straling (")	(W m ⁻²)

F^\uparrow	vande bodem af gerichte warmtestroomdichtheid ten gevolge van langgolvlige straling	$(W.m^{-2})$
F^\downarrow	naar het aardoppervlak toe gerichte warmtestroomdichtheid door langgolvlige straling	$(W.m^{-2})$
$F_{LW} (\bar{F}_{LW})$	netto warmteoverdracht van lucht naar water (gemiddelde over één dag)	$(W.m^{-2})$
$\bar{F}_{LB} (\bar{F}_{LB})$	netto warmteoverdracht van lucht naar bodem (")	$(W.m^{-2})$
$F_{BW} (\bar{F}_{BW})$	netto warmteoverdracht van bodem naar water (")	$(W.m^{-2})$
$F_B(x,y,z,t)$	warmtestroomdichtheid in de bodem	$(W.m^{-2})$
$F_B(0), F_B(-1)$	idem, aan de oppervlakte, op 1 cm diepte in de bodem	$(W.m^{-2})$
$H(j)$	bodemhoogte in kompartiment j (bovende geulbodem) (m)	
$h_2(t)$	waterhoogte boven de geulbodem	(m)
$h(t)$	waterhoogte boven de wadbodem	(m)
$h(t, j)$	waterdiepte in kompartiment j	(m)
j	kompartimentsnummer in de x-richting	-
i	aantal tydstapjes vanaf het begin van de berekening	-
k	kompartimentsnummer in de y-richting	-
l	kompartimentsnummer in de z-richting	-
$K(v, \Delta p)$	turbulente overdrachtscoëfficiënt in de atmosfeer	$(m.s^{-1})$
$K_B(v, \Delta p)$	idem, boven de bodemoppervlakte	$(m.s^{-1})$
$K_w(v, \Delta p)$	idem, boven wateroppervlak	$(m.s^{-1})$
K_N	idem, in neutrale atmosfeer	$(m.s^{-1})$
K_v	idem, wanneer uitsluitend vrije konvektie zou optreden	$(m.s^{-1})$
\bar{K}	idem, gemiddeld over langere periode	$(m.s^{-1})$
j_g	kompartimentsnummer van het hoogste kompartiment, dat onder water staat.	(-)
λ_w, λ_B	warmtegeleidingsvermogen van water, bodem. $(W.m^{-1}.C^{-1})$	
m_1, m_1^*	diffusiecoëfficiënt voor menging boven de platen $(m^2.s^{-1})$ of $(l^2.s^{-1})$	
m_2	fractie waddenzeewater, die per getyperiode door zeewater vervangen wordt.	$(getyperiode^{-1})$
N	aantal tydstapjes per uur	(uur^{-1})
N_A, N_B, N_C, N_D	aantal vertikale kompartimenten met dikte: $\Delta z, 2\Delta z, 4\Delta z, 8\Delta z$	(-)
NE	totaal aantal kompartimenten in de diepte	(+)
NF	aantal kompartimenten in horizontale richting	(-)
P	atmosferische druk	(mmHg)
Q	warmtestroom	$(W = J.s^{-1})$
Q_{S1}	idem, door getybeweging	(W)
Q_{S2}	idem, door menging boven de platen.	(W)
Q_{zw}	idem, door menging met zeewater	(W)

R	multiple regressie coëfficiënt	(%)
τ_1, τ_2	parameters in de vergelijking voor de netto langgolvlige straling vgl (2.4)	(-)
R_i	Richardson getal (dimensieloos)	(-)
$(R_i)_B$	integraal Richardsongetal. (")	(-)
ρ_w, ρ_l, ρ_b	dichtheid van water, lucht en bodem	(kg.m ⁻³)
ρ_0^*	dichtheid van droge lucht bij referentietemperatuur	(kg.m ⁻³)
σ	konstante van Boltzmann	(W.m ⁻² .°K ⁻⁴)
σ	standaarddeviatie in de temperatuur	(°C)
S	zenithhoek van de zon	rad.
B_1, S_2, S_3	parameters in de vergelijking voor de netto kortgolvlige straling (vgl (2.3))	(-)
t	tyd	(s)
t_e	totale tydsduur van de berekening	(s)
$T(\bar{T})$	temperatuur (gemiddeld)	(°C)
$T_l(\bar{T}_l)$	luchttemperatuur (")	(°C of °K)
T_0	oppervlaktetemperatuur	(°K)
$T_B(x, y, z, t)$	bodemtemperatuur	(°C of °K)
$T_B(t, j, l)$	bodemtemperatuur (in kompartiment j op diepte l)	(°C)
$T_B(t, j, 1)$	bodemtemperatuur, aan de oppervlakte in kompartiment j	(°C of °K)
$\overline{T_B(t, j, 1)}$	idem, gemiddeld over tydsinterval tussen t en $t + \Delta t$	(°C)
$\overline{T_B(-1)}$	daggemiddelde van bodemtemperatuur op 1 cm diepte	(°C)
T_B^*, T_B^{**}	tussenresultaten bij de berekening van de bodemtemperatuur.	(°C)
$T_w(x, t)$	watertemperatuur	(°C of °K)
$T_w(t, j)$	watertemperatuur in kompartiment j	(°C of °K)
$\overline{T_w(t, j)}$	idem, gemiddeld over tydsinterval tussen t en $t + \Delta t$	(°C)
$T_w^*(j), T_w^{**}(j)$ en $T_w^{***}(j)$	tussenresultaten bij de berekening van de watertemperatuur.	(°C)
$\overline{T_w}$	over langere perioden gemiddelde watertemperatuur	(°C)
T_{Bg}^*	geschatte waarde van de gemiddelde temperatuur in het tydsinterval tussen t en $t + \Delta t$.	(°C)
u	door zonnestraling in de atmosfeer afgelegde weg	(m)
u_0	dikte van de atmosfeer	(m)
v	windsnelheid	(m.s ⁻¹)
v_w	stroomsnelheid in het water	(m.s ⁻¹)
V	watervolume	(m ³)
W	energieinhoud van een systeem	(J)

x	horizontale coördinaat (lengterichting)	(m)
x_0	plaats tot waan het wad onder water staat	(m)
x_e	"lengte" van het wad	(m)
x_s	plaats van de scheiding tussen wadwater en zeeewater	(m)
\vec{x}	verzameling variabelen	-
x_i	één variabele uit de verzameling \vec{x}	-
x_i^*, x_i^{**}	geschatte waarden van x_i	-
x_g^*	geschatte waarde van het gemiddelde van x_i in het tijdsinterval tussen t en $t + \Delta t$	-
y	horizontale coördinaat (breedterichting)	(m)
y_0	breedte van het wad	(m)
z	plaatscoördinaat, vertikaal: diepte in de bodem	(m)
z_0	diepte, waan temperatuurschommelingen irrelevant zijn geworden.	(m)
φ	breedtegraad	(rad)
w	uur van de dag (zonnetyd)	(uur)

Literatuuroverzicht

- 1 H.F. VUGTS and J.T.F. ZIMMERMAN : interaction between the daily heat balance and the tidal cycle
Nature, Vol 255, pp. 113-117, 8 mei 1975.
- 2 CARSLAW and JAEGER : heat conduction
- 3 BUDYKO M.I. : climate and life, D.H. Miller
Acad. Press, New York, 1974
- 4 O.G. SUTTON : micrometeorology, Mc. Graw Hill
New York, 1953
- 5 R.M. GOODY : atmospheric radiation,
the Clarendon Press, Oxford, 1964
- 6 W.C. SWINBANK and A.J. DYER, ¹⁹⁶⁷: an experimental study in
micrometeorology, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 93, 119-135.
- 7 J.W. DAERDORFF, 1968 : dependence of air-sea transfer
coefficients on bulk stability. J. Geophys. Res. 73, 2549-2557
- 8 W.J. BEEK, Fysische transportverschijnselen I
VSSP/DUM, Delft
- 9 J.A. BUSINGER : turbulent transfer in the atmospheric
surface layer, Workshop on micrometeorology
pp. 67-100, 1972
- 10 R.B. BYRD, W.E. STEWARD, E.N. SIGHTFOOT :
transport phenomena, A. Wiley int. London, 1960
- 11 EL. DEACON and E.K. WEBB, 1962 : small scale
interactions. The Sea, New York. Interscience, 43-87
- 12 J.v. Kan, Numerieke analyse C1 (kollegediktmaat)
- 13 C.J. HOOGENDOORN, Fysische transportverschijnselen II
DUM, Delft, 1973
- 14 N.E. BUSCH, on the mechanics of atmospheric turbulence,
Workshop on micrometeorology pp. 1-65, 1972

1 Inleiding.

Het temperatuurverloop in bodem en water van een waddengebied, en de factoren, die dit verloop bepalen, vormen het onderwerp van dit onderzoek.

Temperatuurschommelingen treden op door het afwisselen van dag en nacht, door de wisseling der seizoenen en door de getydebeweging, waardoor grote delen van de bodem periodiek droogvallen. Het temperatuurverloop beïnvloedt de levensprocessen, zoals de stofwisseling, de activiteit, de groei, de fotosynthese, voortplanting en sterfte; kortom, de temperatuur vormt de belangrijkste fysische randvoorwaarde van de vele biologische en chemische processen, die in het water en de bodem van een waddengebied plaatsvinden.

Voor een beter inzicht in de chemie en biologie (ekologie) van het waddengebied, wordt door het N.I.O.Z. onderzoek van het klimaat en de warmtehuishouding van waddengebieden verricht. H.F. VUGTS en J.T.F. ZIMMERMAN (1975) publiceerden de resultaten van een onderzoek naar de invloed van de getydebeweging op het temperatuurverloop in het water van de Waddenzee. Zij toonden het bestaan van een vyftiendagse periodiciteit in de watertemperatuur aan.

De warmtehuishouding en het temperatuurverloop in de onderste laag (grenslaag) van de atmosfeer en de aangrenzende bovenste laag van de bodem (lithosfeer) of water (hydrosfeer) is het belangstellinggebied van de micrometeorologie.

Voor de theoretische achtergrond, opzet en uitwerking van dit onderzoek kan goed gebruik gemaakt worden van uit de literatuur van dit vakgebied bekende methoden en resultaten.

Het eerste gedeelte van dit onderzoek was de meting van het temperatuurverloop in water en bodem van een voor ekologisch onderzoek in het aquariumgebouw van het N.I.O.Z. opgebouwd modelwad: Een bak met bodemmateriaal van het wad, een getydeinstallatie en lichtbalken als stralingsbron.

Door het opstellen van een numeriek model van de warmtehuishouding van het wad, kan een temperatuurverloop berekend worden, dat goed in overeenstemming is met het gemeten temperatuurverloop, terwijl tevens de grootte van de verschillende vormen van warmteoverdracht berekend kan worden.

Bovendien kan het modelwad vergeleken worden met het echte wad.

Na enige uitbreiding is dit numerieke model toegepast op de omstandigheden, die voor het Nederlandse waddegebied gelden.

Ook nu kon het berekende temperatuurverloop goed in overeenstemming worden gebracht met de door J. TERPSTRA in 1973 op het wad uitgevoerde metingen, zodat de termen van de warmtebalans met vrij grote nauwkeurigheid bepaald kunnen worden.

Dovendien kan het model gebruikt worden om, op grond van het gemeten temperatuurverloop en temperatuurverschillen in het water boven het wad, een schatting te maken van de grootte van de menging van water op de platen tengevolge van door wind opgewekte stromingen en van de menging tussen water uit het waddengebied en van de open zee.

Tenslotte is het model gebruikt om de invloed van de lozing van verwarmd water op de warmtehuishouding van het waddengebied te voorspellen.

Omde overzichtelijkheid van de presentatie van dit nogal veeltalige onderzoek te vergroten, is voor dit verslag de volgende indeling gekozen:

Allereerst volgt een overzicht van de theoretische aspecten en een bespreking van de warmtehuishouding (warmtebalans) van water en bodem en de verschillende vormen van warmteoverdracht. Vervolgens komt het rekenmodel aan de orde, dat voor de uitwerking van de meetgegevens en voor de klimaatstudie is opgezet.

Daarna zullen de verschillende onderzoeken en de toepassingen van het rekenmodel worden besproken: het modelwad, het wad buiten, de lozing van verwarmd water.

2 De warmtehuishouding van een waddengebied.

2.1 inleiding.

Bron van bijna elke vorm van energie op aarde is de stralingsenergie van de zon. Deze kortgolvlige straling wordt gedeeltelijk in de atmosfeer en aan het aardoppervlak (water of bodem) geabsorbeerd. Er vindt dan omzetting plaats in andere vormen van energie: voelbare warmte, door temperatuurverhoging van lucht, water en bodem, niet voelbare of latente warmte, door smelten van ijs en verdamping van water, kinetische energie in wind en waterstromen, chemische energie, door fotosynthese en langgolvlige straling, in welke vorm de energie het systeem 'aarde' kan verlaten. Al deze energiestromen en -omzettingen vormen de meteorologische processen en bepalen het 'weer' en het 'klimaat'.

2.2 De warmtebalans.

De wet van behoud van energie schrijft voor, dat voor ieder systeem of gebied geldt, dat de toe- of afname van de energieinhoud van het systeem gelijk is aan de netto toevoer resp. afvoer van energie. Deze wet kan als uitgangspunt gekozen worden voor het opzetten van de verschillende berekeningen. De verschillende vormen van warmteoverdracht worden de componenten van de warmtebalans genoemd.

In het volgende zullen de warmtestromen (warmte-toevoer of -afvoer per tijdseenheid in W of J/s) aangeduid worden met de letter Q. De warmtestroom-dichtheden (warmtestroom per m² of J s⁻¹ m⁻² of W m⁻²) zullen door de hoofdletter F worden aangegeven.

We kunnen de warmtebalans nu schrijven als:

$$\frac{dW}{dt} = (\Sigma Q) = \oint_A (\Sigma F) dA \quad (2.1)$$

waarin: W de warmteinhoud van het systeem. (J)

t de tijd. (s)

A de oppervlakte. (m²)

Σ sommatie over alle componenten van de warmtebalans.

Een bijzondere vorm van de warmtebalans ontstaat bij toepassing op een oppervlakte. Een (mathematisch) oppervlak kan geen energie bevatten: $W = 0$, zodat voor elk oppervlakteelement dA moet gelden, dat de som van alle energie stromen naar het oppervlak toe (de netto warmtestroom) nul moet zijn: vgl (2.1) krijgt nu de eenvoudige vorm:

$$\sum F = 0 \quad (2.2)$$

2.3 De componenten van de warmtebalans.

In het volgende worden slechts de formules gegeven, die in dit onderzoek zijn toegepast. De componenten van de warmtebalans en de gebruikte formules worden, op grond van aan de literatuur ontleende gegevens, besproken in appendix I.

2.3.1 de netto kortgolvlige straling (F_z) (toelichting: zie appendix I.1)

De door een horizontaal oppervlak ontvangen warmtestroomdichtheid, door absorptie van de kortgolvlige zonnestraling (F_z), kan met de volgende formule, op grond van eenvoudig waarneembare meteorologische parameters, geschat worden:

$$F_z = E_0 (1 - a) \cdot S_1 \cdot e^{-\frac{S_3}{\cos s}} \cdot \cos s (1 - 0.7^b) \quad (2.3)$$

$$\text{met: } \cos s = (\sin \varphi \sin \delta - \cos \varphi \cos \delta \cos \frac{2\pi}{24} w)$$

waarin: a het albedo van het oppervlak. (%)

S_1 } parameters, die de absorptie van (%)
 S_3 } de zonnestraling aangeven -

s de zenith afstand van de zon. (rad)

b de bewolgingsgraad. (%)

φ de breedtegraad. (rad)

δ de inclinatie van de zon (seizoeninvloed). (rad)

w het uur van de dag (zonnetyd). (uur)

E_0 de zonnekonstante (W/m^2) 7

2.3.2 de netto langgolvlige straling (F_L)
(toelichting: zie appendix I.2)

De netto langgolvlige straling (F_L) is het verschil van de door de bodemoppervlakte uitgezonden langgolvlige straling en het door de oppervlakte geabsorbeerde gedeelte van door de atmosfeer uitgezonden straling. F_L kan met behulp van de volgende formule geschat worden op grond van eenvoudig waarneembare meteorologische gegevens:

$$F_L = \varepsilon \cdot \sigma \cdot \{ T_0^4 - T_L^4 (\gamma_1 + \gamma_2 \sqrt{e_L}) \} \cdot (1 - 0.8b) \quad (2.4)$$

- waarin: ε het emissievermogen van het oppervlak. (%)
 σ de konstante van Boltzman. ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)
 T_0 de oppervlaktetemperatuur. ($^{\circ}\text{K}$)
 T_L de luchttemperatuur. ($^{\circ}\text{K}$)
(op waarnemingshoogte $\approx 2 \text{ m}$)
 e_L de luchtvochtigheid. (mmHg)
 b de bewolgingsgraad. (%)
 γ_1 uit middeling over vele waarnemingen verkregen "emissiecoëfficiënt" van de lucht ($\gamma_1 \approx 0.6$). (%)
 γ_2 geeft aan hoe de "emissiecoëfficiënt" ($\text{mmHg}^{-1/2}$) door de luchtvochtigheid beïnvloed wordt. ($\gamma_2 \approx 0.07$).

2.3.3 de netto- of globale straling (F_N).

Wegens de onnauwkeurigheid van de schattingen van F_L en F_z , op grond van vgl (2.2) en (2.3), wordt bij de bepaling van de warmtebalans zo mogelijk gebruik gemaakt van de gemeten waarden van de netto straling: $F_N = F_z + F_L$

2.3.4 de overdracht van voelbare warmte: (F_H). (toelichting: zie appendix I.3).

De overdracht van voelbare warmte tussen aardoppervlakte en atmosfeer (F_H) wordt door vele, in appendix I.3 besproken factoren bepaald. Ter bepaling van de voelbare warmteoverdracht zijn de volgende, op grond van meetgegevens te optimaliseren, betrekkingen gebruikt:

$$F_H = \rho_l \cdot c_{pl} \cdot K(v, \Delta p) \cdot (T_o - T_l) \quad (2.5)$$

$$\text{met: } K(v, \Delta p) = \beta_1 \cdot v^{\alpha_1} + \beta_2 \cdot \Delta p^{\alpha_2} \quad \text{voor } \Delta p < 0 \quad (2.6^a)$$

$$K(v, \Delta p) = \beta_1 \cdot v^{\alpha_1} \left\{ \exp - \left(\alpha_3 \cdot \frac{\Delta p}{v^2} \right) \right\} \quad \text{voor } \Delta p > 0 \quad (2.6^b)$$

$$\text{en: } \Delta p = -4.4 \cdot 10^{-3} \left\{ (T_o - T_l) + 0.15 (e_o - e_l) \right\} \quad (2.7)$$

hierin is: ρ_l de dichtheid van lucht ($\approx 1.27 \text{ kg/m}^3$).

c_{pe} de soortelijke warmte van lucht ($\approx 10^3 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$).

$K(v, \Delta p)$ de integrale turbulente diffusiecoëfficiënt. (m s^{-1})

T_0 de oppervlaktetemperatuur. ($^\circ\text{C}$)

T_l de luchttemperatuur (op waarnemingshoogte). ($^\circ\text{C}$)

v de windsnelheid (" " " " " "). (m s^{-1})

Δp dichtheidsverschil tussen lucht aan de oppervlakte en op waarnemingshoogte. (kg m^{-3})

e_0 de verzadigingsdruk van water bij de oppervlaktetemperatuur. (mmHg)

e_l de waterdampdruk in de lucht op waarnemingshoogte. (mmHg)

$\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \beta_1, \beta_2$ parameters, afhankelijk van de oppervlakteeigenschappen.

2.3.5 de overdracht van latente warmte: F_E

De warmteoverdracht, door verdamping of condensatie aan de aardoppervlakte (F_E), komt door dezelfde turbulente mechanismen tot stand als de overdracht van voelbare warmte. Vanwege de analogie tussen stof- (waterdamp-) en warmtetransport wordt de latente warmteoverdracht nu door het volgende verband gegeven:

$$F_E = \frac{\rho_l \cdot L}{p} \cdot 0.622 \cdot K(v, \Delta p) \cdot (e_0 - e_l) \quad (2.8)$$

waarin: $K(v, \Delta p)$ en Δp door (2.6) resp. (2.7) gegeven worden.

L de verdampingswarmte van water. ($2.3 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$)

p de atmosferische druk ($\approx 760 \text{ mmHg}$)

2.3.6 de overige energiestromen.

De warmteoverdracht door dissipatie van kinetische energie en de absorptie van kortgolvlige straling door fotosynthese kunnen t.o.v. de andere termen van de warmtebalans verwaarloosd worden.

2.3.7 tekenkonventies.

Bij het opstellen van de warmtebalansvergelijkingen worden in dit verslag de volgende tekenkonventies in acht genomen. De termen van de warmtebalans zijn positief, wanneer zij naar het oppervlak toe gericht zijn. In de literatuur worden vaak konventies gebruikt, die op het spraakgebruik gebaseerd zijn en waarin de meestal voorkomende situatie positief gerekend wordt.

2.3.8 het sluiten van de warmtebalans.

De som van de componenten van de warmteoverdracht tussen bodem- of wateroppervlakte en de atmosfeer is meestal ongelijk aan nul. Een eventueel energietoever-overschot verwarmt de oppervlakte laag en wordt door geleiding en/of konvektie aan dieper gelegen water- of bodemlagen toegevoerd; een eventuele netto-energieafvoer eraan onttrokken.

De netto warmteoverdracht van lucht naar bodem noemen we: F_{LB} ; de netto warmteoverdracht van lucht naar water: F_{LW} .

2.3.g warmtetransport in de bodem: F_B

In de bodem vindt door geleiding warmteoverdracht plaats tussen plaatsen met een verschillende temperatuur. Horizontaal warmtetransport (in de x- en y-richting) is vanwege de kleine temperatuurgradiënten in deze richting te verwaarlozen t.o.v. verticaal warmtetransport van en naar de oppervlakte (de z-richting): $F_B(z)$.

$F_B(z)$ wordt gegeven door de bekende warmtegeleidingsformule van Fourier:

$$F_B(z) = -\lambda \frac{\partial T_B(z, t)}{\partial z} \quad (2.9)$$

Waarin: z de diepte, (m)
 T_B de bodemtemperatuur, ($^{\circ}\text{C}$)
 λ de warmtegeleidingscoëfficiënt.
 t de tijd. (s)

Het temperatuurverloop op verschillende diepten in de bodem kan berekend worden, door oplossing van de 2.g. diffusievergelyking: (zie Carslaw & Jaeger (2))

$$\frac{\partial T_B(z, t)}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho_B c_{PB}} \cdot \frac{\partial^2 T_B(z, t)}{\partial z^2} \quad (2.10)$$

waarin: ρ_B de dichtheid van de bodem. (kg m^{-3})
 C_{PB} de soortelijke warmte van het bodemmateriaal ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$)

Aan de oppervlakte geldt, op grond van (2.9) en de definitie van F_{LB} in 2.3.8, de volgende betrekking als randvoorwaarde van (2.10) :

$$F_{LB} = F_B(0, t) = -\lambda \cdot \left(\frac{\partial T_B}{\partial z} \right) (0, t) \quad (2.11)$$

Behalve warmtetransport door geleiding kan percolatie (doorstroming) van de bodem door de activiteit van bodemorganismen (wadpieren en schelpdieren) een rol spelen. Biologische warmteproductie is in de (anaerobe) bodem van weinig belang.

2.3.10 warmtetransport in het water.

In het water speelt warmteoverdracht door geleiding over grotere afstanden vrijwel nooit een rol van betekenis. Het warmtetransport vindt voornamelijk plaats door turbulentie en advectie (stroming). In diep of weinig stromend water kan een met de diepte afnemende temperatuur de turbulentie sterk afzwakken, net zoals in de stabiel gelaagde atmosfeer (stratifikatie). De in het waddengebied optredende processen van advectie en menging worden in het volgende onderdeel, bij het opstellen van de warmtebalansvergelijkingen van dit gebied, besproken.

2.4 De warmtebalans van een waddengebied.

We kunnen nu de warmtebalans van een waddengebied en gedeelten daarvan verder uitwerken. In fig 1 a en b wordt een waddengebied schematisch tweedimensionaal voorgesteld. Alle grootheden veranderen dus niet in de y-richting. In het diepe gedeelte (geulen) beweegt een denkbeeldige wand, die de scheiding aangeeft tussen 'zeewater' (links) en 'waddenzeewater'. Bij opkomend tij (vloed) schuift de scheidingswand naar rechts en zal het 'waddenzeewater' de hoger gelegen wadbodem (de platen) overstromen. Bij afgaand tij (eb) schuift de wand naar links en zal een gedeelte van de platen droogvallen en meer waddenzeewater in de geulen terecht komen. In alle tekeningen zijn de verticale afmetingen sterk overdreven weergegeven.

We beschouwen nu de warmtebalans in de volgende situaties: In (2.4.1) de warmtebalans van de drooggevallen wadbodem. Deze kan onafhankelijk van het omringende gebied worden opgesteld, wanneer de invloed van horizontale gradiënten in de atmosferische omstandigheden verwaarloosd wordt. Deze gradiënten zullen in werkelijkheid altijd ontstaan, doordat de atmosferische grenslaag zich aan de omstandigheden op de wadbodem zal aanpassen.

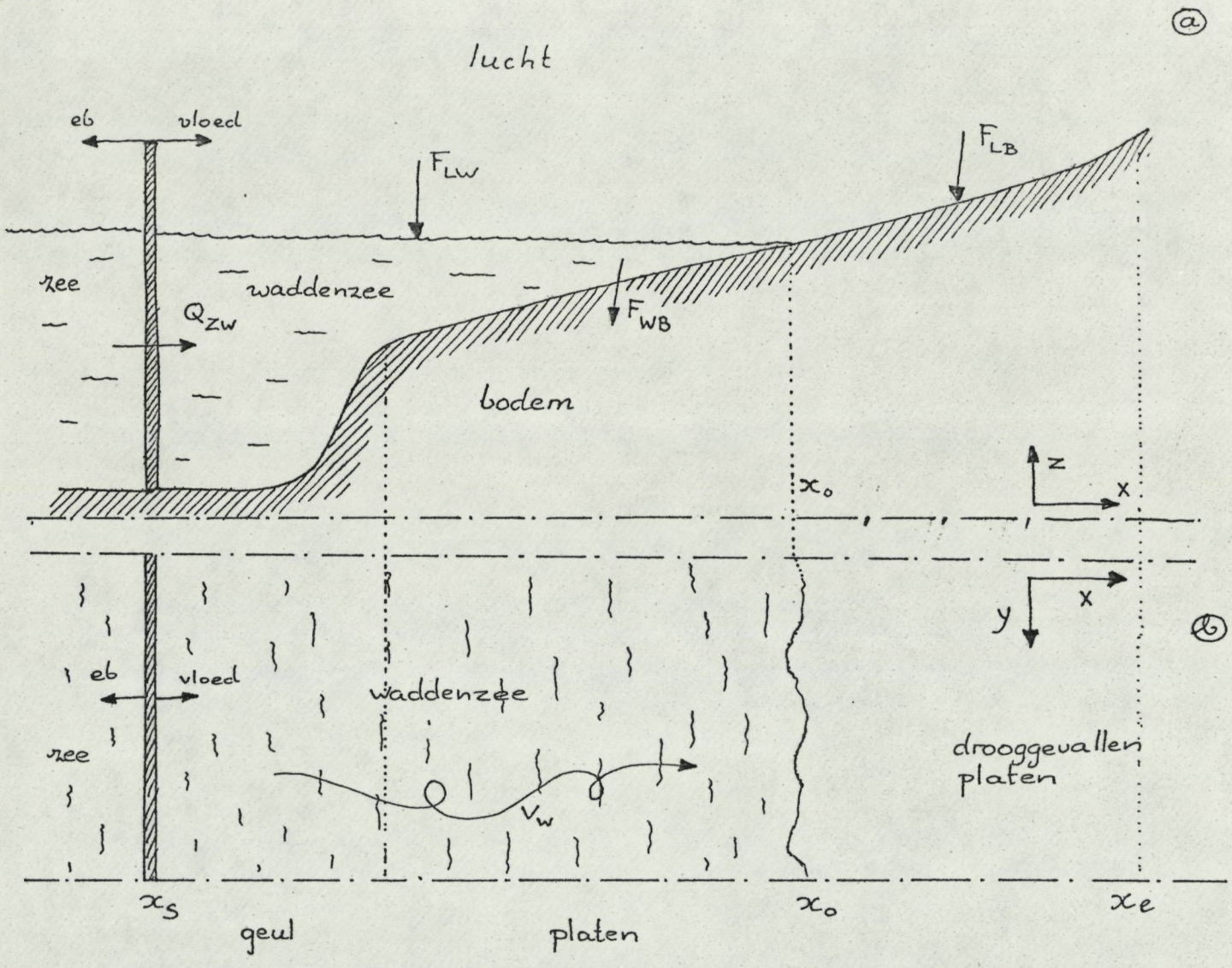


fig 1 tweedimensionale voorstelling van een waddegebied.
 @ : doorsnede.
 ⊙ : bovenaanzicht.

In (2.4.2) wordt de warmtebalans van een gebied, dat onder water staat, besproken. Door de horizontale waterbewegingen is deze warmtebalans niet meer lokaal te beschouwen, maar gekoppeld aan die van het omringende water.

2.4.1 de warmtebalans van drooggevalle bodem (laagwater)

Warmteuitwisseling vindt nu plaats aan de bodemoppervlakte (fig 2). De warmtebalans (vgl. (2.2), toegepast op de bodemoppervlakte, geeft met vgl (2.11) :

$$F_Z + F_L + F_H + F_E = F_{LB} = -\lambda \frac{\partial T_B(0,t)}{\partial z} \quad (2.11)$$

Wanneer we het bodemkompartiment beschouwen tot een diepte z_0 , waar de verticale warmtestroom verwaarloosbaar is vinden we met vgl'n (2.12) en (2.1) :

$$\frac{dW}{dt} = \int_0^{z_0} (\rho_B \cdot c_{PB} \cdot \frac{\partial T(z,t)}{\partial t}) dz = F_{LB} \quad (2.13)$$

2.4.2 de warmtebalans van een gebied, dat onder water staat (hoogwater)

Warmteuitwisseling met de atmosfeer vindt nu aan het wateroppervlak plaats (fig 3). Alleen wanneer de waterstand erg laag is en het water niet troebel, kan een groot gedeelte van de zonnestraling

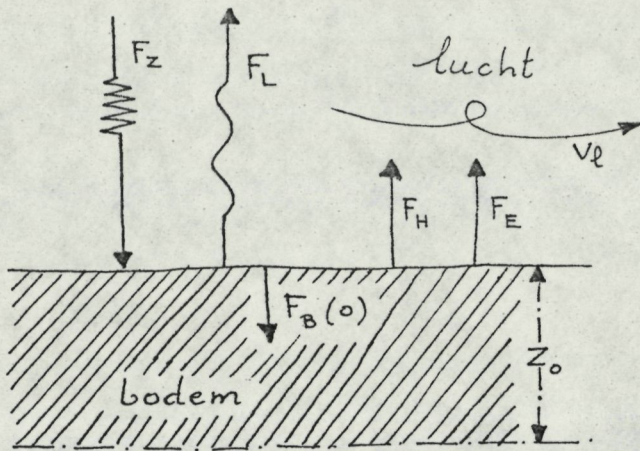


fig 2. De componenten van de warmteoverdracht aan de bodemoppervlakte.

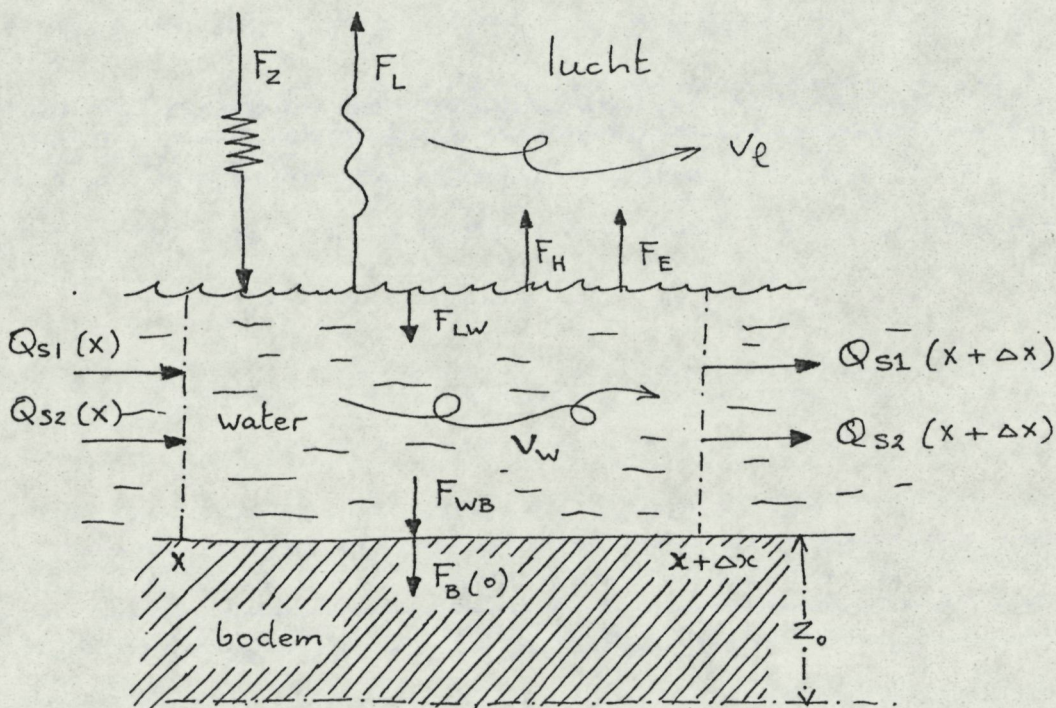


fig 3. De componenten van de warmteoverdracht wanneer het wad onder water staat.

de wadbodem direct bereiken, maar deze omstandigheden komen in het waddegebied slechts korte tijd voor. De warmtebalans (2.2) toegepast op het wateroppervlak geeft:

$$F_z + F_L + F_H + F_E = F_{LW} \quad (2.14)$$

De warmteuitwisseling tussen water en bodem (F_{WB}) wordt meestal gekenmerkt door een grote turbulente overdrachtscoëfficiënt, zodat de temperatuurverschillen tussen bodemoppervlakte en water altijd klein blijven. Bij de berekeningen kan gesteld worden, dat deze temperaturen gelijk zijn (overdrachtscoëfficiënt $\rightarrow \infty$)

$$T_w(x) = T_B(x, 0) \quad (2.15)$$

De warmteoverdracht van water naar bodem (F_{WB}), wordt nu bepaald door de temperatuurgradiënt in de bodem aan de oppervlakte:

$$F_{WB} = F_B(0) = -\lambda \left(\frac{\partial T_B}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (2.16)$$

Tengevolge van de turbulentie zal het water meestal goed gemengd worden, zodat verticale temperatuurgradiënten in het water klein en verwaarloosbaar zullen zijn. Grote horizontale temperatuurverschillen kunnen wel optreden, vooral door verschillen in opwarmings- en afkoelingsnelheid.

tussen gebieden met verschillende waterdiepte.

Met de getydestromen en de stromingen t.g.v. wind, treedt daarom bijna steeds horizontaal warmte-transport op. De richting en grootte van de getydestroming: v_w is, op grond van de waterhoogte als functie van de tijd: $h_0(t)$, te berekenen.

Door deze stroming treedt warmte-transport op tussen hoge en lage gedeelten van het wad: Q_{s1} .

Menging van watermassa's op het wad zal een vereffening van temperatuurverschillen tengevolge hebben. Het warmte-transport tengevolge van deze menging: Q_{s2} , kunnen we beschouwen als diffusie-proces, met een diffusiecoëfficiënt: m_1 , die sterk van de windsterkte zal afhangen.

We beschouwen nu de warmtebalans (vgl. 2.1) van de waterlaag ter plaatse: x met een oppervlakte:

$$dA = y_0 dx \quad (2.17)$$

waarin: y_0 de 'breedte' van het wad (zie fig 1)

vgl (2.1) gaat nu over in: (zie fig 3)

$$\frac{dW}{dt} = - \frac{\partial Q_{s1}}{\partial x} dx - \frac{\partial Q_{s2}}{\partial x} dx + y_0 F_{LW} dx - y_0 F_{WB} dx \quad (2.18)$$

Voor $\frac{dW}{dt}$ kan geschreven worden:

$$\frac{dW}{dt} = \rho_w \cdot c_{pw} \cdot y_0 \cdot dx \cdot \frac{\partial(h \cdot T_w)}{\partial t} \quad (2.19)$$

waarin: ρ_w de dichtheid van water. ($\approx 10^3 \text{ kg/m}^3$)
 c_{pw} de soortelijke warmte van water. ($\approx 4.2 \cdot 10^3 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$)
 h de waterdiepte. (m.)

Voor Q_{s1} en Q_{s2} kan geschreven worden:

$$Q_{s1} = \rho_w \cdot c_{pw} \cdot v_w \cdot y_0 \cdot h \cdot T_w \quad (2.20)$$

$$Q_{s2} = -m_1 \cdot \rho_w \cdot c_{pw} \cdot y_0 \cdot h \frac{\partial T_w}{\partial x} \quad (2.21)$$

Uitwerking van vgl (2.18) m.b.v. vgl'n (2.14), (2.16) en (2.19) t/m (2.21) levert, na eliminatie van v_w (zie appendix 2):

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_w}{\partial t} = & - \frac{x_0 - x}{h} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \cdot \frac{\partial T_w}{\partial x} & \text{I} \\ & - \frac{m_1}{h} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial T_w}{\partial x} - m_1 \frac{\partial^2 T_w}{\partial x^2} & \text{II} \\ & + \left\{ F_z + F_L + F_H + F_E + \lambda \left(\frac{\partial T_B}{\partial z} \right)_{z=0} \right\} \frac{1}{h \cdot \rho_w c_{pw}} & \text{III} \end{aligned} \quad (2.22)$$

waarin: x_0 de plaats tot waar het wad onder water staat (zie fig 1).

In vgl. (2.22) zijn de verschillende mechanismen, die het temperatuurverloop in het water bepalen, terug te vinden: de temperatuurverandering door de getijde - stroming (I), de temperatuurverandering door horizontale menging in de watermassa (II) en de warmteuitwisseling met lucht en bodem (III). Door (numerieke) integratie van vgl. (2.22) kan het temperatuurverloop in het water bepaald worden.

De warmtebalans van al het waddenzeewater kan gevonden worden door integratie van vgl (2.18) over de gehele wateroppervlakte. Aan de scheidingswand kan menging met zeewater, bij een temperatuurverschil tussen de watersoorten, met warmte-transport gepaard gaan (Q_{zw}):

$$Q_{zw} = m_2 \cdot h_0 \cdot \rho_w c_{pw} \cdot y_0 \cdot (T_w(\text{wad}) - T_w(\text{zee}))$$

waarin: h_0 de waterhoogte in de geul. (m) (2.23)
 m_2 een parameter, die de menging tussen waddenzeewater en zeewater bepaalt. (%)

De warmtebalans van al het waddenzeewater luidt nu:

$$y_0 \int_{x_s}^{x_0} (\rho_w c_{pw} h \frac{\partial T_w}{\partial t}) dx = y_0 \int_{x_s}^{x_0} (F_{LB} - F_{WB}) dx + Q_{zw}$$

(2.24)

waarin: x_s de positie van de scheidingswand (fig 1)

De warmtebalans van het gehele waddegebied, bodem en water wordt gegeven door:

$$y_0 \int_{x_s}^{x_0} (\rho_w c_{pw} h \frac{\partial T_w}{\partial t}) dx + y_0 \int_{x_0}^{x_e} \int_{0}^{z_0} \rho_B c_{pB} \frac{\partial T_B}{\partial t} dx dz =$$

$$y_0 \int_{x_s}^{x_0} F_{LW} dx + y_0 \int_{x_0}^{x_e} F_{LB} dx + Q_{zw}$$

(2.25)

Uitgaande van de tot nu toe gevonden vergelijkingen kan een rekenmodel opgesteld worden, waarmee de in het waddegebied voorkomende temperaturen en de componenten van de warmtebalans, onder uiteenlopende omstandigheden, kunnen worden berekend.

2.5 Het numerieke model.

2.5.1 inleiding.

Voor de numerieke berekeningen moeten de vergelijkingen worden gediskretiseerd. Voor de onafhankelijke variabelen is de stapgrootte: Δx , Δy , Δz en Δt . Differentiaalquotienten gaan over in differentiequotienten.

Het berekenen van de temperaturen en de componenten van de warmtebalans verloopt dan in beginsel als volgt:

Uitgaande van een gegeven beginsituatie wordt de situatie telkens een tijdsinterval Δt later berekend.

In dit programma wordt daarbij gebruik gemaakt van een iteratieve methode en van de Dunder-Schmidt methode; beide methoden worden in appendix 3 nader besproken. In het rekenmodel wordt uitgegaan van de in fig 1 a en b gegeven tweedimensionale voorstelling. Het diskretiseren van deze voorstelling is in fig 4 geïllustreerd.

De gevolgde rekenprocedures zullen we aan de hand van het stroomschema op blz 25 bespreken.

De volledige tekst van hoofd- en subprogramma's met een lijst van daarin voorkomende symbolen en van benodigde invoerkaarten wordt als bijlage aan dit verslag toegevoegd.

Het programma is geschreven in FORTRAN-IV en de berekeningen zijn uitgevoerd op de IBM-370 machine aan de TH-Delft.

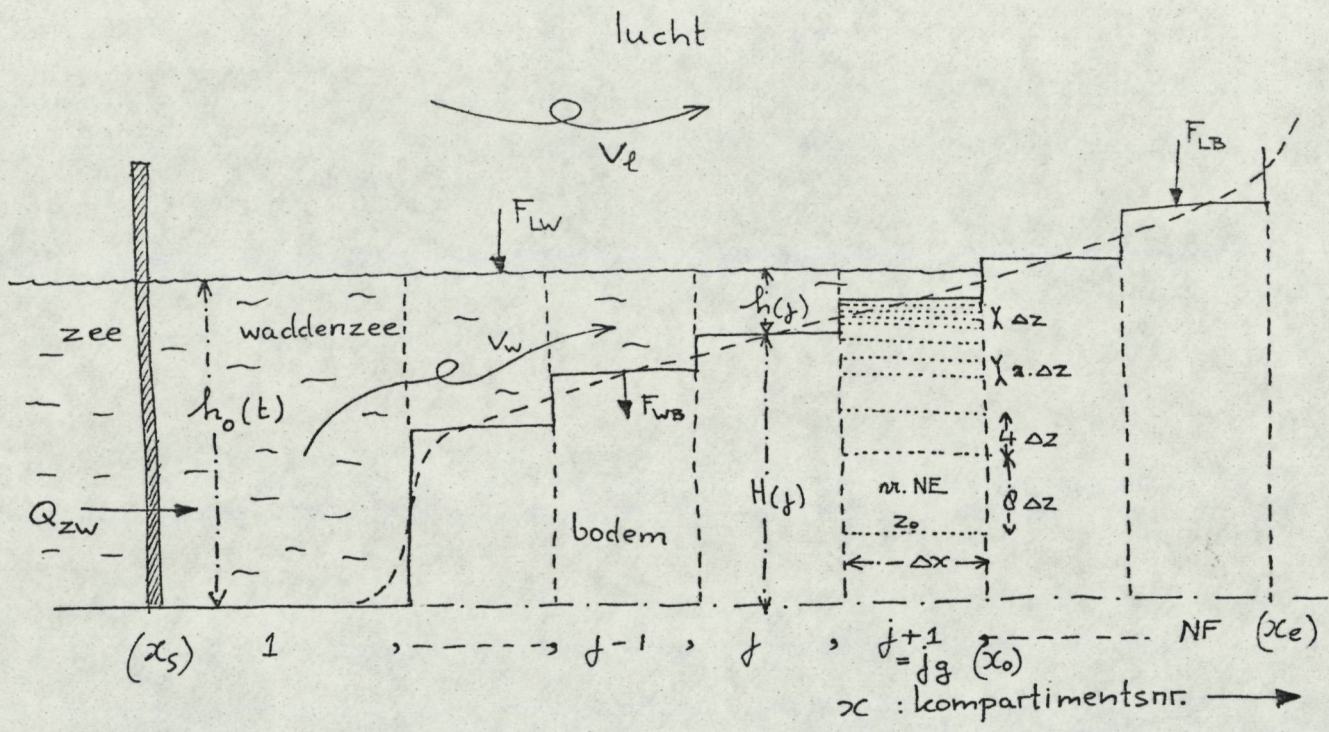
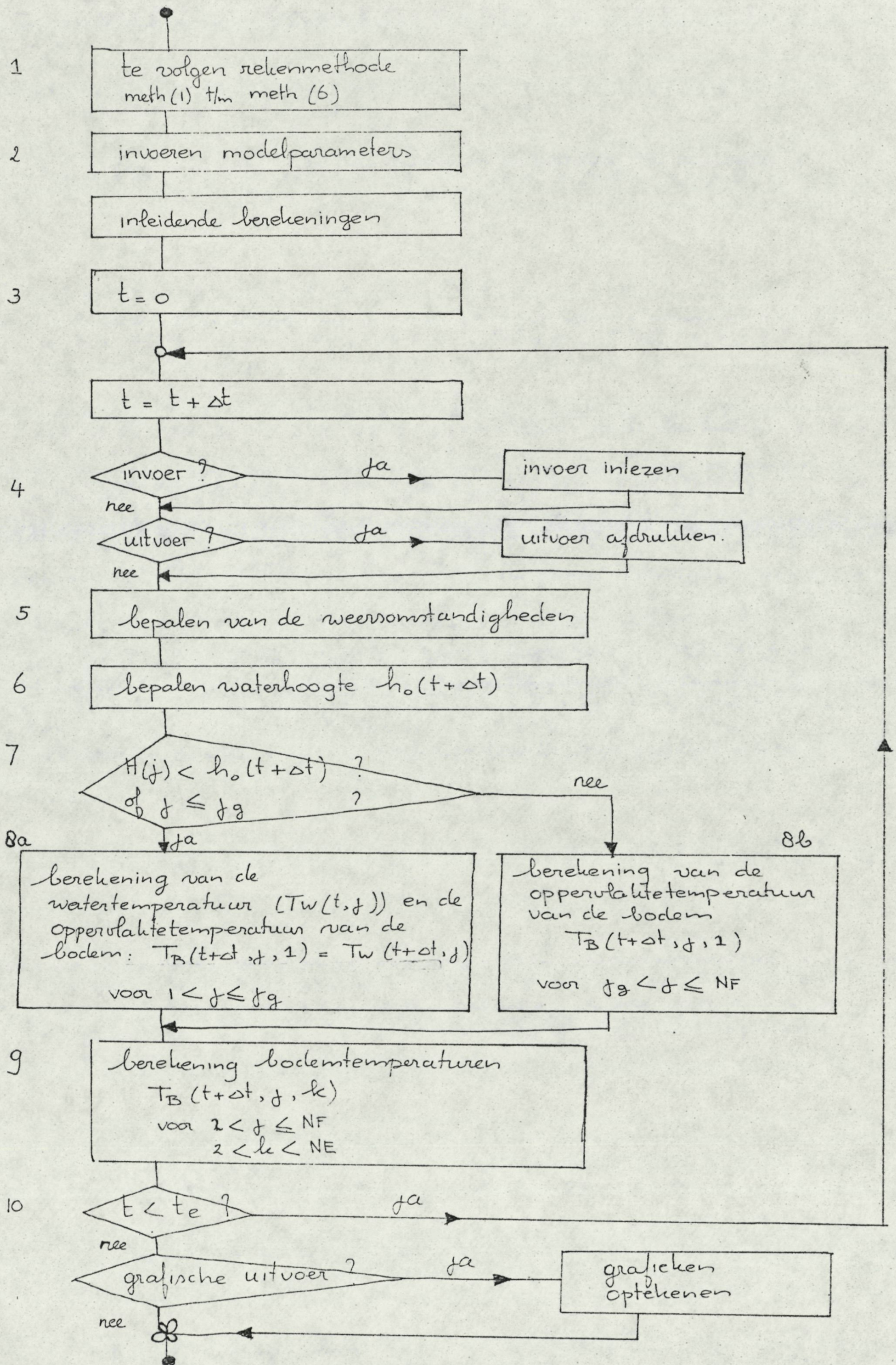


fig. 4 gediskretiseerde voorstelling van het wad

2.5.2 bespreking van de elementen van het stroomschema (zie blz 25)

- 1 Door het invoeren van een reeks getallen kunnen de omstandigheden en voorwaarden worden gekozen, waaronder de berekening moet worden uitgevoerd en de in- en uitvoer moeten worden georganiseerd.
Een schematisch overzicht van de keuzemogelijkheden wordt in appendix IV gegeven.
- 2 Het opbouwen van het rekenmodel en het invoeren van de modelparameters bestaat uit de volgende stappen:
 - * opgeven tijdsinterval: Δt en de lengte van de rekenperiode
 - * invoeren van de horizontale en verticale compartimentering van het waddengebied in resp. NF en NE stappen (zie fig 4); opgeven van de hoogteverdeling van de bodem: $H(i)$ ($i = 1 + 1_m NF$).
 - * opgeven bodemeigenschappen: ρ_B , C_{PB} , λ_B en emissievermogen en albedo van bodem en water.
 - * opgeven van de parameters die de waterhuishouding bepalen: totale watermassa, de waterstand in fouriercomponenten van het astronomisch getij, de faktor, die de menging tussen waddenzeewater en zeewater bepaalt: m_2 en de faktor, die de menging op de platen bepaalt: m_1 , de zeewatertemperatuur.
 - * invoeren meteorologische parameters voor:
 - kortgolwige straling: vgl. (2.3), langgolwige straling: vgl. (2.4)
 - en konvektieve overdracht: vgl. (2.6)
 - * invoeren meteorologische omstandigheden:
luchttemperatuur en -vochtigheid, windsnelheid,

Stroomschema van het numerieke riadmodel



bewolking, datum of netto straling:

- * organiseren van de uitvoer.
 - * opgeven van de beginsituatie: water- en bodemtemperatuur, de fase van de getydebeweging (beginwaterstand) en de tijd op de dag dat de berekening moet beginnen.
- 3 Uitgaande van de situatie op het begintijdstip: $t = 0$ wordt het volgende programmadeel (t/m g) vele malen doorlopen om de situatie telkens Δt (sec.) later te berekenen.
 - 4 Alvorens tot rekenen over te gaan, wordt eerst nagegaan of modelparameters moeten worden gewijzigd, of dat in- en uitvoeropdrachten moeten worden uitgevoerd.
 - 5 Uit de invoergegevens worden de weersomstandigheden op het onderhavige tijdstip bepaald, om de componenten van de warmtebalans te kunnen berekenen.
 - 6 De waterhoogte op het onderhavige tijdstip wordt bepaald. Met de opgegeven bodemhoogte: $H(j)$, kan nu bepaald worden tot welk kompartiment de bodem onder water staat: $j = j_g$ en hoe groot de waterdiepte in elk kompartiment is:
 - 7 Voor de bodemkompartimenten, die onder water staan geldt: $h_0 > H(j)$ of $1 < j \leq j_g$; we voeren dan programmadeel 8a uit. Voor de bodemkompartimenten, die droog staan, geldt: $h_0 < H(j)$ of $j_g < j \leq N_F$ en wordt programmadeel 8b uitgevoerd.
 - 8a Voor het gedeelte van het wad, dat onder water staat, wordt de watertemperatuur en daarmee,

volgens vgl (2.15), tegelyk de oppervlaktetemperatuur van de bodem berekend met behulp van vergelijking (2.22). Het voor numerieke berekening geschikt maken van deze vergelijking en het stroomschema van de berekening worden in appendix III.4 beschreven.

Kort gezegd komt de berekening erop neer, dat voor elke kompartiment de warmteuitwisseling met de atmosfeer: F_{LW} en de bodem: F_{WB} worden bepaald en de warmteuitwisseling met de aangrenzende kompartimenten door stroming en menging: Q_{S1} en Q_{S2} .

(zie fig 3 blz 17)

— 86 Voor het drooggevallen gedeelte van de platen worden op grond van de meteorologische omstandigheden de warmteuitwisseling met de atmosfeer: F_{LB} en de oppervlaktetemperatuur van de bodem: $T_B(t, j, 1)$ bepaald. Voor deze berekeningen maken we gebruik van vgl (2.12), waarin de differentiaalquotiënten worden vervangen door differentiequotiënten, zodat de volgende vergelijking verkregen wordt:

$$F_{LB}(\overline{T_B(t, j, 1)}) = \lambda_B \cdot \frac{(T_B(t+\Delta t, j, 1) - T_B(t, j, 2))}{\Delta z} \quad (2.26^a)$$

die ook herschreven kan worden tot:

$$T_B(t+\Delta t, j, 1) = \frac{\Delta z}{\lambda_B} \cdot F_{LB}(\overline{T_B(t, j, 1)}) + T_B(t, j, 2) \quad (2.26^b)$$

waarin: $T_B(t, j, 1)$ de oppervlaktetemperatuur in kompartiment j op tijdstip t ($^{\circ}C$)
 $\overline{T_B(t, j, 1)}$ de over het tijdsinterval tussen t en $t+\Delta t$ gemiddelde oppervlaktetemp. ($^{\circ}C$)

$T_B(t, j, z)$: de bodemtemperatuur op Δz (m) diepte ($^{\circ}\text{C}$)

Wanneer de bodemtemperaturen op tijdstip t bekend zijn, kunnen de oppervlaktetemperaturen op tijdstip $t + \Delta t$ m.b.v. vgl (2.26 b) berekend worden. Deze berekening wordt volgens een iteratieve methode uitgevoerd; het stroom-schema wordt in appendix III.3 gegeven.

- g Met de in 8a en 8b gevonden waarden voor de oppervlaktetemperatuur als randvoorwaarde kan nu de temperatuurverdeling in de bodem op tijdstip $t + \Delta t$ berekend worden uit de temperatuurverdeling op tijdstip t . Voor de integratie van de diffusievergelyking: (2.10) maken we gebruik van de Schmidt-methode.

Bij een tijdsinterval Δt behoort nu een stapgrootte in de diepte: (zie appendix III.2)

$$\Delta z = \sqrt{\frac{2 \cdot \lambda_B \cdot \Delta t}{\rho_B c_{pB}}} \quad (2.27)$$

Aan de oppervlakte varieert de temperatuur snel, de intervallen Δt en Δz moeten daar dan ook klein gekozen worden. Dieper in de bodem varieert de temperatuur veel minder snel, we kunnen daar de tijdsintervallen 4, 16 of 64-maal zo lang kiezen als aan de oppervlakte en vinden dan een stapgrootte in de diepte, die (volgens (2.27)) 2, 4 resp 8 maal zo groot is als dicht onder de oppervlakte. Zo kan zonder al te veel rekentijd tot op grote diepte het temperatuurverloop voldoende nauwkeurig

berekend worden. Het stroomschema van deze rekenwijze is in appendix III.5 gegeven.

- 10 Wanneer het programma de hele periode heeft door-
gerekend: $t = t_e$, kunnen de in een achtergrondgeheugen
opgeborgen tussenresultaten grafisch worden uitgevoerd.
Zowel het verloop van de bodem- en watertemperaturen
(op max. 11 plaatsen) als de grootte van de verschillende
vormen van warmteoverdracht van bodem naar atmosfeer,
van water naar atmosfeer en van water naar bodem
kunnen opgetekend worden. Ook de dagelijkse gemiddelden
van al deze variabelen kunnen grafisch worden uitgevoerd.
(zie appendix IV).

3 De warmtehuishouding van de wadbak.

3.1 inleiding, het modelwad.

Voor biologisch, ekologisch onderzoek is in het aquariumgebouw van het N.I.O.Z. een wadmodel gebouwd in de vorm van een betonnen bak met horizontale afmetingen van 2.45×10 m., gevuld met een halve meter dikke laag bodemmateriaal uit de Molebaai, een klein stuk wad bij de zuidpunt van Texel (zie fig 5). In de bak wordt door een pompinstallatie de getydebeweging met een periodetijd van $12\frac{1}{2}$ uur nagebootst.

Bij laagwater is de bodem drooggevallen, bij hoogwater is de waterhoogte gemiddeld 40cm.

Boven de bak kan door ventilatoren wind worden geproduceerd. De zonnestraling wordt nagebootst door boven de bak een 24-tal lampen te hangen. De daglengte is konstant 12-uur (van 6-18 uur) en de 'zonnestraling' is gedurende de dag konstant.

Aan de warmtehuishouding van dit kunstwad zijn metingen verricht om het temperatuurverloop en de termen van de warmtebalans te bepalen en te kunnen vergelijken met de omstandigheden buiten. Voordelen van dit modelonderzoek t.o.v. het onderzoek op het 'echte' wad zijn, dat de

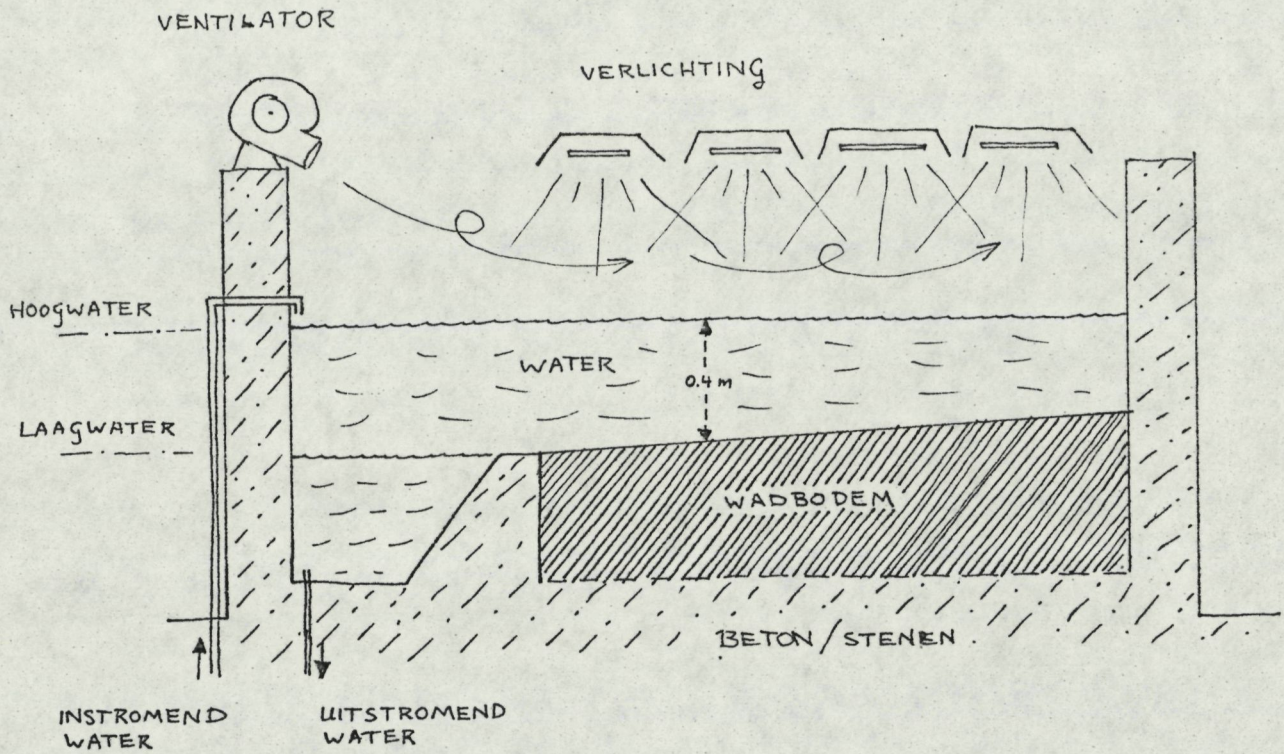


FIG. 5 : HET MODELWAD : "DE WADBAK"

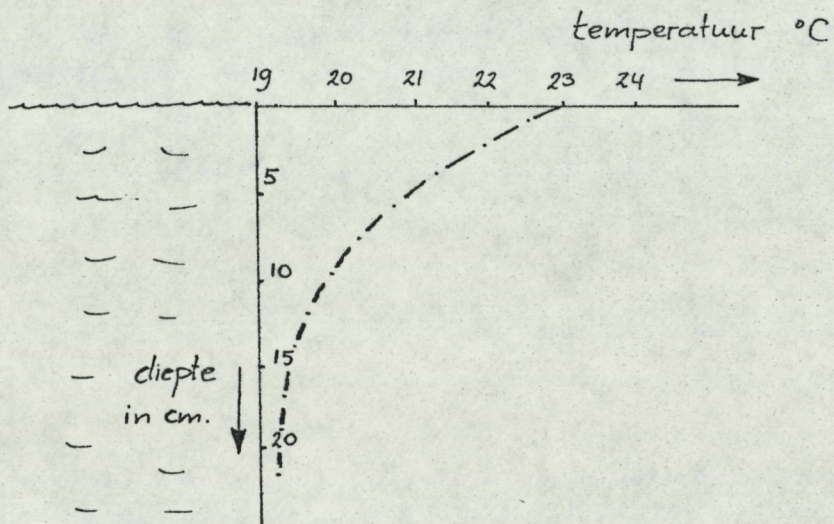


FIG 6 : TEMPERATUURVERLOOP IN HET WATER ZONDER WIND : (---)

8 MAART '75 11 u 30.

meteorologische omstandigheden en het oceanografische getij veel konstanter gehouden kunnen worden en dat de meettechnische problemen en de kans op storingen aan de meetapparatuur veel kleiner zijn. Bijzondere voordelen zijn: de mogelijkheid de verdamping te bepalen door meting van het zoutgehalte van het water en de mogelijkheid meetapparatuur dicht onder de oppervlakte in de bodem aan te brengen.

Vanwege de kleine schaal van het model zijn verschillende fysische omstandigheden geheel anders dan buiten. In het model zijn zonder wind de stroomnelheden altijd praktisch nul, zodat menging in de waterlaag alleen door vrije convektie en diffusie kan plaatsvinden, en stratificatie kan optreden. (zie fig 6). Boven het kunstwad heeft in de wind geen opbouw van een dikke turbulente grenslaag plaatsgevonden en kunnen de omstandigheden van plaats tot plaats sterk verschillen. Doordat het water door het gebouw circuleert, vindt ook daar warmteuitwisseling plaats. Bovendien kan warmtetransport door geleiding naar de wanden en bodem van de bak een rol van betekenis spelen.

3.2 de warmtebalans

Overeenkomstig de werkwijze in hoofdstuk 2 kan voor het modelwad de warmtebalans worden opgesteld. Vanwege het kunstmatige klimaat zijn belangrijke vereenvoudigingen aan te brengen. Voor de verschillende termen van de warmtebalans kunnen de volgende betrekkingen worden opgesteld.

- * F_z , de 'zonnestraling', is bij benadering konstant en gelijk aan de netto-straling van de lampen, die door de bodem- of de wateroppervlakte geabsorbeerd wordt.
- * F_L : Met F_L wordt in dit hoofdstuk bedoeld: De netto-langgolvlige straling, waarvan de door de lampen uitgezonden langgolvlige straling is afgetrokken. F_L wordt dan bepaald door het verschil tussen de oppervlakte-temperatuur van bodem: $T_B(0)$ of water: T_w en de temperatuur van de afdekking van de ruimte, waar het model geplaatst is. De temperatuur van de afdekking zal in benadering gelijk zijn aan de luchttemperatuur: T_l . Nu kan geschreven worden (voor de bodemoppervlakte):

$$F_L = 4\sigma \bar{T}^3 (T_B(0) - T_l) \approx 5.5 (T_B(0) - T_l) \quad (3)$$

hierin is: \bar{T} de gemiddelde bodem en luchttemperatuur $\approx 15^\circ\text{C}$

Bij de berekeningen wordt F_L bepaald door meting van de lucht-, water- en bodemtemperaturen.

Uit de definitie van F_L volgt, dat F_z bepaald kan worden, door meting van de netto-straling op tydstippen, dat de oppervlaktetemperatuur weinig verschilt van de luchttemperatuur (vaak het geval bij hoogwater).

- * F_H : de konvektieve overdracht van 'voelbare' warmte wordt gegeven door formule (2.5). Met verwaarlozing van de dichtheidsafhankelijkheid van de turbulente overdrachtscoëfficiënt: $K(v, \Delta\rho)$ heeft $K(v)$ een konstante waarde in een periode met konstante windsnelheid.

$$\begin{aligned} F_H &= 1.25 \cdot 10^3 \cdot K_B(v) \cdot (T_B(0) - T_l) && \text{bodem} \\ F_H &= 1.25 \cdot 10^3 \cdot K_w(v) \cdot (T_w - T_l) && \text{water} \end{aligned} \quad (3.2)$$

Wanneer we de overdrachtscoëfficiënt kennen kan F_H bepaald worden door meting van lucht-, water- en bodemtemperatuur.

- * F_E : de warmteoverdracht door verdamping wordt analoog aan F_H gegeven door vgl (2.8):

$$\begin{aligned} F_E &= 2.5 \cdot 10^3 K_B(v) \cdot (e_0 - e_l) && \text{bodem} \\ F_E &= 2.5 \cdot 10^3 K_w(v) \cdot (e_0 - e_l) && \text{water} \end{aligned} \quad (3.3)$$

Uit de toename van het zoutgehalte kunnen we direct de verdamping bepalen en vervolgens kan dan $K(v)$ berekend worden.

- * F_g : de warmteuitwisseling tussen water en omgeving, wanneer het water zich niet in de

wadballi bevindt, kan bepaald worden door het temperatuurverschil te meten tussen instromend en uitstromend water.

* F_R : de warmteoverdracht tussen bal en omgeving door geleiding kan moeilijk direct gemeten worden. We zullen F_R laten fungeren als "sluitpost" van de warmtebalans.

De warmtebalans van de bodemoppervlakte : vgl (2.12) geeft de volgende betrekkingen :

$$\begin{aligned} F_B(0) &= F_{LB} = F_Z + F_L + F_H + F_E && \text{laagwater} \\ F_B(0) &= F_{WB} && \text{hoogwater} \end{aligned} \quad (3.4)$$

Door de watermassa in de bal als één geheel op te vatten, en de invloed van stromingen te verwaarlozen, hetgeen wegens de kleine schaal van het model verantwoord is, vereenvoudigt de warmtebalans van het water : vgl (2.22) tot :

$$\begin{aligned} h \rho c_p \frac{dT_w}{dt} &= F_Z + F_L + F_H + F_E - F_{WB} && \text{hoogwater} \\ h \rho c_p \frac{dT_w}{dt} &= F_G && \text{laagwater} \end{aligned} \quad (3.5)$$

hierin is h de waterhoogte (≈ 40 cm)

Wanneer de temperatuur van het model gedurende een lange periode niet of weinig verandert, geeft de warmtebalans van het gehele wad (water + bodem) over deze periode gemiddeld, de volgende betrekking:

$$\bar{F}_Z + \bar{F}_L + \bar{F}_H + \bar{F}_E + \bar{F}_G + \bar{F}_R = 0 \quad (3.6)$$

waarin de termen van de warmtebalans over water en bodem en over langere tijd gemiddeld genomen zijn.

3.3 de metingen.

Ter bepaling van de termen van de warmtebalans en de temperatuurverdeling in water en bodem, zijn de volgende metingen uitgevoerd. (zie fig 7).

* temperatuurmetingen: ①, ② en ③:

- ① in de bodem op 1, 3, 10 en 30 cm diepte.
- ② in het water 3 en 25 cm boven de bodemoppervlakte en bij de instroom- en uitstroomopeningen.
- ③ in de lucht op 25 en 75 cm boven het water.

Deze metingen werden uitgevoerd met n.t.c. weerstandsthermometers. Iedere vijf minuten wordt de temperatuur op een wasrol opgetekend. Vanaf deze wasrollen is de temperatuur uurlijks in tabellen opgenomen en grafisch uitgeset. De nauwkeurigheid wordt geschat op 0.2°C .

* luchtvochtigheidsmeting: ④

Door een thermohygrograaf wordt naast de luchttemperatuur de relatieve vochtigheid gemeten. Ook het verloop van de luchtvochtigheid is grafisch opgetekend. Een nattebol-thermometer werd gebruikt om de thermohygrograaf te ijken.

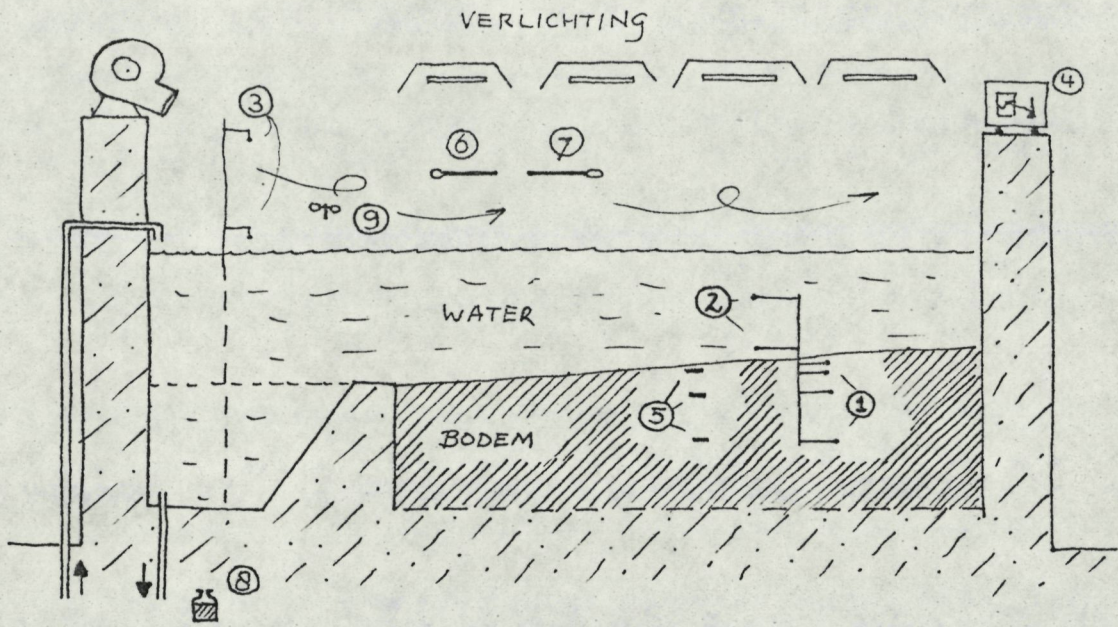


FIG 7 : OVERZICHT VAN DE IN DE WADBAK
UITGEVOERDE METINGEN

* meting van de warmtestroomdichtheid: ⑤

In de bodem is met fluxplaatjes de warmtestroomdichtheid op 1, 10 en 30 cm diepte gemeten en op grafiek uitgeret.

* stralingsmetingen: ⑥ en ⑦

Boven de bak werd de kortgolvlige straling: $\lambda < 3 \mu$ ⑥ en de nettostraling (langgolvlige + kortgolvlige) straling ⑦ gemeten. De nettostraling is over perioden van zes uur gemiddeld in tabellen opgetekend.

* meting van zoutgehalte: ⑧

Het zoutgehalte wordt met de autolab zoutmeter van het N.I.O.Z. tot op 0.003 ‰ nauwkeurig gemeten ter bepaling van de verdamping.

* windsnelheid: ⑨

Op verschillende plaatsen boven de bak is de windsnelheid gemeten met een geschatte nauwkeurigheids van 0.3 m/s.

De periode van meten: 12 februari tot 1 mei 1975 kan worden onderverdeeld in drie perioden:

1^e 12/2 t/m 20/3 : géén wind, warmteoverdracht door straling en vrije convectie.

2^e 21/3 t/m 9/4 : windsterkte 3.6 m/s, sterke verdamping.

3^e 10/4 t/m 30/4 : windsterkte 1.7 m/s, minder sterke verdamping.

3.4 het temperatuurverloop in lucht, water en bodem.

Uit elke van de drie meetperiodes is in fig 8 van een paar opeenvolgende dagen het temperatuurverloop op verschillende diepten in de bodem weergegeven. Ook het verloop van water- en luchttemperatuur is daarin aangegeven. In fig 9 zijn het dagelijks gemiddelde van de bodem- en luchttemperatuur, en de dagelijkse gang (dit is het verschil tussen de maximum- en minimumtemperatuur op één dag) gedurende de hele meetperiode uitgetet.

Duidelijk is de invloed van de aanwezigheid van wind op het temperatuurverloop waar te nemen. Wanneer er wind over de balc staat, vindt bij laagwater overdag nauwelijks temperatuurstijging in de bodem plaats.

De variaties in de gemiddelde bodemtemperatuur blijken praktisch geheel door de luchttemperatuur bepaald te worden. Het verband tussen de gemiddelde bodemtemperatuur en de gemiddelde luchttemperatuur kan in het optredende temperatuurinterval ($9^{\circ}\text{C} < \bar{T}_l < 19^{\circ}\text{C}$) worden beschreven door de volgende formules

$$\text{periode 1} \quad \bar{T}_B(-1) = \left\{ \frac{2}{3} (\bar{T}_l - 13) + 17.5 \right\} \pm 0.5 \text{ } ^{\circ}\text{C}$$

$$\text{periode 2} \quad \bar{T}_B(-1) = \left\{ \bar{T}_l + 0.3 \right\} \pm 0.3 \text{ } ^{\circ}\text{C} \quad (3.7)$$

$$\text{periode 3} \quad \bar{T}_B(-1) = \left\{ \bar{T}_l + 0.6 \right\} \pm 0.2 \text{ } ^{\circ}\text{C}$$

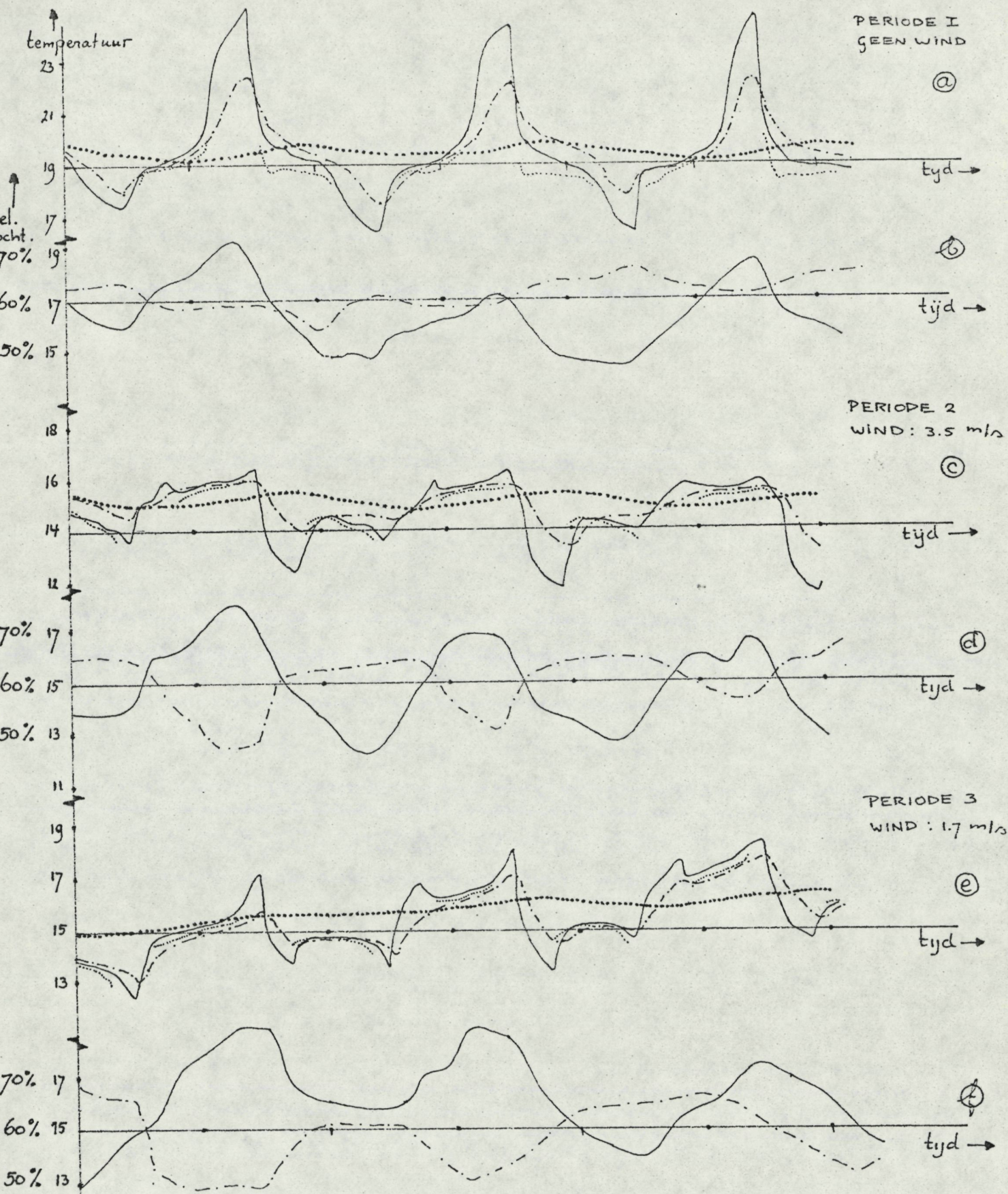
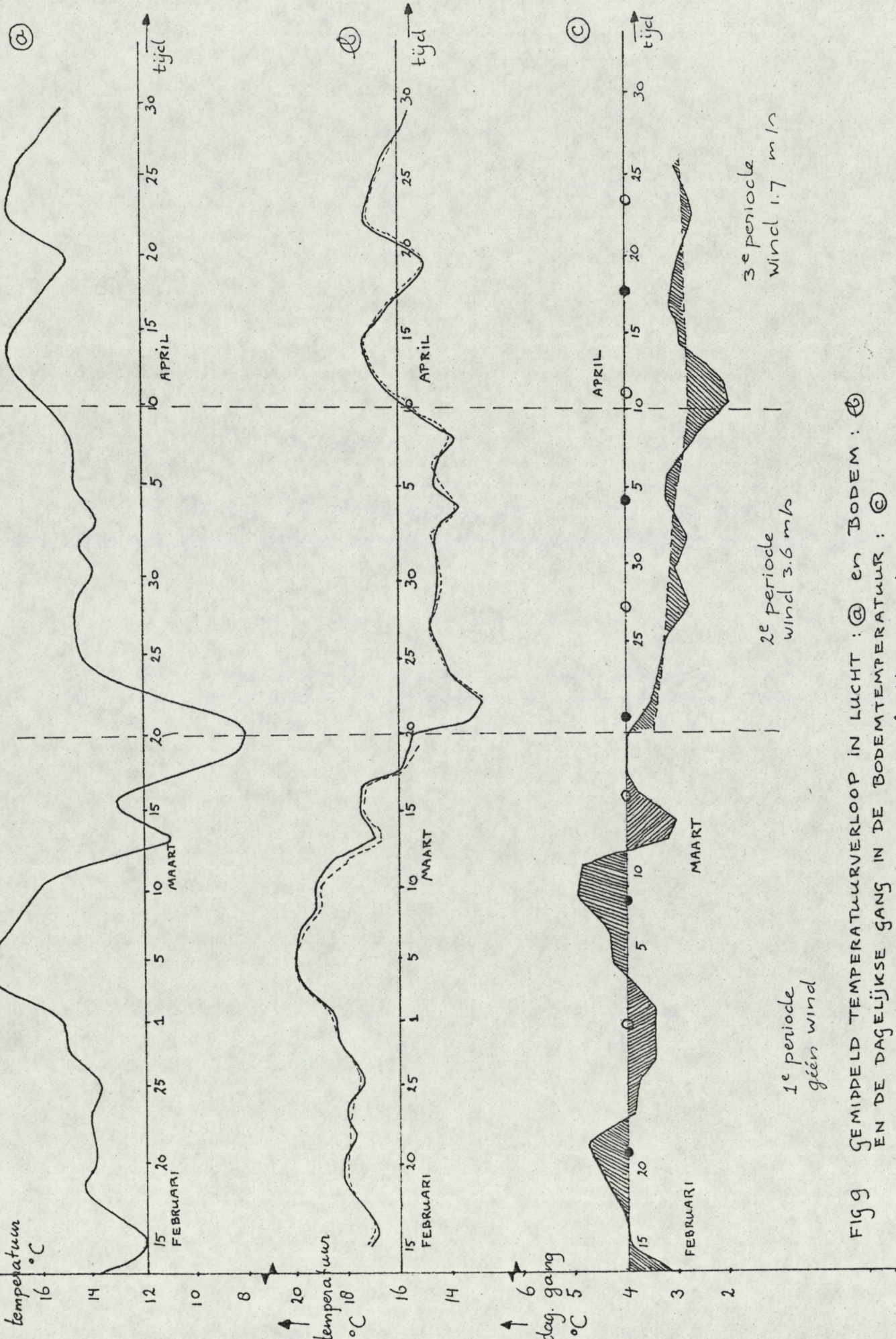


FIG 8 : TEMPERATUURVERLOOP IN BODEM EN WATER VAN DE WADBAK EN HET VERLOOP VAN DE LUCHTTEMPERATUUR EN -VOCHTIGHEID :
 IN: @, © en ⓔ : verloop van de bodemtemperatuur :
 / : op 1cm , - - - : op 10 cm , : op 30 cm diepte
 verloop van de watertemperatuur :
 in : ⓑ, ⓓ en ⓕ : verloop van luchttemperatuur : — en -vochtigheid: -

In fig 9 is het door (3.7) gegeven verband tussen lucht- en bodemtemperatuur uitgezet naast het gemeten verloop van de gemiddelde bodemtemperatuur.

De kleine verschillen tussen het gemeten verloop en het uit de luchttemperatuur met vgl (3.7) bepaalde verloop vertonen geen zichtbare 15-daagse periodiciteit, zodat we voorzichtig kunnen concluderen, dat in het modelwad variaties in de gemiddelde bodemtemperatuur tengevolge van het verschil in periode-tijd tussen getyde-ritme en dag/nachtritme kleiner zijn dan enkele tienden $^{\circ}\text{C}$.

Wél treedt tengevolge van deze verschuiving van de getijden over de dag een duidelijke periodiciteit op in de dagelijkse gang van de bodemtemperatuur (zie fig 9).



FIGG GEMIPPELD TEMPERatuurVERLOOP IN LUCHT: (a) en BODEM: (b) EN DE DAGELIJKSE GANG IN DE BODEMTEMPERatuur: (c)

in (a): dagelijks gemiddelde van de luchttemperatuur: —
 in (b): dagelijks gemiddelde van de bodemtemperatuur op 1 cm diepte: —
 in (c): dagelijkse gang in de bodemtemperatuur op 10 cm diepte: / , ● : maxima in de dagelijkse gang
 ○ : minima in de dagelijkse gang
 en het door vgl (3.7) gegeven verloop: ----

3.5 bepaling van de termen van de warmtebalans.

Op grond van de verrichte metingen kan met de in list 3.2 gegeven betrekkingen de warmtebalans van het wadmodel worden opgezet, zodat het waargenomen temperatuurverloop niet alleen kwalitatief, maar ook kwantitatief verklaard kan worden. Allereerst worden in list 3.5.1 de termen van de over langere perioden gemiddelde warmte balans: vgl (3.6) bepaald. Met de warmtebalans van de bodemoppervlakte: vgl (3.4) worden in list 3.5.2 de parameters van de warmteoverdracht van bodem naar lucht bepaald. De warmtebalans van het water: vgl (3.5) wordt in list 3.5.3 gebruikt om de warmteoverdracht van water naar lucht te bepalen. Vervolgens is het in list 2.4 beschreven rekenprogramma gebruikt om de parameters van de warmtehuishouding te bepalen, door het berekenen van een temperatuurverloop, dat zo goed mogelijk overeenstemt met het gemeten verloop.

3.5.1 de warmtebalans over langere perioden gemiddeld.

In tabel I zijn voor elk van de drie meetperioden gegeven: de over een periode gemiddelde meetgegevens en de op grond daarvan bepaalde, over water en bodem, gemiddelde termen van de warmtebalans.

- F_g : de warmteoverdracht tussen water en omgeving buiten de wadbak, bepaald uit temperatuurverschil tussen in- en uitstromend water
- F_R : De warmteoverdracht door geleiding tussen bak en omgeving via wanden en bodem. Deze is bepaald door het sluitend maken van de warmtebalans : vgl 3.6.

De geschatte mogelijke fout in de metingen en in de berekende termen van de warmtebalans is onder de in de tabel I opgegeven waarden vermeld. De fouten in de bepaling van het gemiddelde temperatuur- en vochtigheidsverschil en van de straling en de verdamping bedragen ongeveer 10%.

De werkelijke waarden van $|\bar{F}_R|$ zijn waarschijnlijk kleiner dan 5 W/m^2 . De berekende waarden van \bar{F}_R duiden in de eerste plaats op fouten in de bepaling van de andere termen van de warmtebalans. De som van de mogelijke fouten is onder de berekende waarde van \bar{F}_R gegeven. Omdat deze som altijd veel groter is dan de waarde van \bar{F}_R kunnen we concluderen, dat bij de bepaling van de termen van de 'gemiddelde' warmtebalans waarschijnlijk geen grove systematische fouten zijn gemaakt.

tabel I	$\overline{T_0 - T_e}$	$\overline{e_0 - e_e}$	$\overline{F_z}$	F_E	$\overline{K(v)}$	$\overline{F_z}$	$\overline{F_H}$	$\overline{F_L}$	$\overline{F_g}$	$\overline{F_R}$
	°C	mmHg	W/m ²	W/m ²	10 ⁻³ m/s	W/m ²	W/m ²	W/m ²	W/m ²	W/m ²
periode 1 (geen wind)	4.5	8.5	210	-55	2.6	105	-15	-25	-10	0
	±0.5	±1	±20	±6	±0.5	±11	±3	±5	±2	±25
periode 2 (wind 3.5 m/s)	-0.6	4.6	175	-125	11.0	88	+9	+3	+8	+17
	±0.3	±0.5	±20	±13	±2.0	±9	±4	±1.5	±3	±30
periode 3 wind 1.7 m/s	-0.3	5.3	175	-93	7.0	88	+3	+2	-7	+7
	±0.2	±0.5	±20	±10	±1.5	±9	±2	±1	±3	±25

hierin zijn: $(\overline{T_0 - T_e})$: het over een periode gemiddelde temperatuurverschil tussen oppervlakte (water of bodem) en de lucht.

- $(\overline{e_0 - e_e})$: het over een periode gemiddelde verschil tussen de waterdampspanning aan de oppervlakte en de waterdampspanning in de lucht.
- $\overline{F_z}$: de overdag gemeten nettostraling van de lampen, waarschijnlijk veroorzaakt de door de wind versterkte afkoeling van de lampen en afname van het langgolvlige gedeelte van deze straling.
- $\overline{F_E}$: de op grond van het zoutgehalte bepaalde gemiddelde verdamping, zie appendix V.
- $\overline{K(v)}$: de op grond van vgl (3.3) en de gemeten verdamping bepaalde gemiddelde turbulente overdrachtscoëfficiënt.
- $\overline{F_z}$: de gemiddelde nettostraling van de lampen: $\overline{F_z} = \frac{1}{2} F_z$
- $\overline{F_H}$: de met $\overline{K(v)}$ en vgl (3.2) bepaalde gemiddelde convectieve overdracht van warmte.
- $\overline{F_L}$: de op grond van vgl (3.1) bepaalde gemiddelde warmteoverdracht door langgolvlige straling.

3.5.2 de warmteoverbracht van bodem naar lucht.

De in hst 3.2 gegeven betrekkingen voor de verschillende termen van de warmtebalans kunnen worden ingevuld in de warmtebalans van de bodemoppervlakte: vgl (3.4). Aldus wordt de volgende vergelijking verkregen:

$$F_{LB} = F_B(0) = F_z - (5.5 + 1.25 \cdot 10^3 \cdot K_B(v)) \cdot (T_B(0) - T_e) - 2.5 \cdot 10^3 \cdot K_B(v) \cdot (e_0 - e_f) \quad (3.8)$$

De warmtestroom door de oppervlakte heen: $F_B(0)$, kan als volgt bepaald worden uit de metingen van de temperatuur en warmtestroomdichtheid op één cm diepte. De warmtebalans van de bodemlaag tussen fluxmeter en oppervlakte geeft de volgende betrekking (zie fig 10):

$$F_B(0) - F_B(-\Delta z) = \rho_B c_{PB} \Delta z \frac{d\bar{T}_B}{dt} \quad (3.9)$$

waarin: Δz de dikte van de oppervlaktelaag ($\approx 1.2 \cdot 10^{-2} m$)
 \bar{T}_B de gemiddelde temperatuur in de oppervlaktelaag. ($^{\circ}C$)

Wanneer de omstandigheden aan het oppervlak niet te snel veranderen, kan in eerste benadering gesteld worden:

$$\frac{d\bar{T}_B}{dt} = \frac{dT_B(-\Delta z)}{dt}$$

$$\text{en: } T_B(0) = T_B(-\Delta z) + \frac{\partial T_B}{\partial z} \cdot \Delta z = T_B(-\Delta z) + \frac{F_B(-\Delta z)}{\lambda} \cdot \Delta z \quad (3.10)$$

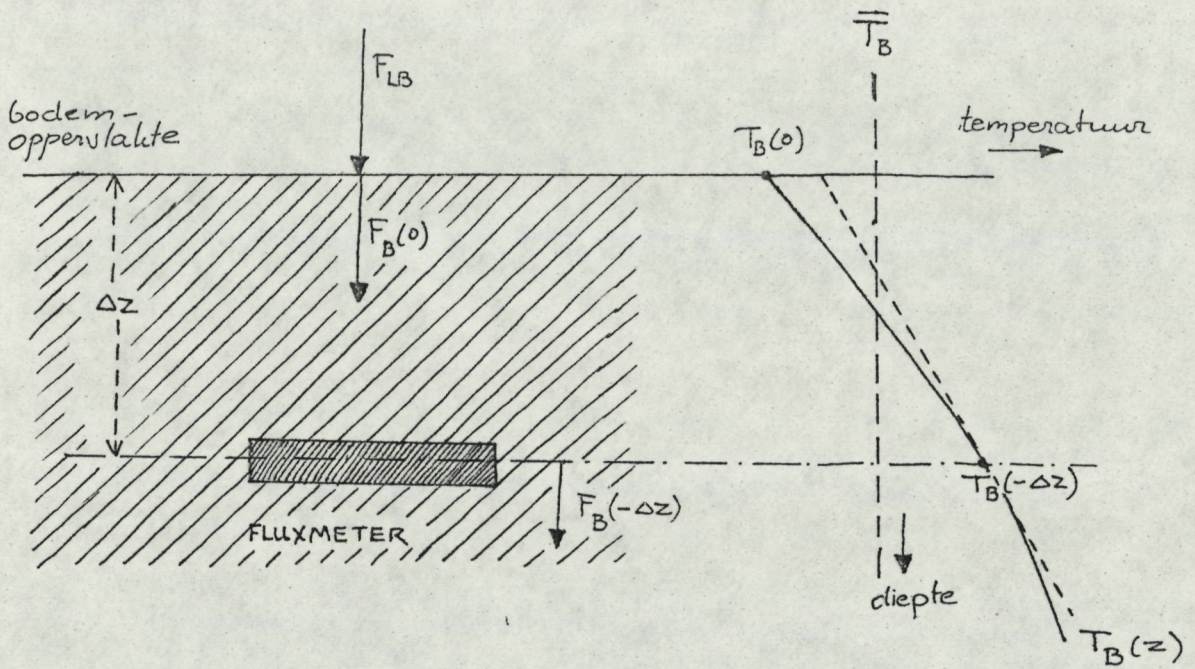


FIG 10 : BEPALING VAN DE OPPERVLAKTETEMPERATUUR : $T_B(0)$
 EN DE WARMTESTROOM DOOR DE OPPERVLAKTE
 HEEN : $F_B(0)$

na invullen van : $\lambda = 2.3 \left(\frac{W}{m^2 \cdot ^\circ C} \right)$, $\Delta z = 1.2 \cdot 10^{-2} (m)$ en $\rho_B \cdot c_{PB} = 3 \cdot 10^6 \left(\frac{J}{m^3} \right)$ volgt temlotte :

$$\begin{aligned} T_B(0) &= T_B(-1.2 \cdot 10^{-2}) + 5 \cdot 10^3 F_B(1.2 \cdot 10^{-2}) \\ F_B(0) &= F_B(-1.2 \cdot 10^{-2}) + 3.6 \cdot 10^4 \frac{dT_B}{dt}(-1.2 \cdot 10^{-2}) \end{aligned} \quad (3.11)$$

Met deze betrekkingen zijn op vele tijdstippen per periode, zowel overdag als 's nachts, de volgende grootheden bepaald : de oppervlaktetemperatuur $(T_B(0))$, de warmtestroom door de oppervlakte heen : $F_B(0)$, het temperatuurverschil tussen oppervlakte en lucht, het dampspanningsverschil tussen oppervlakte en lucht : $e_0 - e_l$. In fig. 11 is voor de verschillende perioden het verband tussen $F_B(0)$ en $(T_B(0) - T_l)$ aangegeven. De afhankelijkheid van $(e_0 - e_l)$ is in fig 11 terug te vinden in de spreiding van meetpunten in verticale richting; lijnen, waaromheen punten liggen, waarbij hetzelfde dampspanningsverschil : $(e_0 - e_l)$ behoort, zijn, met de daarbij behorende waarde van $e_0 - e_l$, aangegeven in fig 11. Door multiple regressieanalyse van de meetresultaten kunnen de grootheden F_z en $K(v)$ in vgl (38) bepaald worden. Voor de verschillende perioden is gevonden :

tabel II ^A	F_z (overdag) $\frac{W}{m^2}$	$K_B(v)$ in $\frac{m}{s}$	\bar{R}
periode 1 géén wind	85 ± 12	$0.8 \cdot 10^{-3} \pm 0.4$	0.92
periode 2 wind 3.5 m/s	76 ± 12	$(4.8 \pm 0.7) \cdot 10^{-3}$	0.91
periode 3 wind 1.7 m/s	82 ± 12	$(3.2 \pm 0.5) \cdot 10^{-3}$	0.88

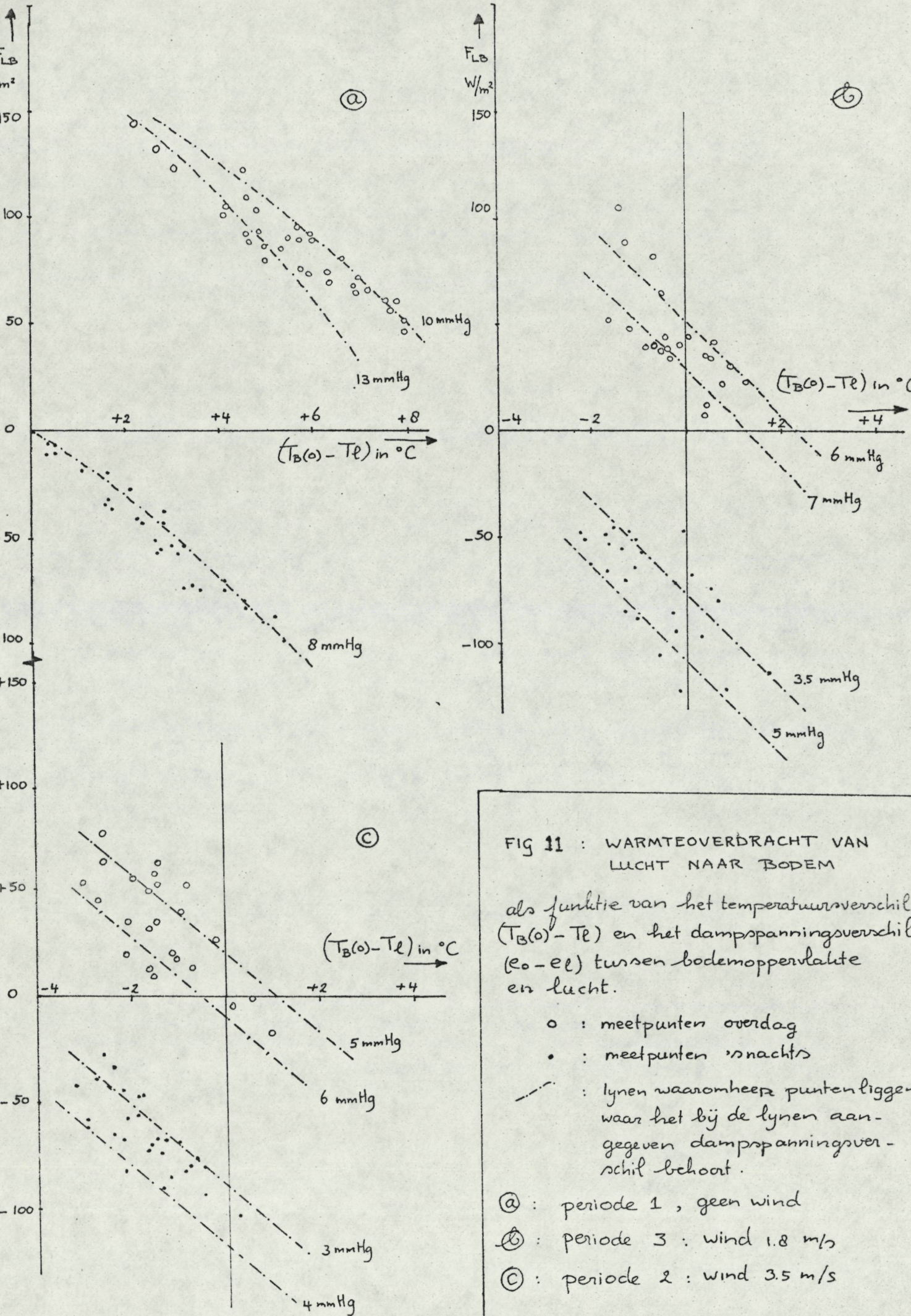


FIG 11 : WARMTEOVERDRACHT VAN LUCHT NAAR BODEM

als functie van het temperatuurverschil $(T_{B(0)} - T_e)$ en het dampspanningsverschil $(e_0 - e_e)$ tussen bodemoppervlakte en lucht.

- : meetpunten overdag
- : meetpunten 's nachts
- - - : lynen waaromheen punten liggen waar het bij de lynen aangegeven dampspanningsverschil behoort.

- Ⓐ : periode 1, geen wind
- Ⓑ : periode 3 : wind 1.8 m/s
- Ⓒ : periode 2 : wind 3.5 m/s

hierin is R de multipele regressiecoëfficiënt tussen $F_B(0)$, $(T_B(0) - T_e)$ en $(e_0 - e_e)$

De aldus bepaalde waarden voor de netto straling van de lampen: F_z is minder dan de helft van de gemeten waarde. De berekende waarde van $K_B(v)$ is ook kleiner dan de helft van de op grond van de verdamping bepaalde waarden van $\bar{K}_B(v)$

Waarschijnlijk geeft de meting van de warmteschoon-
dichtheid door het fluxplaatje dicht onder de oppervlakte
steeds een veel te lage waarde voor $\bar{F}_B(-1)$.

Wanneer de gemeten waarden van $\bar{F}_B(-1)$ ruwweg met
een faktor 2.2 vermenigvuldigd worden is de overeen-
stemming met tabel I erg goed.

tabel II ^B	F_z (overdag)	$\frac{W}{m^2}$	$K_B(v)$ in $10^{-3} \frac{W}{s}$
periode 1 geen wind	(195 ± 25)		2.8 ± 0.5
periode 2 wind 3.5 m/s	(170 ± 25)		10.6 ± 1.5
periode 3 wind 1.7 m/s	(180 ± 25)		7.0 ± 1.0

3.5.3 de warmteoverdracht van water naar lucht.

Wanneer de in hist. 3.2 gegeven betrekkingen voor de verschillende termen van de warmtebalans worden ingevuld in de warmtebalans van de watermassa : vgl (3.5), wordt de volgende betrekking verkregen:

$$F_{LW} = \rho_w c_{pw} h \frac{dT_w}{dt} = F_z - (5.5 + 1.25 \cdot 10^3 K_w(v)) \cdot (T_w - T_l) - 2.5 \cdot 10^3 \cdot K_w(v) \cdot (e_0 - e_l) - F_B(0) \quad (3.12)$$

Bij een waterhoogte van 0.4 m. bedraagt $\rho_w c_{pw} \cdot h$: $1.7 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2$, $\frac{dT_w}{dt}$ wordt bepaald uit de meting van de watertemperatuur, waarbij de waterlaag goed gemengd wordt verondersteld. $F_B(0)$ wordt op de eerder beschreven wijze bepaald uit de meting van de temperatuur en warmteflux op één cm diepte. In fig 12 is voor een groot aantal tijdstippen per periode de warmteoverdracht van lucht naar water : F_{LW} , uitgezet tegen het temperatuurverschil tussen lucht en water : $(T_w - T_l)$ en is ook het dampspanningsverschil : $(e_0 - e_l)$ aangegeven.

Vanwege de grote onnauwkeurigheid bij de bepaling van $\frac{dT_w}{dt}$ is de spreiding tussen de meetpunten nu groter, dan bij de bepaling van de warmteoverdracht van bodem naar lucht, zodat een kleinere multi-pele regressiecoëfficiënt : R gevonden wordt :

Door multi-pele regressieanalyse van de meetresultaten kunnen nu de nog onbekende grootheden F_z en $K_w(v)$ in vgl (3.12) bepaald worden :

tabel III	(overdag) F_z in W/m^2	$K_w(v)$ in $10^{-3} m/s$	TR
periode 1 geen wind	190 ± 30	3 ± 1	0.80
periode 2 wind 3.5 m/s	150 ± 30	10 ± 2	0.75
periode 3 wind 1.7 m/s.	160 ± 30	5.5 ± 1	0.75

De waarden die voor F_z en $K_w(v)$ gevonden worden stemmen goed overeen met de in tabel I gevonden waarden. Opvallend is dat de gevonden waarden voor $K_w(v)$ niet significant verschillen van de voor $K_B(v)$ gevonden waarde.

De vorm van de puntenwolven in fig 11^a en fig 12^a laat duidelijk zien, dat, in een periode zonder wind, één turbulente overdrachtscoëfficiënt, die onafhankelijk is van de optredende dichtheidsverschillen, de warmteoverdracht niet goed beschrijft. Dan speelt de juist door dichtheidsverschillen optredende vrije convektie een overheersende rol.

In fig 12^a wordt de overdag gevonden duidelijke afwijking van de te verwachten warmteoverdracht reer waarschijnlijk veroorzaakt door stratifikatie in de waterlaag, waardoor de watertemperatuur aan de oppervlakte hoger is dan de op grotere diepte gemeten watertemperatuur (zie fig 6). Het werkelijke temperatuurverschil tussen wateroppervlakte en lucht is daardoor groter dan het gemeten temperatuurverschil. De meetpunten in fig 12^a zouden dan meer naar rechts verschuiven.

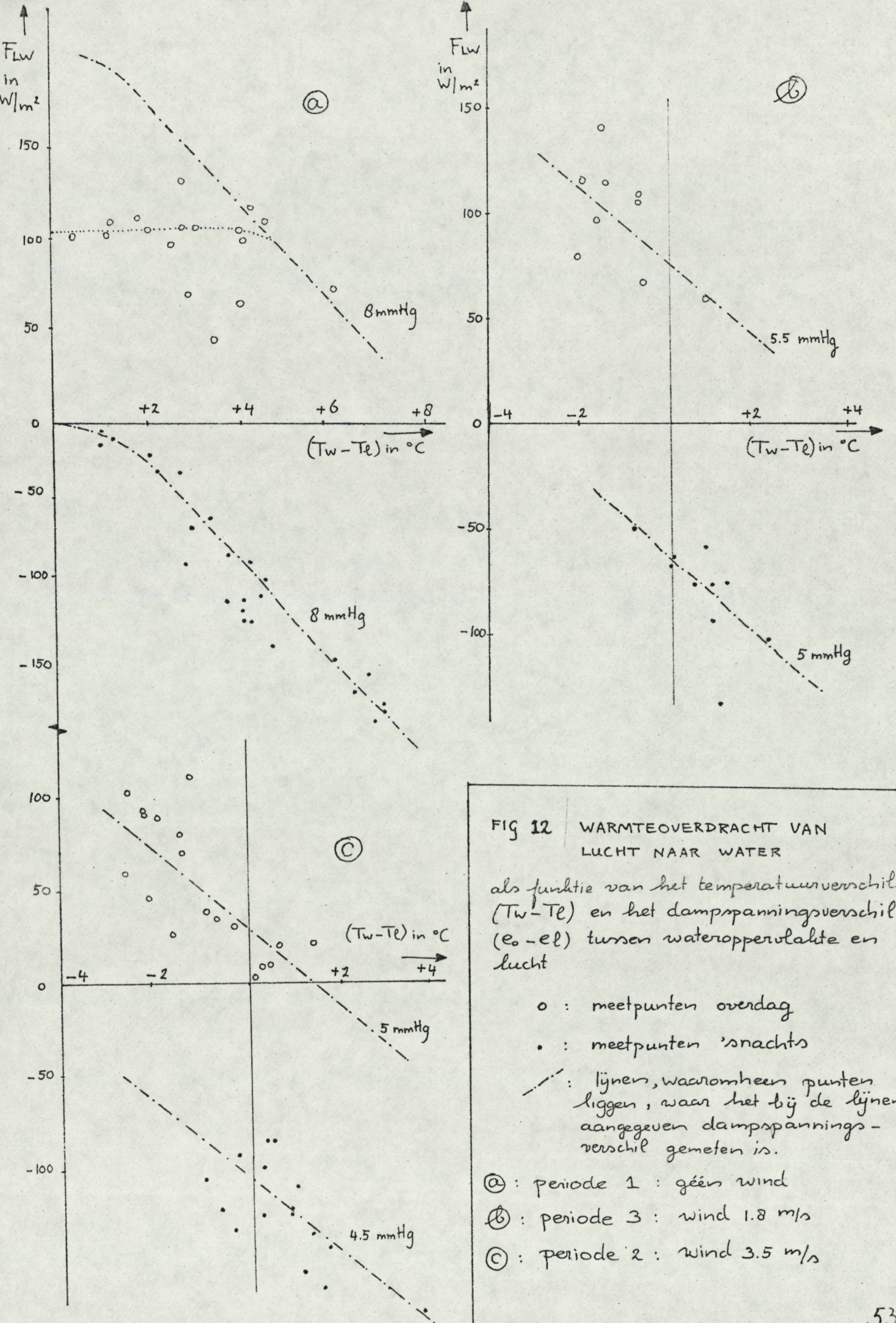


FIG 12 WARMTEOVERDRACHT VAN LUCHT NAAR WATER

als functie van het temperatuurverschil ($T_w - T_l$) en het dampspanningsverschil ($e_0 - e_l$) tussen wateroppervlakte en lucht

- o : meetpunten overdag
- . : meetpunten 's nachts
- - - : lijnen, waeromheen punten liggen, waar het bij de lijnen aangegeven dampspanningsverschil gemeten is.

- @ : periode 1 : géén wind
- Ⓟ : periode 3 : wind 1.8 m/s
- Ⓢ : periode 2 : wind 3.5 m/s

3.5.4. de komputerberekeningen.

Het in hoofdstuk 2.4 beschreven numerieke model kan gebruikt worden, om het temperatuurverloop in water en bodem van het modelwad te berekenen. Naast allerlei modelgegevens (zie hst. 2.4), moeten daartoe de parameters worden opgegeven, die het temperatuurverloop bepalen: λ_B : de warmtegeleidingscoëfficiënt van de bodem, $\rho_B c_{PB}$: de dichtheid maal de soortelijke warmte van de bodem en de parameters, die de convectieve overdracht beheersen: zie vgl (2.6) en (2.7). Met deze gegevens en de opgegeven meteorologische omstandigheden: luchttemperatuur en -vochtigheid en de netto straling van de lampen, berekent het programma de termen van de warmtebalans en het temperatuurverloop.

Door aanpassing van de parameters kan een temperatuurverloop berekend worden, dat zo goed mogelijk aansluit bij het gemeten verloop. In fig. 13 is voor enkele dagen uit verschillende perioden, naast het gemeten verloop, het door de computer berekende temperatuurverloop opgetekend.

Door telkens één parameter t.o.v. haar optimale waarde te variëren kan bepaald worden hoe groot de invloed van deze parameter op het temperatuurverloop is en met welke nauwkeurigheid deze parameter, op grond van de metingen, te bepalen is. (parametergevoeligheidsanalyse). In appendix VI wordt van deze werkwijze een illustratie gegeven.

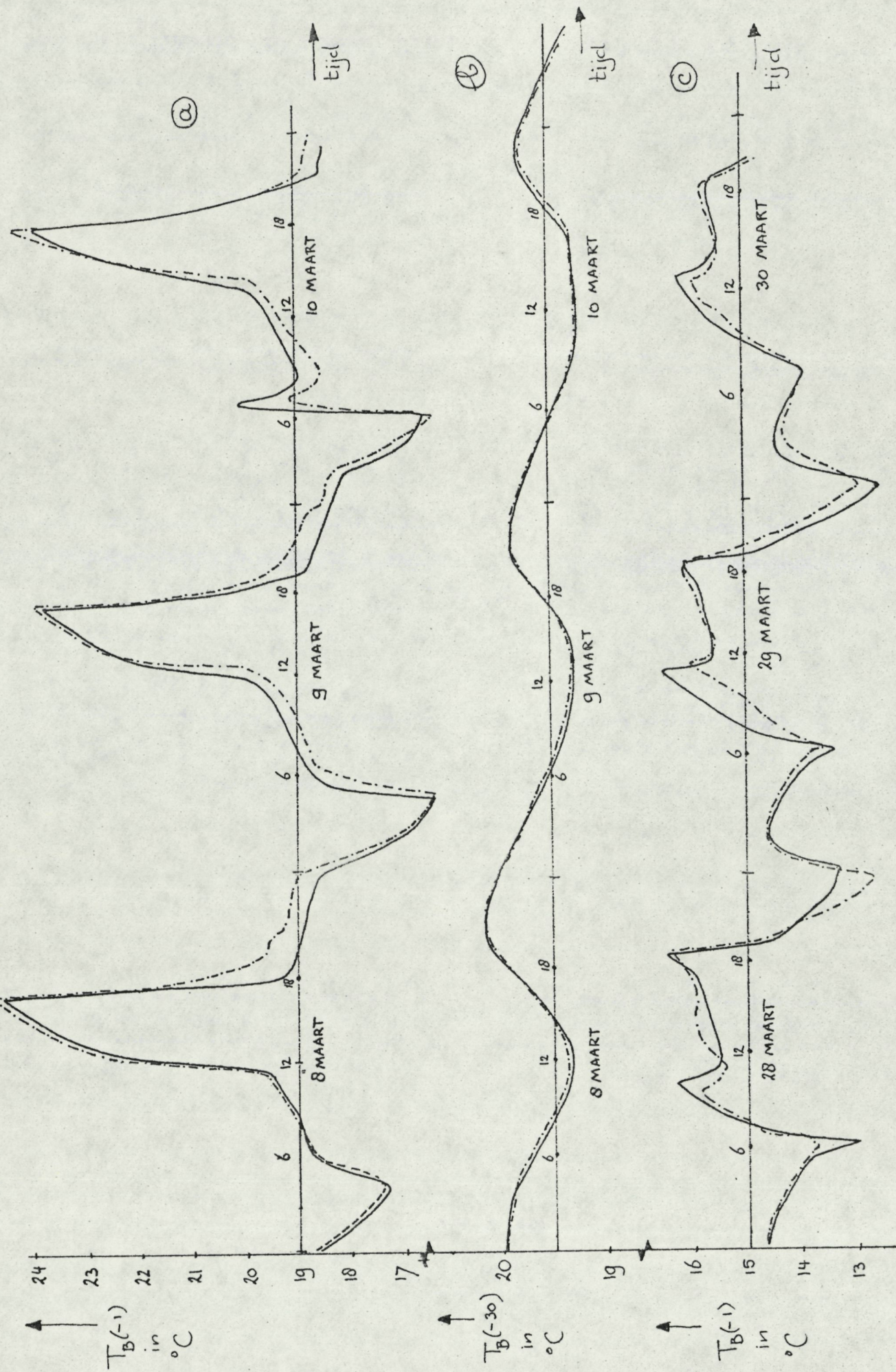


FIG 13 : BEREKEND EN GEMETEN TEMPERATUURVERLOOP ~ : berekend verloop, - - - : gemeten verloop.
 @ 1^e periode, geen wind: bodemtemperatuur op 1 cm diepte.
 @ 1^e periode, geen wind: bodemtemperatuur op 30 cm diepte.
 @ 2^e periode, geen wind: bodemtemperatuur op 1 cm diepte.

In de drie perioden wordt een goede overeenstemming tussen het gemeten en het berekende temperatuurverloop bereikt wanneer de modelparameters de volgende waarden gegeven wordt:

$$\begin{aligned} \lambda_B &= (2.3 \pm 0.3) \frac{\text{W}}{\text{m}^\circ\text{C}} ; \rho_B c_{PB} = (3.0 \pm 0.4) 10^6 \frac{\text{J}}{\text{m}^3} \\ \beta_1 &= (3.0 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} \left(\frac{\text{m}}{\text{s}}\right)^{1-\alpha_1} ; \beta_2 = (10 \pm 2) \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}}{\text{s}} \left(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}\right)^{-\alpha_2} \\ \alpha_1 &= (0.8 \pm 0.1) - ; \alpha_2 = (0.35 \pm 0.1) - \quad (3.13) \\ \alpha_3 &= 0 \end{aligned}$$

Met deze parameters kunnen uit de gemiddelde weersomstandigheden de gemiddelde waarden van $K(v, \Delta p)$ per periode berekend worden.

In tabel IV worden de aldus verkregen waarden van $\overline{K}(v, \Delta p)$ vergeleken met de eerder bepaalde waarden van $\overline{K}(v)$, $K_B(v)$ en $K_w(v)$:

tabel IV	$\overline{K}(v, \Delta p)$ in 10^{-3} m/s vgl (2.6)	$\overline{K}(v)$ in 10^{-3} m/s (tabel I)	$K_B(v)$ in 10^{-3} m/s (tabel II ^B)	$K_w(v)$ in 10^{-3} m/s (tabel III)
periode 1 geen wind	3.2 ± 0.5	2.6 ± 0.5	3.0 ± 0.5	3 ± 1
periode 2 wind 3.6 m/s	9.5 ± 1.5	11.0 ± 2.0	10.5 ± 1.5	10 ± 2
periode 3 wind 1.7 m/s	6.2 ± 1.5	7 ± 1.5	7 ± 1	5.5 ± 1

De overeenstemming met eerdere bepalingen van $K(v)$ blijkt bevredigend te zijn.

3.6 Korte bespreking van de resultaten en toepassingen van het onderzoek aan de wadbak

Samenvattend kan gesteld worden, dat door de verrichtte metingen en de verschillende manieren, waarop deze zijn uitgewerkt, een goed inzicht is verkregen in de warmtehuishouding van de wadbak.

De voor de parameters van de konvektieve warmteoverdracht vertonen een opvallend grote overeenkomst met de voor het wad buiten gevonden waarden. (vergelijk (3.13) met de in tabel V op blz 75 gegeven waarden) Het temperatuurverloop vertoont in de periode zonder wind vrij veel overeenstemming met het op het wad buiten gemeten temperatuurverloop, met wind zijn de in de loop van de dag optredende temperatuurverschillen een faktor twee kleiner dan buiten (vergelijk fig 8 met fig 29 in appendix VIII).

Met de vergelijking van de over langere perioden gemiddelde warmtebalans (vgl (3.6)), kan bepaald worden op welke wijzen het klimaat in de bak kan worden beïnvloed. Vanwege de opwarming door de lampen en de vaak hoge temperaturen in het gebouw is de temperatuur in het kunstwad veel hoger dan buiten. Koeling tot ongeveer de luchttemperatuur kan door het opwekken van wind boven de bak (zie fig 9). Sterkere koeling kan met een koelinstallatie bereikt worden, waarvan het vermogen benaderend met vgl (3.6) berekend kan worden, een extra voordeel van deze methode is, dat de optredende temperatuurverschillen vergelijkbaar blijven met de buiten optredende dagelijkse gang in de temperatuur.

4 De warmtehuishouding van het wad in de Molibacai.

4.1 inleiding.

Door J. Terpstra (on gepubliceerd verslag) werden in de zomer van 1973 in de Molibacai de volgende metingen verricht: temperatuurmetingen in de lucht, het water en op verschillende diepten in de bodem, de luchtvochtigheid, de windsnelheid en de netto straling. De temperatuurmetingen werden op drie op verschillende hoogten gelegen plaatsen op het wad uitgevoerd. Voor onze berekeningen waren uitgewerkte metingen van 5-8, 10 en 11 en 13-15 september beschikbaar. Evenals in hst. 3.5.4 voor het modelwad is uitgevoerd, kan, op grond van de gemeten meteorologische omstandigheden, het temperatuurverloop in water en bodem van het wad door het in hst 2.4 beschreven computerprogramma worden nagerekend, zodat de parameters, die de warmtehuishouding in water en bodem beheersen, bepaald kunnen worden.

Bij de berekeningen moet nu ook rekening gehouden worden met menging in het water op de platen, mede onder invloed van wind, en met menging tussen water uit de Molibacai en zee water.

Wanneer de verschillende parameters bepaald zijn, kan het programma gebruikt worden, om de invloed van de verschuiving van de getijdefasen door de dag op het temperatuurverloop te bepalen.

Door H. VUGTS en J.T.F. ZIMMERMAN (1975) (1) werd, door het analyseren van een groot aantal meetgegevens, aangetoond, dat tengevolge van deze verschuiving een 15-daagse periodiciteit in de watertemperatuur optreedt. Ten slotte kan het rekenmodel gebruikt worden om de invloed van lozing van verwarmd water (b.v. afvalwarmte van centrales) op een waddengebied te voorspellen. (zie appendix VIII)

4.2 de warmteoverdracht van bodem naar lucht.

De warmtebalans van de drooggevallede wadbodem wordt gegeven door vgl. (2.12):

$$F_Z + F_L + F_H + F_E = F_B(0) \quad (4.1)$$

De netto straling: $F_{TN} = F_Z + F_L$ is direct gemeten

De konvektieve overdracht: F_H en de verdamping: F_E worden bepaald door vgl. (2.5) + (2.8). Wanneer de parameters voor de konvektieve overdrachtcoëfficiënt: $K(v, \Delta p)$ in vgl (2.6) worden gegeven, kunnen, met de gemeten windsnelheid, luchtvochtigheid en -temperatuur, F_H en F_E worden berekend.

Wanneer aan de parameters in vgl (2.6) de volgende waarden worden toegekend, komen de bij laagwater berekende bodemtemperaturen op 3 cm diepte,

in het grootste deel van de meetperiode, goed overeen met de gemeten temperatuur (zie fig. 14).

$$\begin{aligned}
 \lambda_B &= (2.2 \pm 0.3) \text{ W/m}^\circ\text{C} ; \rho_B c_{pB} = (2.8 \pm 0.3) 10^6 \text{ J/m}^3 \\
 \beta_{1B} &= 2.5 \cdot 10^{-3} \pm 0.3 \left(\frac{\text{m}}{\Delta}\right)^{0.2} , \beta_{2B} = 0 \\
 \alpha_{1B} &= 0.8 \pm 0.1 \quad - \quad , \alpha_{2B} = 0 \\
 \alpha_{3B} &= 0
 \end{aligned}
 \tag{4.2}$$

In perioden met weinig wind en een groot, positief temperatuurverschil tussen bodem en lucht speelt vrije konvektie een rol van betekenis. Met de in vgl (4.2) gegeven parameters worden dan te hoge temperaturen in de bodem berekend. Duidelijk wordt dit geïllustreerd in fig 15, waar de gemeten en berekende bodemtemperaturen van 10 en 11-september zijn opgetekend. Toevallig vertonen de luchttemperatuur en-vochtigheid op 10 en 11-september een vrijwel gelijk verloop; ook de netto-straling had een vergelijkbaar sterk wisselend verloop. De windsnelheid was op 10 september echter bijna twee maal zo groot als op 11 september.

Rekening houdend met de vrije konvektie kan een temperatuurverloop berekend worden, dat over de gehele periode waarover metingen beschikbaar waren, goed bij het gemeten verloop aansluit.

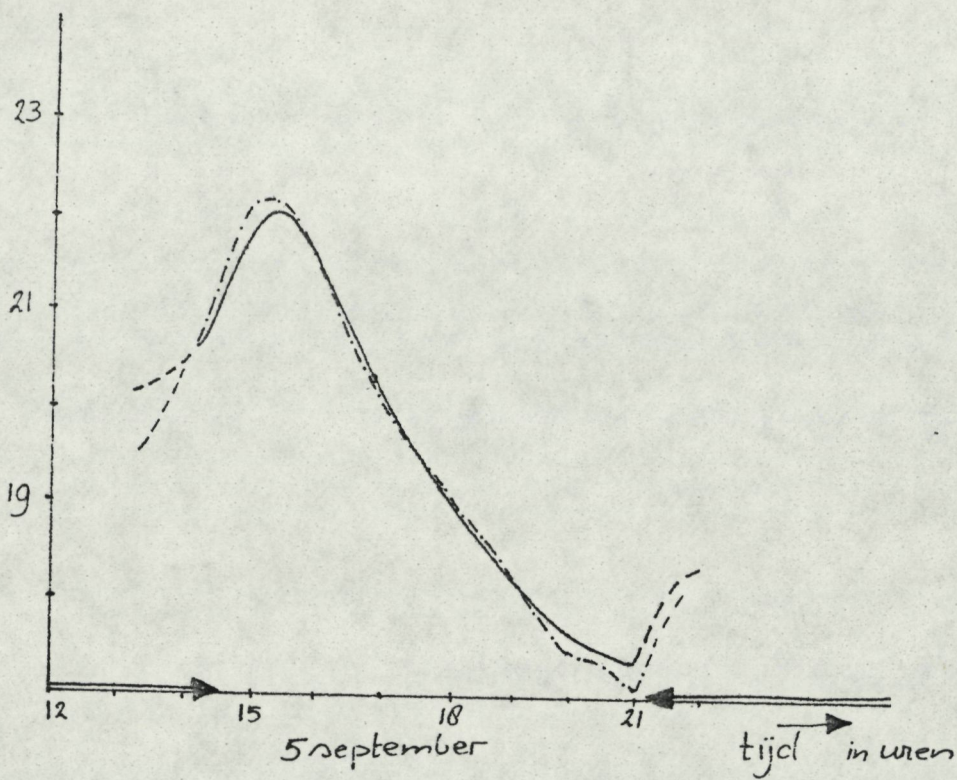


Fig. 14 : HET GEMETEN (—) EN HET BEREKENDE (---) TEMPERATUURVERLOOP IN DE BODEM, OP 3 CM DIEPTE langs de tydas in de hoogwaterperiode aangegeven door dubbele pijlen : \longleftrightarrow

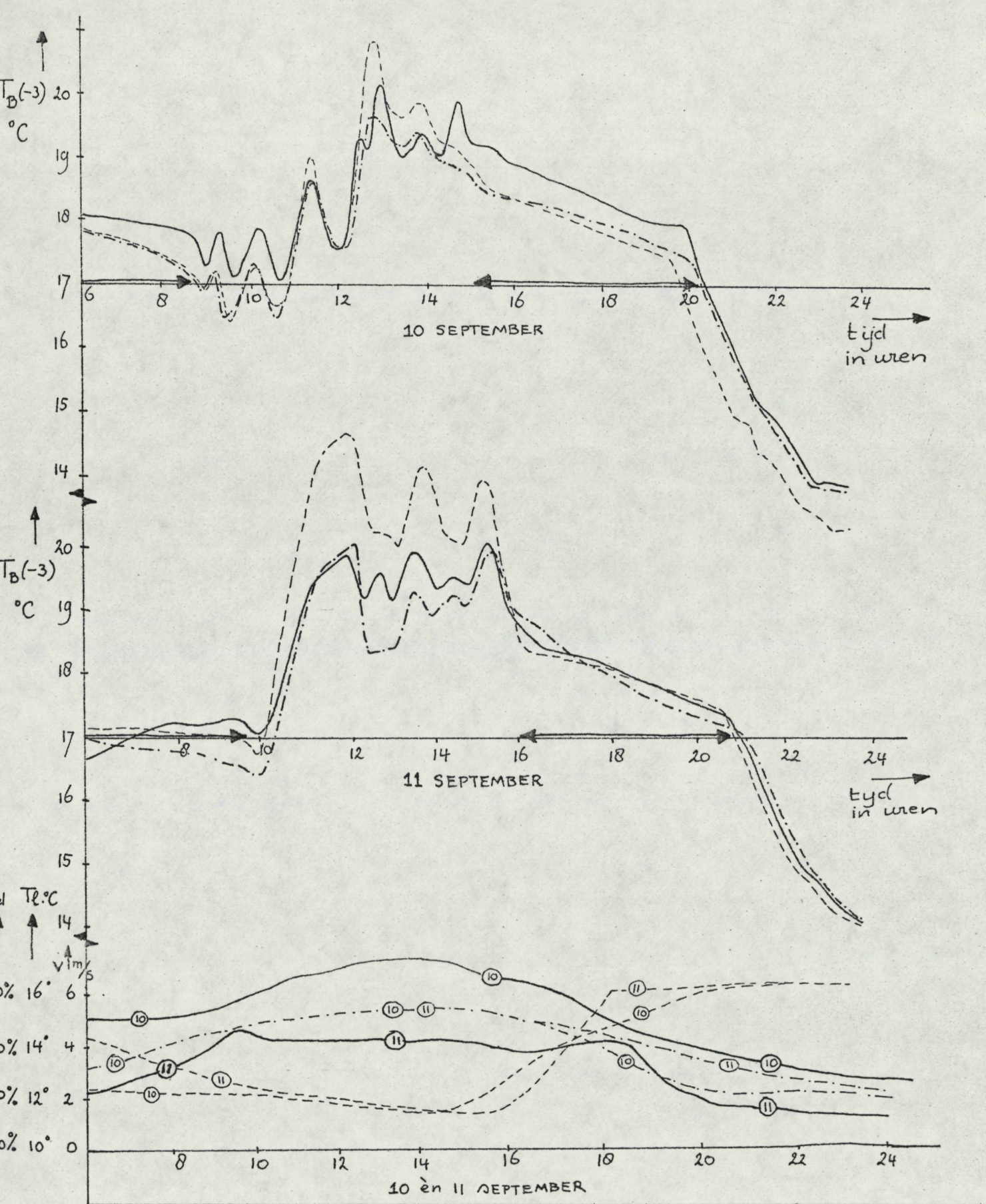


Fig 15 : DE BETEKENIS VAN DE VRIJE KONVEKTIE

- Ⓐ : gemeten temperatuurverloop (\sim), het met parameters (4.2) : ($-\cdot-\cdot-$) en het met parameters (4.3) : ($- \cdot - \cdot -$) berekende temperatuurverloop op 10 september, 3 cm diep in de bodem
- Ⓑ : idem op 11 september
- Ⓒ : Het verloop van de windsnelheid : ($\textcircled{10}$), de luchttemperatuur (---) en de luchtvochtigheid : ($\text{---}\textcircled{10}\text{---}$) op 10 en 11 september

De parameter α_{3B} geeft aan in hoeverre de convectieve overdracht belemmerd wordt door stratifikatie in de atmosfeer. Stratifikatie treedt op, wanneer de oppervlaktetemperatuur lager is dan de luchttemperatuur. In de voor deze berekeningen beschikbare meetperiode komt deze omstandigheid slechts korte tijd voor, en blijven de temperatuurverschillen klein, zodat de grootte van α_3 nauwelijks invloed op het temperatuurverloop heeft, en dan ook niet bepaald kan worden.

De parameters, die de convectieve overdracht van bodem naar lucht bepalen hebben nu uiteindelijk de volgende waarden verkregen:

$$\begin{aligned} \beta_{1B} &= (2.2 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} \left(\frac{m}{s}\right)^{0.2}, & \beta_{2B} &= (10 \pm 2) \cdot 10^{-3} \frac{m}{s} \left(\frac{kg}{m^3}\right)^{-0.35} \\ \alpha_{1B} &= (0.8 \pm 0.1) & - & & \alpha_{2B} &= (0.35 \pm 0.1) & - & & & (4.3) \\ \alpha_{3B} &= 0 \end{aligned}$$

De convectieve overdracht van bodem naar atmosfeer wordt nu dus gegeven door (4.3) in vgl (2.6) in te vullen:

$$K_B(v) \cdot \Delta p = 2.2 \cdot 10^{-3} v^{0.8} + 10 \cdot 10^{-3} \cdot (\Delta p)^{0.35} \quad (4.4)$$

De verschillen, die nu nog gevonden worden tussen de gemeten en berekende temperaturen kunnen, behalve door meetfouten, veroorzaakt worden door uitdroging van de bodemoppervlakte bij sterke

verdamping. De verdamping is dan niet meer gelijk aan de maximale verdamping.

In appendix VI is een parametergevoeligheids-analyse gegeven van de door het model berekende maximumtemperatuur overdag.

In appendix VIII is naast het gemeten verloop, het berekende verloop van de temperatuur op 3 cm diepte in de bodem opgetekend.

4.3 de warmtehuishouding van het water.

De warmteoverdracht van water naar lucht: F_{LW} is veel moeilijker te bepalen, doordat, gezien de horizontale verschillen in watertemperatuur, horizontale menging en advektie een rol spelen in het verloop van de lokale watertemperatuur.

Een nauwkeurige bepaling van alle parameters, die bij deze processen een rol spelen, vereist meer rekentijd, dan bij dit onderzoek mogelijk was, en vooral een langere, aaneengesloten periode waarover uitgewerkte meetgegevens beschikbaar zijn.

In het volgende zal de invloed van de verschillende parameters worden geïllustreerd. Een vrij goede overeenstemming tussen gemeten en berekende watertemperaturen wordt voor de volgende waarden van de verschillende parameters bereikt.

$$\beta_{1w} = (1.2 \pm 0.4) \cdot 10^{-3} \left(\frac{m}{s}\right)^{-0.1} \quad \beta_{2w} = (10 \pm 5) \cdot 10^{-3} \frac{m}{s} \left(\frac{kg}{m^3}\right)^{0.35}$$

$$\alpha_{1w} = 1.1 \pm 0.2 \quad - \quad \alpha_{2w} = 0.35 \pm 0.2 \quad -$$

$$\alpha_3 = 0$$

$$m_1^* = (0.03 \pm 0.01) \text{ l}^2/\text{uur} \quad (4.5)$$

$$m_2 = 0.2 \text{ (getyperiode)}^{-1}$$

$$T_w(\text{zee}) = 18^\circ \text{C}$$

- De parameters α_{1w} , α_{2w} , α_{3w} , β_{1w} en β_{2w} bepalen de convectieve overdracht van water naar lucht (zie vgl 2.6).
- m_1^* is een diffusiecoëfficiënt, die de menging van water op de platen ondermeer ten gevolge van wind beschrijft; m_1^* is niet uitgedrukt in m^2/s maar in l^2/uur , waarin l de karakteristieke afmeting van het wad is.
- m_2 is de fractie water uit de waddenzee, die per getydeperiode vervangen wordt door zeewater.
- $T_w(\text{zee})$ is de zeewatertemperatuur.

Het met de in (4.5) gegeven parameters berekende temperatuurverloop in de geul is naast het gemeten temperatuurverloop in fig 16 opgetekend.

De menging van water boven de platen beïnvloedt vooral de in het water optredende temperatuurverschillen en daardoor vooral heel sterk het temperatuurverloop in water en bodem van de hoger gelegen plaatsen op het wad.

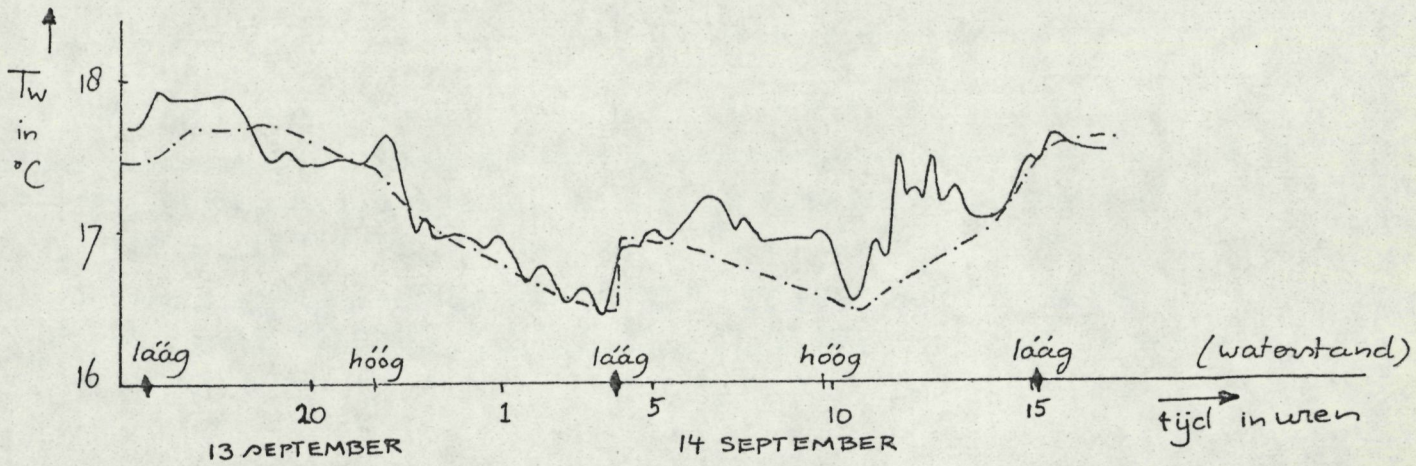


FIG 16 : HET GEMETEN : (\sim), EN HET BEREKENDE : ($- - -$)
 TEMPERATUURVERLOOP VAN HET WATER IN DE GEUL
 bij de berekening van het temperatuurverloop vindt
 bij de laagste waterstand (\blacklozen) menging met
 zeewater plaats.

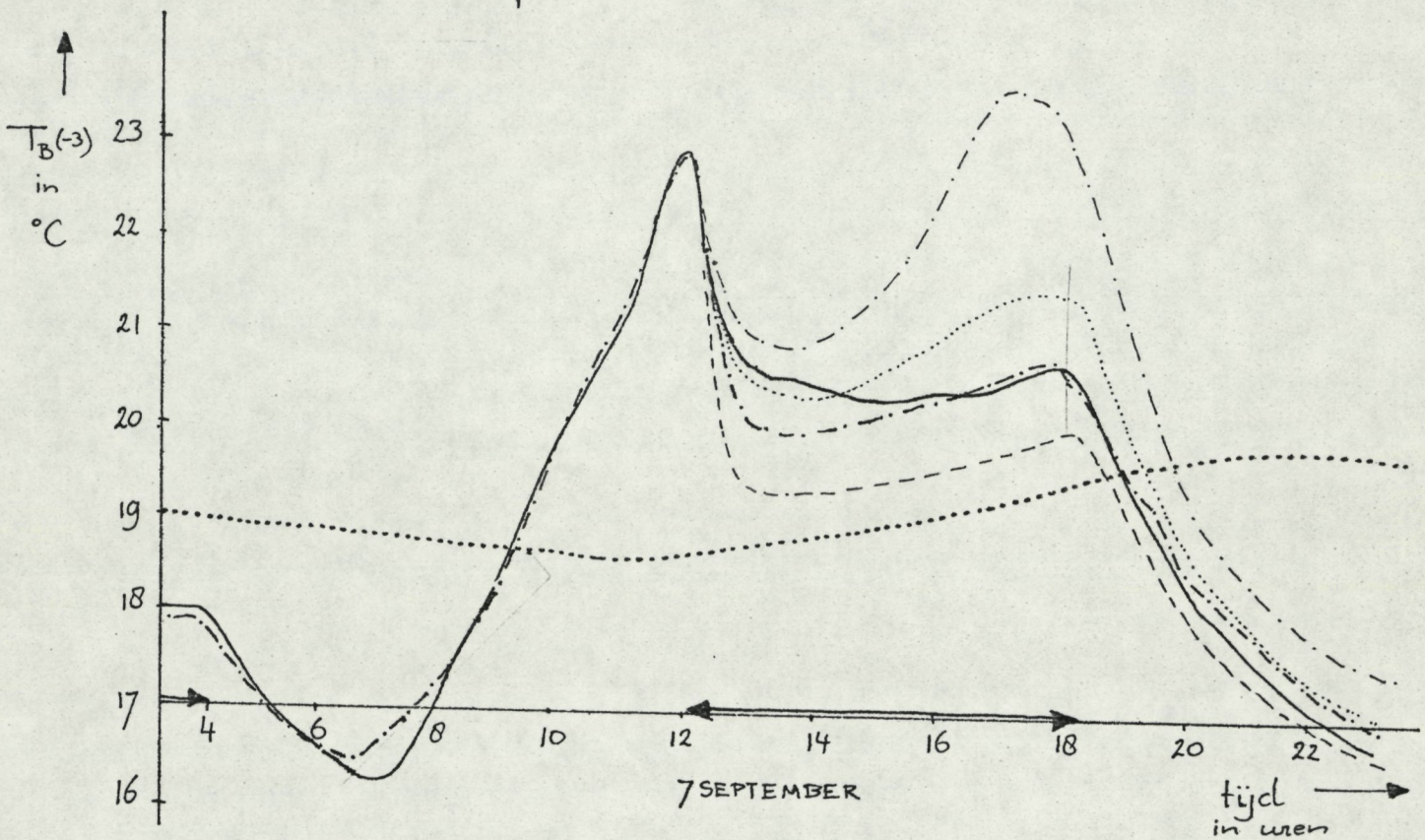


FIG 17 : HET GEMETEN : (\sim) EN HET VOOR VERSCHILLENDE WAARDEN
 VAN DE MENGING OP DE PLATEN (m_1^*), BEREKENDE TEMPERA-
 TUURVERLOOP OP 3cm DIEPTE IN DE BODEM :

$- - -$: $m_1^* = 0.08$, $- \cdot - \cdot$: $m_1^* = 0.04$, \dots : $m_1^* = 0.02$, $- - - -$: $m_1^* = 0$

BOVENDIEN WORDT DE TEMPERATUUR VAN HET WATER IN DE
 GEUL GEGEVEN $\dots\dots$

Als illustratie is in fig 17 het gemeten verloop en het, voor verschillende waarden van m_1^* berekende, verloop van de bodemtemperatuur op 3 cm diepte opgetekend. Meestal is de horizontale menging in het water in de Mokuabaai vrij sterk: $m_1^* \geq 0.04 \text{ (l}^2/\text{uur)}$. Alleen in perioden met weinig wind (vooral 's nachts) vertoont het gemeten temperatuurverloop duidelijke afwijkingen van het voor $m_1^* = 0.04 \text{ (l}^2/\text{uur)}$ berekende verloop; in fig 18 is het verloop van de bodemtemperatuur op een dag met weinig wind aangegeven.

De menging met zeewater beïnvloedt voornamelijk het verloop van de gemiddelde watertemperatuur.

In fig. 19 is voor de verschillende dagen uit de meetperiode de per getijdeperiode gemiddelde watertemperatuur boven de platen opgetekend.

Voor verschillende mengpercentages: m_2 is deze gemiddelde temperatuur ook berekend en in fig. 19 aangegeven.

Het gedeelte van het water uit de Mokuabaai, dat per getijperiode door zeewater wordt vervangen, ligt tussen 10 en 30%, maar door het ontbreken van gegevens uit de tussentiggende perioden is het moeilijk betrouwbare, nauwkeurige conclusies te trekken uit het in fig 19 opgetekende verloop van de gemiddelde watertemperatuur.

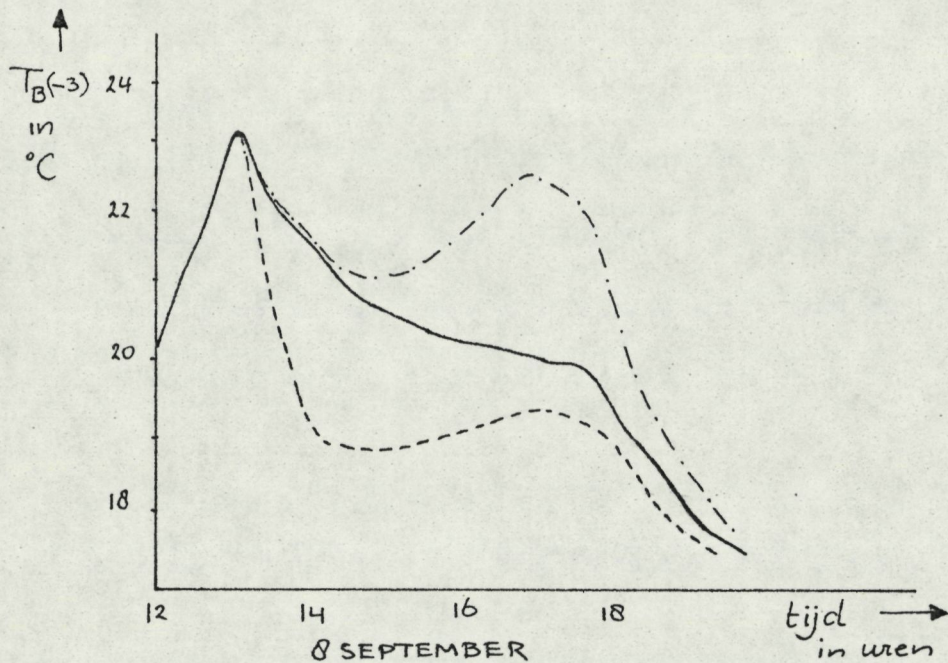


FIG 18 : HET GEMETEN (—), EN HET BEREKENDE TEMPERATUURVERLOOP OP EEN DAG MET WEINIG WIND.
 — : $m_1^* = 0$, - - - : $m_1^* = 0.04$.

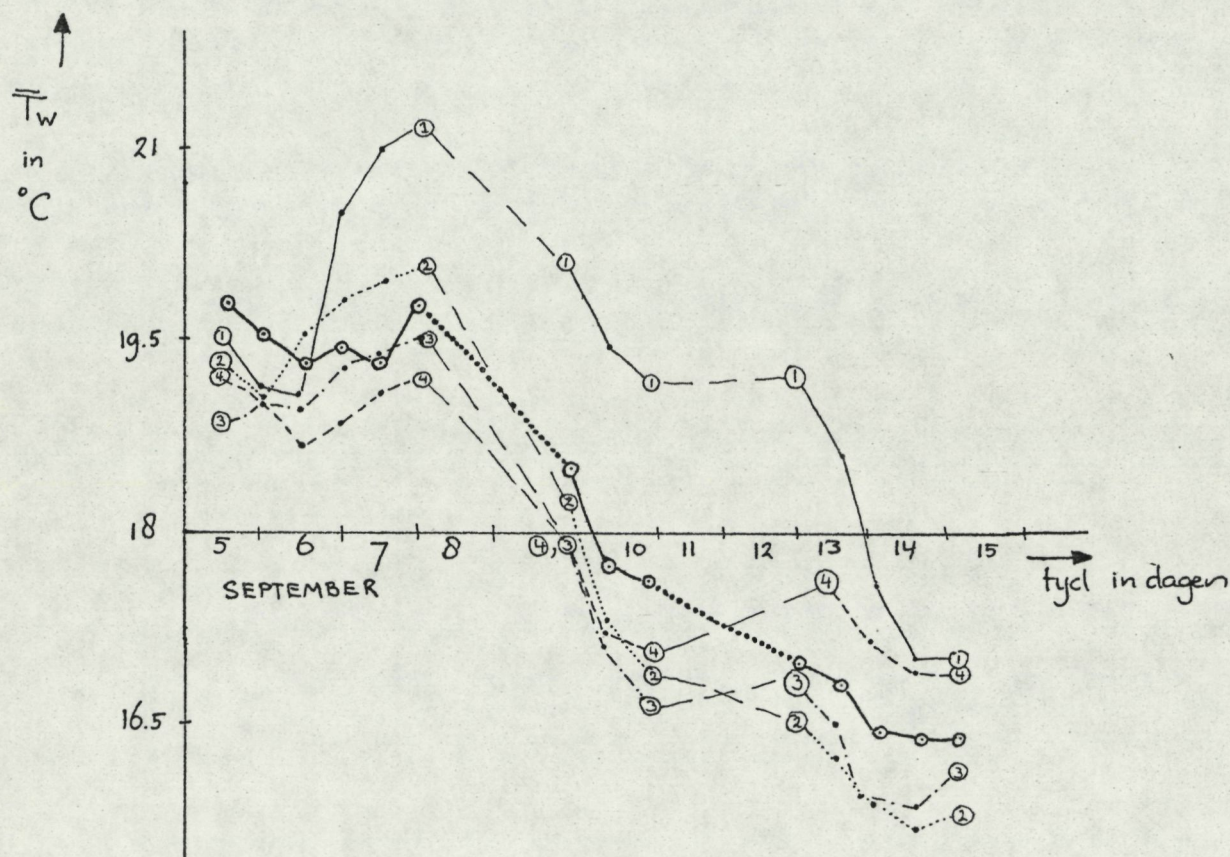


FIG 19 : HET GEMETEN (—^o) EN HET BEREKENDE VERLOOP VAN DE GEMIDDELDE WATERTEMPERatuur BOVEN DE PLATEN VOOR VERSCHILLENDE GROOTTE VAN DE MENGING MET ZEEWATER (M_2) ; ZEEWATERTEMPERatuur: $T_2 = 18^\circ\text{C}$
 —^o : $m_2 = 0$, - - -^o : $m_2 = 0.15$, - · - ·^o : $m_2 = 0.25$, - · - ·^o : $m_2 = 0.4$

4.4 De interactie tussen het getyde ritme en het dag-nacht ritme

Door H.F. Vugts en J.T.F. Zimmerman is de invloed van de verschuiving van de getydefase door de dag op het verloop van de gemiddelde en de dagelijkse gang van de watertemperatuur voorspeld en gemeten (1)

De invloed van menging tussen waddenzee water en zee water brachten zij niet in rekening, terwijl deze toch een duidelijke invloed heeft op het verloop van de gemiddelde water- en bodemtemperatuur.

Door een groot aantal dagen achtereen, iedere dag met dezelfde weersomstandigheden, het temperatuurverloop in water en bodem te berekenen, kan de invloed van de verschuiving van de getydefase worden berekend. Het programma geeft, behalve de gemiddelde water- en bodemtemperaturen, ook de gemiddelden van de termen van de warmtebalans en de warmteoverdracht van lucht naar water: \bar{F}_{LW} , van lucht naar bodem: \bar{F}_{LB} en van bodem naar water: \bar{F}_{BW}

Ook nu ontbreekt de (reken)tijd, om een groot aantal verschillende situaties door te rekenen en een goede parametergevoeligheidsanalyse uit te voeren.

We zullen de berekeningen uitvoeren aan een wadden gebied onder de volgende omstandigheden:

De waterdiepte in de geul bedraagt 6 m, het verschil tussen hoog en laag water bedraagt 1.4 m.

De weersomstandigheden zijn konstant en gelijk aan de in fig. 20 opgetekende situatie op 8 sept '73

De periodetijd van de getijde beweging is 12.4 uur en alleen het halfdaags maangetij wordt in rekening gebracht. In fig. 21 wordt het verloop van de gemiddelde watertemperatuur in de geul en op een plaats op het wad, die evenlang droog als onder water staat, gegeven.

Bovendien is het verloop van de gemiddelde bodemtemperatuur, op 3 en op 50 cm diepte, op die plaats opgetekend.

Het verloop van \bar{F}_{LW} , \bar{F}_{LB} en \bar{F}_{BW} is ook in fig 21 opgetekend, zodat ook de gemiddelde netto warmteoverdracht naar het water en naar de bodem kan worden bepaald.

Onder de gegeven omstandigheden treden duidelijke 15-daagse variaties op in alle berekende grootheden.

Zowel in het water als in de bodem bedragen de variaties in de gemiddelde temperatuur één tot anderhalve graad Celsius.

De variaties in de bodemtemperatuur lopen aan de oppervlakte 5. dagen achter op de variaties in de watertemperatuur; op 50 cm diepte ongeveer 7 dagen.

Uit het verloop van de over het hele wad gemiddelde warmtestroomdichtheden blijkt, dat de warmteoverdracht van bodem naar water een belangrijke rol speelt bij het tot stand komen van het temperatuurverloop in bodem en water: Van de variaties in \bar{F}_{LB} wordt het grootste deel (50 - 80%), door variaties in \bar{F}_{BW} , doorgegeven aan het water. \bar{F}_{BW} compenseert voor 10 - 25% de variaties in \bar{F}_{LW} . De ongeveer twee dagen, die de variaties in \bar{F}_{BW} achter lopen op

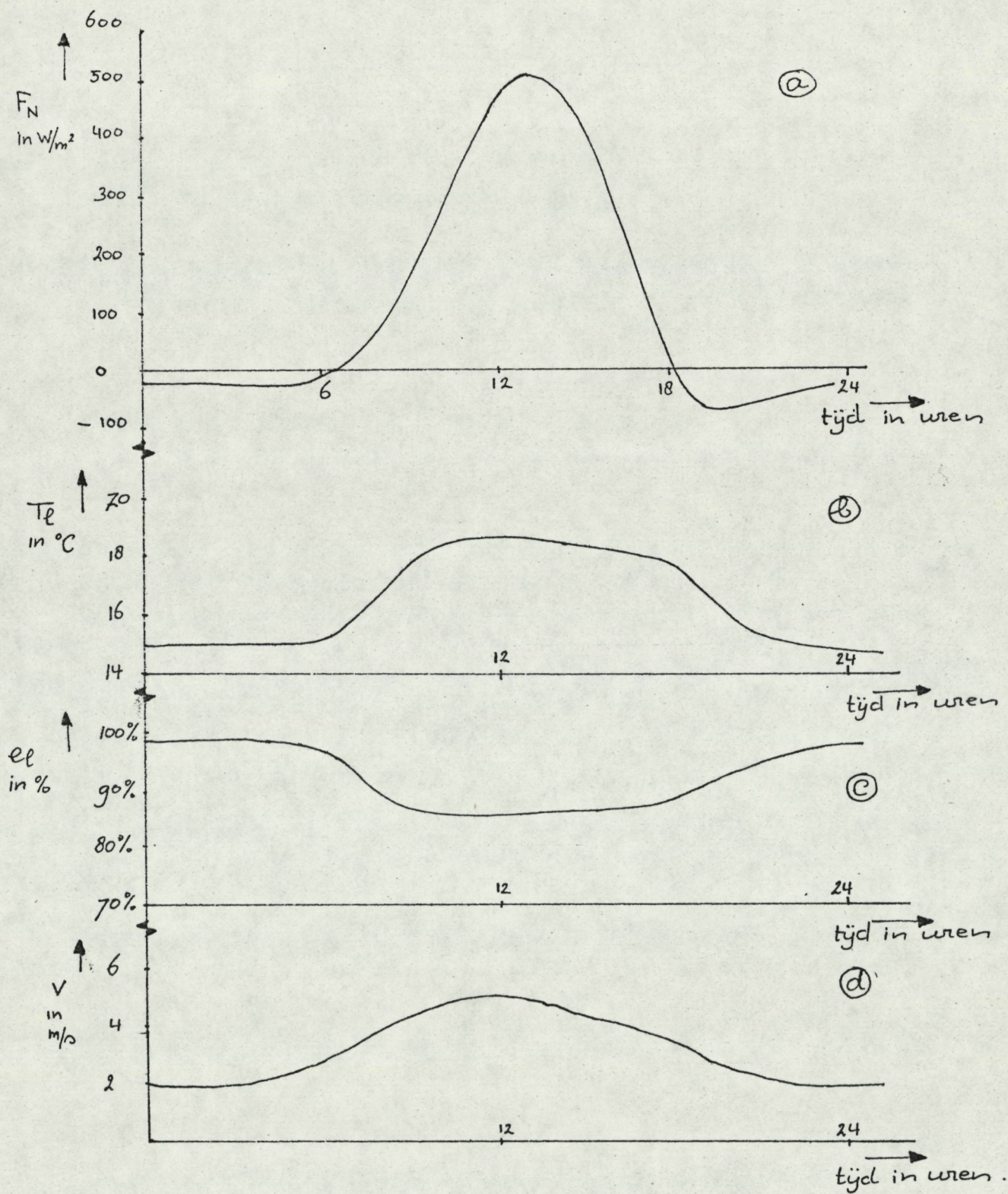


Fig 20. DE WEERSOMSTANDIGHEDEN OP 8 SEPTEMBER 1973

- Ⓐ de netto straling
- Ⓑ het verloop van de luchttemperatuur
- Ⓒ het verloop van de relatieve luchtvochtigheid
- Ⓓ het verloop van de windsnelheid.

de variaties in \bar{F}_{LB} veroorzaken de verschuiving van het verloop van de bodemtemperatuur t.o.v. \bar{F}_{LB}

De menging van het water boven de platen (parameter m_i^*) en de menging met zeewater, beïnvloeden sterk het verloop van de gemiddelde water en bodemtemperaturen zie fig 21 ⊕ en ⊙.

Wanneer de menging met zeewater 40% per periode bedraagt, is de variatie in de watertemperatuur nog 0.5 à 0.7 °C. De variaties in de bodemtemperatuur blijven vrijwel onveranderd. Wanneer de menging op de platen erg slecht is: $m_i^* = 0$, vermindert de variatie in de watertemperatuur van het geulwater tot 0.3 °C, terwijl de variatie in de watertemperatuur boven de platen weer toeneemt tot ruim 1 °C.

De maximum watertemperatuur wordt steeds bereikt wanneer het om 15.00 uur hoogwater is, de maximale gemiddelde bodemtemperatuur, aan de oppervlakte, wanneer het om 13.00 uur laagwater is.

Door H.F. Vugts en J.T.F. Zimmerman (1) werd onder zomerse omstandigheden een gemiddelde variatie in de watertemperatuur van 0.9 °C gemeten. De berekende variaties stemmen in orde van grootte, daar goed mee overeen.

De, volgens de berekeningen, minstens even grote variaties in de gemiddelde bodemtemperatuur zijn nog niet door metingen bevestigd.

In fig 22 is de dagelijkse gang van de watertemperatuur in de geul en midden op de platen uitgezet. De door H.F. Vugts en J.T.F. Zimmerman gemeten variaties in de dagelijkse gang lijken goed overeen te komen met de berekende variaties in de dagelijkse gang van de watertemperatuur midden op de platen.

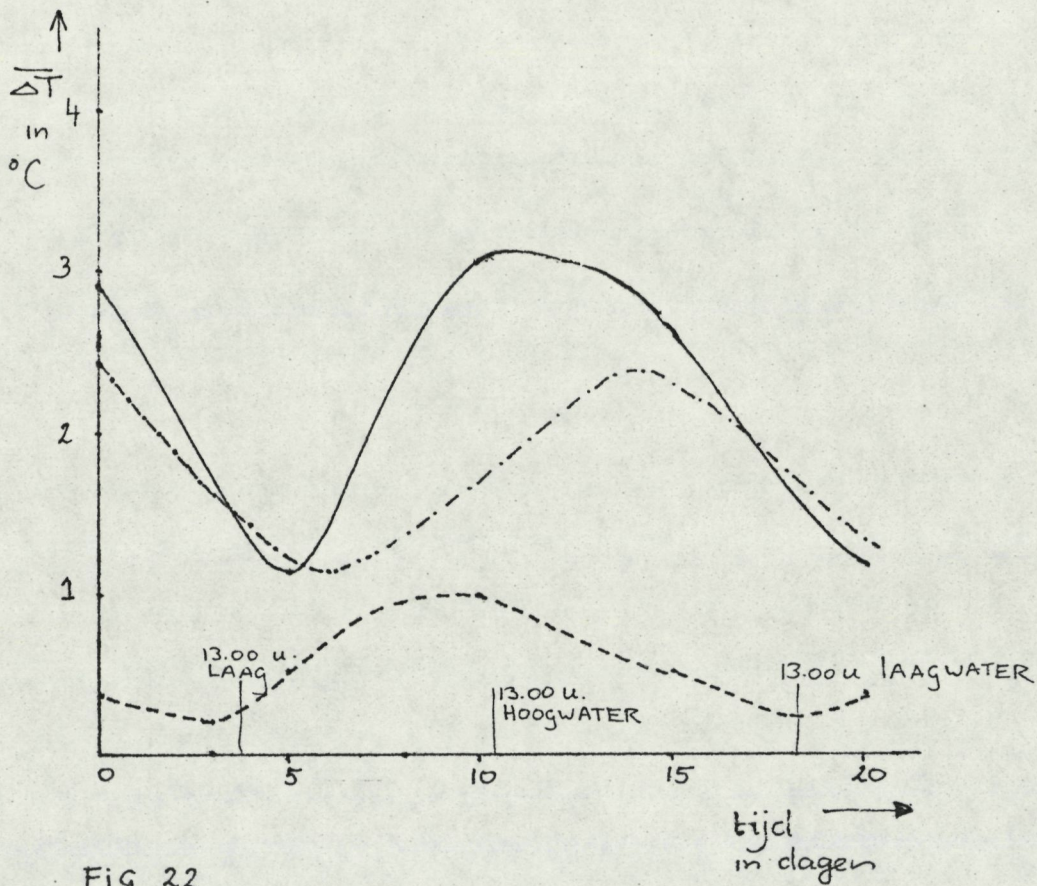


Fig 22

DE DAGELYKSE GANG IN DE WATERTEMPERATUUR

— : (berekend) midden op de platen

--- : (berekend) in de geul

- · - · : gemeten door H.F VUGTS en JTF ZIMMERMAN
 in de smalle geul van de Molbaai.

4.5 bespreking van de bereikte resultaten en mogelijkheden voor verder onderzoek.

Door de analyse van de door J. Terpstra uitgevoerde metingen m.b.v. een rekenmodel is meer inzicht verkregen in de processen, die de warmtehuishouding van water en bodem in het waddengebied beheersen.

Doordat het verloop van de bodem en watertemperatuur vrij eenvoudig, nauwkeurig en zonder systematische fouten te meten is, vormen de metingen daarvan een betrouwbare basis voor de door het rekenmodel uitgevoerde metingen.

De uit de berekeningen verkregen waarden van de parameters, die de convectieve overdracht beheersen, zijn vrij goed in overeenstemming met uit de literatuur bekende waarden, in tabel V worden de berekende parameters vergeleken met de uit de literatuur bekende waarden.

Tabel V parameter	in dit onderzoek berekende waarden		uit literatuur verkregen waarden (zie appendix I.3)
	bodem	water	bodem en water
$\beta_1 \left(\frac{m}{s}\right)^{1-\alpha_1}$	$(2.2 \pm 0.3)10^{-3}$	$(1.2 \pm 0.4)10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$ (Sutton, 3)
$\alpha_1 (-)$	0.8 ± 0.1	1.1 ± 0.2	1 (Businger (9)), 0.8 (Byrd, 10)
$\beta_2 \frac{m}{s} \left(\frac{kg}{m^3}\right)^{-\alpha_2}$	$(10 \pm 2)10^{-3}$	$(10 \pm 5) \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$ (Beek), (8)
$\alpha_2 (-)$	(0.35 ± 0.1)	0.35 ± 0.1	0.33 (Beek), (8)
$\lambda_B \left(\frac{W}{^\circ C \cdot m}\right)$	2.2 ± 0.3	-	1.8 - 2.5 nat zand - natte klei
$\rho_{BTB} \left(\frac{J}{m^3}\right)$	$(2.8 \pm 0.3)10^6$	-	2.7 - $3.0 \cdot 10^6$ " "

Uit de berekeningen blijkt ook, dat meting van het temperatuurverloop in het water gegevens kan verschaffen over de menging van waddensee- water met zee water en over menging in het water boven de wadden.

Uit de foutenanalyse in appendix VIII blijkt, dat een nauwkeurige meting van het verloop van de meteorologische omstandigheden, vooral van de luchtvochtigheid, van groot belang is voor de nauwkeurigheid, waarmee de modelparameters bepaald kunnen worden.

Vooral het over langere perioden uitvoeren van metingen en berekeningen en het verspreiden van metingen onder sterk uiteenlopende omstandigheden, kan het inzicht in de warmtehuishouding van waddegebieden nog vergroten.

Overigens is het voor het verwerven van een beter inzicht in de turbulente uitwielingsprocessen boven het wad haast onontbeerlijk, dat op meerdere hoogten in de lucht temperatuur- en windsnelheidsmetingen worden uitgevoerd; een inzicht, dat wordt ondersteund door de uitspraak van N.E. Busch in de "Workshop on micrometeorology (14)": "The era of one man, one height micrometeorological studies is over."

III

Appendix I

De componenten van de warmtebalans.

I.1 de kortgolvlige straling.

Buiten de atmosfeer, op de gemiddelde afstand van de aarde tot de zon, is de irradiantie van de zonnestraling op een vlak loodrecht op de stralingsrichting:

$$E_0 = (1353 \pm 20) \text{ W/m}^2 \quad (\text{I.1})$$

E_0 heet wel de zonnekonstante. Van de zonnestraling valt 97% binnen het golflengtegebied van 0.3 tot 3μ . Vanwege de bolvorm van de aarde maakt het aardoppervlak een hoek s met de zonnestraling, s wordt de zenithafstand genoemd (zie fig 23). Deze hoek is afhankelijk van de breedtegraad: φ , de inclinatie van de zon: δ , en het uur van de dag: w (zonnetijd). De irradiantie aan het aardoppervlak zou zonder atmosfeer gegeven worden door:

$$E = E_0 \cos s = E_0 (\sin \varphi \cdot \sin \delta - \cos \varphi \cdot \cos \delta \cos 2\pi \frac{w}{24}) \quad (\text{I.2})$$

Door de atmosfeer wordt deze straling gedeeltelijk geabsorbeerd, verstrooid en gereflekteerd, terwijl wolken 50 - 80% van de straling reflecteren.

Van de netto-kortgolvlige straling (direkte en verstrooide of diffuse straling), die het aardoppervlak bereikt, wordt een gedeelte a weerkaatst; a heet het albedo van het oppervlak en bedraagt voor water ongeveer 8% en voor natte grond 10 tot 15%. Sutton (3) en BUDYKO (4) geven verschillende formules, waarmee de netto-kortgolvlige straling, gemiddeld over langere perioden, op grond van eenvoudig meetbare meteorologische grootheden kan worden geschat:

$$F_z = E \cdot S_1 (1 - 0.7b) (1 - a) \quad (\text{I.3})$$

waarin: b de bewolgingsgraad (%)
 a het albedo van het oppervlak (%)
 S_1 transmissiecoëfficiënt van de atmosfeer (%)

De factor S_1 geeft aan hoeveel straling gemiddeld, door de atmosfeer heen, direct of indirect het aardoppervlak bereikt (ongeveer 75%).

Voor het berekenen van het dagelijks verloop van de zonnestraling geeft de volgende formule nauwkeurigere resultaten en worden twee parameters: S_2 en S_3 gebruikt om de extinctie van zonnestraling door de (onbewolkte) atmosfeer te beschrijven.

$$F_z = E \cdot S_2 \cdot \exp(-k_R \cdot S_3) \cdot (1 - 0.7b) \cdot (1 - a) \quad (\text{I.4})$$

Hierin is k_R de relatieve optische massa van de atmosfeer, welke gelijk is aan de verhouding

tussen de door de straling afgelegde weg en de dikte van de atmosfeer (zie fig 23). Wanneer de atmosfeer vlak wordt verondersteld en buiging verwaarloosd wordt, geldt:

$$l_R = \frac{u}{u_0} = \frac{1}{\cos s} \quad (\text{I.5})$$

De parameters S_2 en S_3 zijn fysisch als volgt te interpreteren: $(1 - S_2)$ is de fractie van de zonnestraling, uit het golflengtegebied, dat in de atmosfeer altijd praktisch volledig wordt geabsorbeerd: $(1 - S_2)$ is ongeveer 10%.

S_3 is een over alle overige golflengten gemiddelde absorptiecoëfficiënt. Voor de doorgelaten fractie in deze golflengtegebieden geldt dan in benadering de wet van Beer; (strict genomen geldt de wet van Beer alleen voor monochromatische straling).

Voor de parameter S_3 is sterk afhankelijk van de hoeveelheid stof en waterdamp in de atmosfeer: S_3 is ongeveer 0.15.

In het computerprogramma kan vgl. (I.4) gebruikt worden, waarin vgl. (I.2) en (I.5) worden ingevuld:

$$\left. \begin{aligned} F_z &= E_0 \cos s \cdot S_2 \exp\left(-\frac{S_3}{\cos s}\right) \cdot (1 - 0.7b) \cdot (1 - a) \\ \cos s &= \left(\sin \varphi \sin \delta - \cos \varphi \cos \delta \cos 2\pi \frac{w}{24}\right) \end{aligned} \right\} (\text{I.6})$$

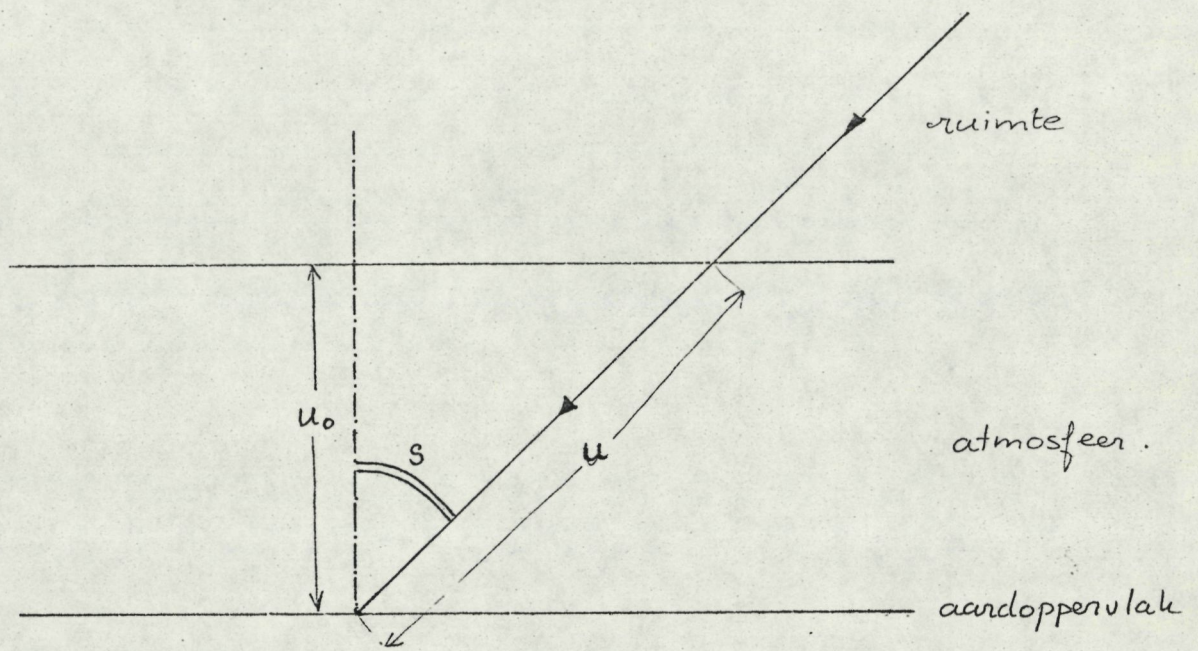


FIG. 23 GANg VAN DE ZONNESTRALING DOOR EEN
HOMOGENE NIET GEKROMDE ATMOSFEER

I.2 de langgolvlige straling

De aardoppervlakte zendt langgolvlige straling uit volgens de wet van Stefan Boltzmann:

$$F_L^\uparrow = \varepsilon \sigma T_0^4 \quad (\text{I.7})$$

waarin ε de emissiviteit van de oppervlakte -
 σ de Boltzmann - konstante $\text{W/m}^2 \text{ } ^\circ\text{K}^{-4}$
 T_0 de oppervlaktetemperatuur $^\circ\text{K}$

Hoewel de wateroppervlakte als natte grond zijn nagenoeg zwarte stralers: $\varepsilon \approx 95\%$.

In verschillende golflengtegebieden ontvangt het aardoppervlak langgolvlige straling, die door de atmosfeer wordt uitgezonden. Ook kan langgolvlige straling worden gereflecteerd (wolken) of door wolken (ook nagenoeg zwarte stralers) worden uitgezonden.

Wanneer de temperatuur- en vochtigheidsverdeling in de atmosfeer bekend zijn, kan de door de atmosfeer uitgezonden straling nauwkeurig worden berekend, b.v. met Elsasser diagrammen, zie GOODY (5)

Sutton (3) en Budyko (4) geven een aantal relaties, waarmee, op grond van eenvoudig meetbare meteorologische grootheden, de over langere perioden gemiddelde, netto langgolvlige straling berekend kan worden.

$$F_L = F_L^\uparrow + F_L^\downarrow = \varepsilon \sigma \left\{ T_0^4 - T_l^4 \cdot (\Gamma_1 + \Gamma_2 \sqrt{e_l}) \right\} \cdot (1 - 0.8 b) \quad (\text{I.8})$$

hierin zijn: T_l de luchttemperatuur ($^{\circ}\text{K}$)
 e_l de luchtvochtigheid op waarnemingshoogte (mmHg)

De parameters Γ_1 en Γ_2 kunnen sterk van plaats tot plaats verschillen: Γ_1 is een soort gemiddelde emissiecoëfficiënt ($\Gamma_1 \approx 0.5$), Γ_2 geeft aan hoe de luchtvochtigheid de emissie van de atmosfeer beïnvloedt. ($\Gamma_2 \approx 0.07 (\text{mmHg}^{-1/2})$).

Hoewel vgl (I.8) voor het lokale verloop van de netto-langgolvlige straling slechts een onbetrouwbare schatting geeft is deze vergelijking, bij gebrek aan beter, in het computermodel opgenomen.

I.3 overdracht van voelbare en latente warmte.

Bij verschil tussen de oppervlaktetemperatuur: T_0 , van water of bodem en de temperatuur van de lucht: T_l , vindt aan het oppervlakte warmte-overdracht plaats. Bij verschil tussen de waterdampspanning in de atmosfeer: e_l , en de verzadigingsdampspanning bij de oppervlakte-temperatuur: e_0 , treedt verdamping of condensatie op, waarvoor de benodigde resp. vrijkomende warmte aan bodem of water wordt onttrokken resp. toegevoerd.

De grootte van de 'voelbare' warmteoverdracht en op analoge wijze de grootte van de verdamping worden voornamelijk bepaald door de turbulente menging in de onderste luchtlaag of grenslaag van de atmosfeer. Beide vormen van warmteoverdracht kunnen dan ook tezamen beschreven worden. Laminaire overdracht speelt, behalve vlak boven een glad oppervlak, geen rol van betekenis vanwege de grote optredende Reynoldsgetallen. De sterkte van de turbulente menging in de grenslaag is afhankelijk van de windsnelheid (v), de verticale dichtheidsverschillen: $\Delta\rho$ en de eigenschappen van het bodem of wateroppervlak: ruwheid, oneffenheden of golven. De dichtheidsverschillen treden op door verschillen in temperatuur en/of vochtigheid: Vochtige, warme lucht is lichter dan droge, koude lucht. De afhankelijkheid van de dichtheid: ρ_l , van de temperatuur: T_l , en de vochtigheid: e_l , wordt door de volgende vergelijking gegeven:

$$\rho_l = \rho_0^* \left(\frac{T_0^*}{T_l} \right) \left(1 - 0.38 \frac{e_l}{760} \right) \quad (\text{I.g.})$$

waarin: ρ_0^* de dichtheid van droge lucht: $e_l = 0$, bij temperatuur T_0^*

Voor kleine verschillen in temperatuur: $T_l - T_0 = \Delta T \ll T_0^*$ en kleine luchtvochtigheid: $e_l \ll 760$ mmHg kan op grond van (I.g) geschreven worden:

$$\Delta \rho = \rho_l - \rho_0 \approx -\rho_0 \left(\frac{\Delta T}{T_0} + \frac{0.38}{760} \Delta e \right) \quad (\text{I.10})$$

waarin: $\Delta \rho$ het dichtheidsverschil tussen twee luchtsoorten $\left(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}\right)$
 ΔT het temperatuurverschil " " " (°K)
 Δe het vochtigheidsverschil " " " (mmHg)

Wanneer de onderste luchtlaag lichter is, dan de laag daarboven, zullen de beide luchtlagen goed mengen, waardoor warmte- en waterdampuitwisseling met de bodem groter zullen worden.

Men spreekt dan van een onstabiele atmosfeer, waarin vrije convektie optreedt.

Wanneer de onderste luchtlaag zwaarder is, dan de luchtlaag daarboven, zullen de verticale turbulente luchtbewegingen afgeremd worden. Opstygende of dalende luchtmassa's komen dan in lichtere resp. zwaardere lucht terecht, zodat hun verticale beweging wordt tegengewerkt. Men spreekt nu van een stabiel gelaagde atmosfeer.

De grootte van het turbulente transport wordt meestal beschreven met behulp van integrale turbulente diffusiecoëfficiënten: κ_H en κ_E , die afhankelijk zijn van v en $\Delta \rho$. De overdracht van voelbare warmte wordt nu gegeven door:

$$F_H = \rho_l c_{pl} \kappa_H (v, \Delta \rho) \cdot (T_0 - T_l) \quad (\text{I.11})$$

De overdracht van latente warmte door verdamping :

$$F_E = \rho_l \cdot L \cdot \frac{0.622}{P} \cdot K_E(v, \Delta p) \cdot (e_0 - e_l) \quad (\text{I.12})$$

hierin zijn : ρ_l de dichtheid van de lucht $\approx 1.27 \text{ kg/m}^3$
 c_{pl} de soortelijke warmte van de lucht $\approx 10^3 \text{ J/kg}$
 L de verdampingswarmte van water $\approx 2.3 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$

Veelal worden de integrale diffusiecoëfficiënten voor waterdamp en warmte gelijk verondersteld : $K_H = K_E = K$,

zie o.m. SWINBANK and DYER (1967) (6)

Veel auteurs (o.m. DAERDORFF (1968) (7)) geven voor $K(v, \Delta p)$ de volgende relatie :

$$K(v, \Delta p) = K_N \cdot f(Ri) \quad (\text{I.13})$$

waarin : K_N de overdrachtscoëfficiënt in een neutrale atmosfeer : $\Delta p = 0$

$f(Ri)$ een semi-empirische relatie van het dimensieloze Richardson getal (Ri)

Het Richardson getal (Ri) geeft de verhouding van de door dichtheidsverschillen geproduceerde (of vernietigde) turbulentie en de door traagheidskrachten geproduceerde turbulentie :

$$Ri = \frac{g}{-P_0} \cdot \frac{\partial \rho / \partial z}{(\partial v / \partial z)^2} \quad (\text{I.14})$$

waarin : g de versnelling van de zwaartekracht (m s^{-2})
 z de hoogte. (m)

In de praktijk worden vaak integrale Richardson-getallen gebruikt, die bepaald worden door in (I.14) in plaats van differentiaal, eindige verschillen tussen b.v. waarnemingshoogte en bodem in te vullen (zie DAERDORFF (1968) (7)) :

$$(Ri)_B = \frac{g}{\rho_0} \cdot \frac{z_w \cdot \Delta \rho}{v^2} \quad (I.15)$$

waarin : v de windsnelheid op waarnemingshoogte : z_w ($m s^{-1}$)
 $\Delta \rho$ het dichtheidsverschil tussen de lucht op ($kg m^{-3}$) waarnemingshoogte en de lucht aan de oppervlakte.

Bij een onstabiele atmosfeer : $\Delta \rho < 0$, wordt de vrije konvektie (turbulentieproductie door dichtheidsverschillen) wel als apart mechanisme beschouwd, waarvan het effect kan worden opgeteld bij de gedwongen konvektie in de neutrale atmosfeer.

De overdrachtscoëfficiënt van vrije konvektie vanaf een horizontaal oppervlak wordt gegeven door :

$$K_v = \beta_2 \cdot (-\Delta \rho)^{\alpha_2} \quad (I.16)$$

Laboratoriumexperimenten geven voor α_2 een waarde van 0.25 voor laminaire stroming en 0.33 voor turbulente vrije konvektiestromen. Voor β_2 wordt een waarde gevonden van $10 \cdot 10^{-3} \left(\frac{m}{s} \left(\frac{kg}{m^3} \right)^{-0.33} \right)$: zie BEEK (blz 102 en 103) (8).

Bij een stabiele atmosfeer wordt de vermindering van de turbulentie door dichtheidsverschillen goed beschreven

m.b.v. het Richardson getal. Het door DAERDORFF (7) gegeven verband tussen $K(V, \Delta p)/K_N$ en Ri_B wordt in fig 24 geïllustreerd. Bij onze berekeningen is dit verband benaderd door een exponentiële functie (I.17) voor $\Delta p > 0$, die eveneens in fig 24 is aangegeven:

$$K(V, \Delta p) = K_N e^{-\alpha_3 \cdot \frac{\Delta p}{V^2}} \quad (\text{I.17})$$

waarin α_3 een parameter die van de orde van grootte van $10^3 \left(\frac{\text{ms}^2}{\text{hg}}\right)$ is.

Wanneer $\Delta p = 0$, spreekt men van een neutrale atmosfeer. De waarde van de turbulente overdrachtscoëfficiënt wordt in de micrometeorologie meestal door de volgende (empirische) betrekking gegeven: zie o.a. J.A. BUSINGER (9) blz 88:

$$K_N = C_R \cdot V \quad (\text{I.18})$$

waarin C_R een dimensieloze evenredigheidsconstante is, die door de bodemeigenschappen bepaald wordt: ruwheid, golven etc. Voor moddervlakten geldt $C_R \approx 10^{-3}$: SUTTON (3). Voor buinstromingen wordt bij zeer hoge Reynoldsgetallen (sterk turbulente stroming) voor de overdrachtscoëfficiënt tussen wand en vloeistof het volgende verband gevonden: zie o.a. BYRD c.s. (10) blz 399:

$$K_N = C_R \cdot V^{0.8} \quad (\text{I.19})$$

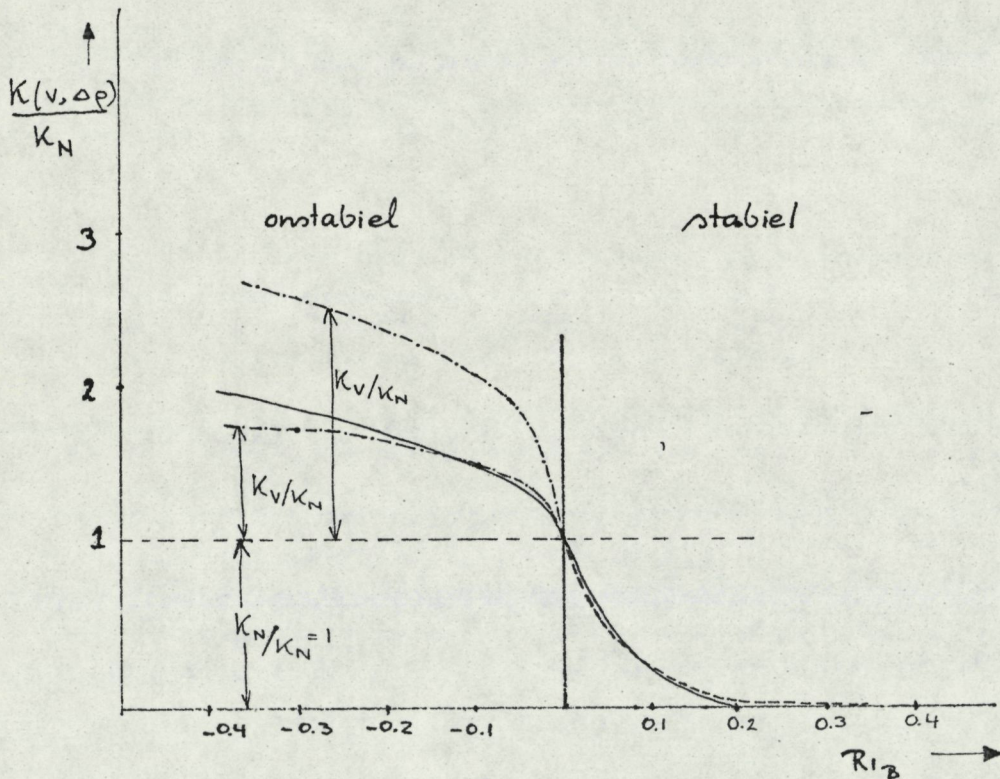


FIG 24 : HET DOOR DEARDORFF (1968) I GEGEVEN
 VERBAND TUSSEN DE RELATIEVE OVERDRACHTS-
 KOËFFICIËNT ($K(v, \Delta\rho)/K_N$) EN HET INTEGRALE
 RICHARDSONGETAL : (—)

bovendien is het door vgl. (I.17) gegeven verband (---) en het door vgl (I.23) gegeven verband (-.-.-), voor verschillende waarden van de windsnelheid aangegeven. Op grond van deze grafiek kan α_3 in vgl (I.17) geschat worden op $1.2 \cdot 10^3 \left(\frac{m^5 s^2}{kg} \right)$ (overgenomen uit: Workshop on micrometeorology blz 89)

Voor de overdrachtscoëfficiënt boven wateroppervlakken
geven DEACON en WEBB (1962) (II) :

$$K_N = (1 + 0.07 \cdot V) \cdot V \cdot 10^{-3} \quad (\text{I.20})$$

In onze berekeningen wordt het volgende verband
gekozen :

$$K_N = \beta_1 \cdot V^{\alpha_1} \quad (\text{I.21})$$

waarin β_1 en α_1 parameters zijn, die afhankelijk
zijn van de oppervlaktegesteldheid.

Samenvattend worden ter bepaling van de
konvektieve overdrachtscoëfficiënt de volgende
betrekkingen gebruikt :

voor $\Delta p > 0$ (stabiele atmosfeer) :

$$K(V, \Delta p) = K_N e^{-\alpha_3 \cdot \frac{\Delta p}{V^2}} = \beta_1 V^{\alpha_1} e^{-\alpha_3 \frac{\Delta p}{V^2}} \quad (\text{I.22})$$

voor $\Delta p < 0$ (onstabiele atmosfeer) :

$$K(V, \Delta p) = K_N + K_V = \beta_1 V^{\alpha_1} + \beta_2 V^{\alpha_2} \quad (\text{I.23})$$

Appendix II

Uitwerking van de warmtebalans van de waterlaag.

Uitgegaan wordt van de vergelijkingen (2.18) +/m (2.21) op blz 19. Hier geven we vgl. (2.18) nogmaals:

$$\frac{dw}{dt} = - \frac{\partial Q_{s1}}{\partial x} dx - \frac{\partial Q_{s2}}{\partial x} dx + y_0 F_{LW} dx - y_0 F_{WB} dx \quad (\text{II.1})$$

Hierin is $\frac{dw}{dt}$ de verandering van de warmteinhoud van de waterlaag in het gebiedje $y_0 dx$ van het geschematiseerde (2-dimensionale) wad, zie fig 25. $\frac{dw}{dt}$ wordt gegeven in vgl (2.19), die kan worden herschreven tot:

$$\frac{dw}{dt} = \rho_w c_{pw} y_0 dx \left\{ T_w \frac{\partial h}{\partial t} + h \frac{\partial T_w}{\partial t} \right\} \quad (\text{II.2})$$

Bovendien geldt voor de waterlaag de 'wet van behoud van water'. Voor het gebiedje $y_0 dx$ vinden we de volgende betrekking: (zie fig 25)

$$dx \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = -V_w(x+dx) \cdot h(x+dx) + V_w(x) \cdot h(x) = -d(V_w \cdot h) \quad (\text{II.3})$$

Toepassing op het hele gebied tussen x en x_0 (zie fig 1 op blz 15) geeft de volgende betrekking:

$$V_w = \frac{x_0 - x}{h} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{II.4})$$

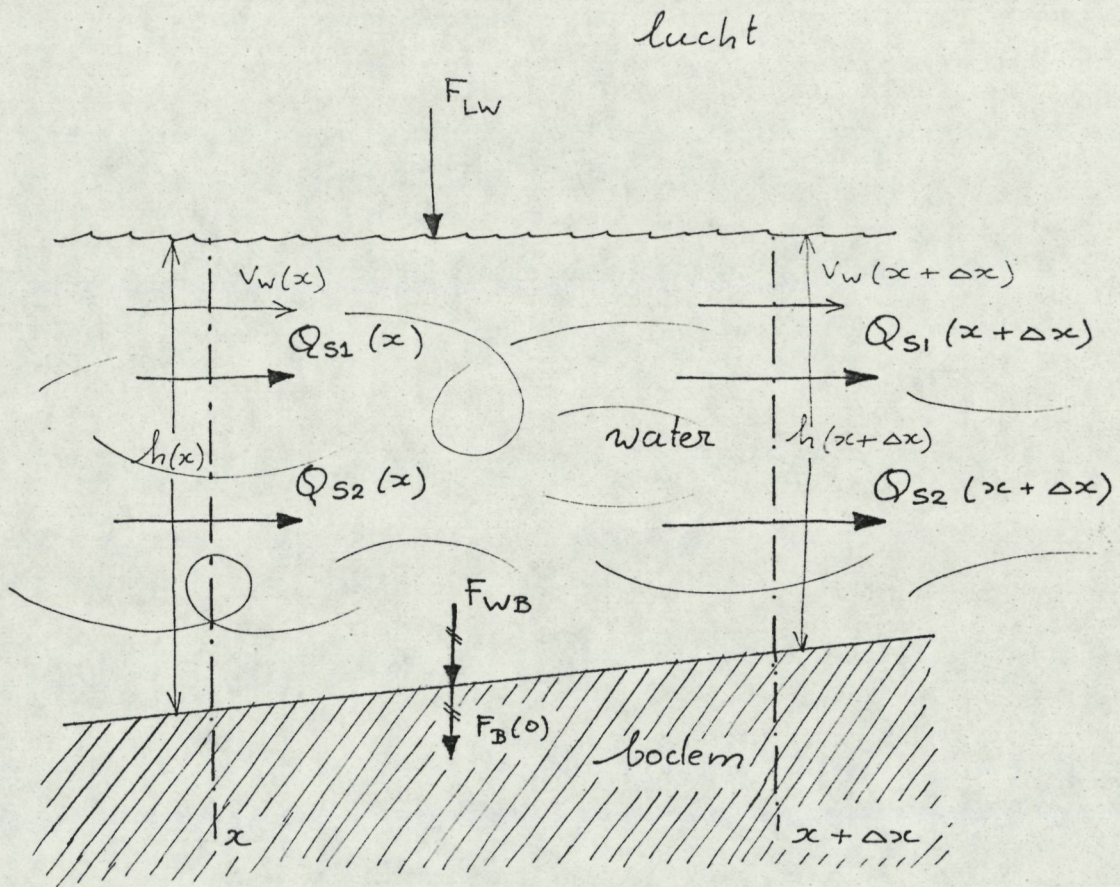


FIG 25 : EEN STUKJE OVERSTROOMD WAD

- : warmtestromen en - stroomdichtheden
- : andere grootheden

Met II.3. en II.4. kan v_w uit de vergelijkingen geëlimineerd worden. Vgl. (2.20) levert voor de tweede term in vgl (II.1) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_{s1}}{\partial x} &= \rho_w c_{pw} y_0 \frac{\partial (v_w h T_w)}{\partial x} = \text{(invullen vgl II.3 en II.4)} \\ &= \rho_w c_{pw} y_0 \left\{ -T_w \frac{\partial h}{\partial t} + (x_0 - x) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \cdot \frac{\partial T_w}{\partial x} \right\} \quad (\text{II.5}) \end{aligned}$$

Uit vgl (2.21) wordt voor de derde term in vgl (II.1) gevonden :

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_{s2}}{\partial x} &= -m_1 \rho_w c_{pw} y_0 \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial T_w}{\partial x} \right) = \\ &= -m_1 \rho_w c_{pw} y_0 \left\{ \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial T_w}{\partial x} + h \frac{\partial^2 T_w}{\partial x^2} \right\} \quad (\text{II.6}) \end{aligned}$$

Invullen van (II.2), (II.5) en (II.6) in (II.1) levert na vereenvoudiging :

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_w}{\partial t} &= - \frac{(x_0 - x)}{h} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \cdot \frac{\partial T_w}{\partial x} + \quad \text{I} \\ &+ \frac{m_1}{h} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial T_w}{\partial x} + m_1 \frac{\partial^2 T_w}{\partial x^2} \quad \text{II} \\ &+ \left\{ F_z + F_L + F_H + F_E + \lambda \left(\frac{\partial T_B}{\partial z} \right)_{z=0} \right\} \frac{1}{h \rho_w c_{pw}} \quad \text{III} \end{aligned} \quad (\text{II.7})$$

Appendix III

Numerieke rekenmethoden

III.1 Integreren van stelsels differentiaalvergelijkingen.

Het numeriek integreren van differentiaalvergelijkingen verloopt in principe als volgt: Uitgaande van een gegeven beginsituatie op tijdstip t , waarin $(x_1, x_2, \dots, x_n(t))$ of $\vec{x}(t)$ de waarden van de verschillende variabelen voorstellen, wordt de situatie telkens een tijdsinterval Δt later berekend. Uit de gegeven differentiaalvergelijkingen: $x_i' = f_i(\vec{x}, t)$, wordt de afgeleide naar de tijd, op tijdstip t , van de verschillende variabelen bepaald, waarna als volgt een schatting gemaakt wordt van de waarde van de variabelen een tijdsinterval Δt later (methode van Euler, zie v. KAN (12))

$$x_i^*(t + \Delta t) = x_i(t) + x_i'(x, t) \cdot \Delta t \quad (\text{III.1})$$

Nauwkeuriger zal de waarde van $x_i(t + \Delta t)$ benaderd worden, wanneer we de over het tijdsinterval tussen t en $t + \Delta t$ gemiddelde graadiënt van x_i kennen. We kunnen een schatting maken van deze gemiddelde graadiënt, door de afgeleide van x_i naar t : x_i' te bepalen bij de geschatte gemiddelde waarde van \vec{x} en t :

$$\vec{x}_g^* \left(t + \frac{1}{2} \Delta t \right) = \frac{\vec{x}(t) + \vec{x}^*(t + \Delta t)}{2} \quad (\text{III.2})$$

We kunnen nu een nieuwe schatting maken van de situatie op tijdstip $(t + \Delta t)$: methode van Heun, zie v. KAN (12)

$$x_i^{**}(t + \Delta t) = x_i(t) + x_i'(t + \frac{1}{2}\Delta t, x_i^*) \Delta t \quad (\text{III.3})$$

Nu kan opnieuw een schatting gemaakt worden van de gemiddelde gradiënt ene. ene.....

Dit iteratieproces zal voor differentieerbare functies convergeren wanneer Δt klein genoeg gekozen wordt. Wanneer de konvergentie slecht is, of het iteratieproces divergeert, duidt dit op een onbetrouwbare integratie en een te groot gekozen tijdsinterval. De fout, die uiteindelijk bij deze methode gemaakt wordt is in de orde van $(\Delta t)^3$, hetgeen als volgt kan worden ingezien:

$$x_i(t + \Delta t) = x_i(t, x) + \left(\frac{dx_i}{dt}\right) \Delta t + \frac{1}{2} \left(\frac{d^2 x_i}{dt^2}\right) \Delta t^2 + \frac{1}{6} \left(\frac{d^3 x_i}{dt^3}\right) \Delta t^3 + \dots$$

$$\left(\text{n.b. } \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial}{\partial x}\right) \quad (\text{III.4})$$

terwijl:

$$\left(\frac{dx_i}{dt}\right)_{t + \frac{1}{2}\Delta t} = \left(\frac{dx_i}{dt}\right)_t + \left(\frac{d^2 x_i}{dt^2}\right) \frac{1}{2} \Delta t + \frac{1}{2} \left(\frac{d^3 x_i}{dt^3}\right) \frac{1}{4} \Delta t^2 + \dots$$

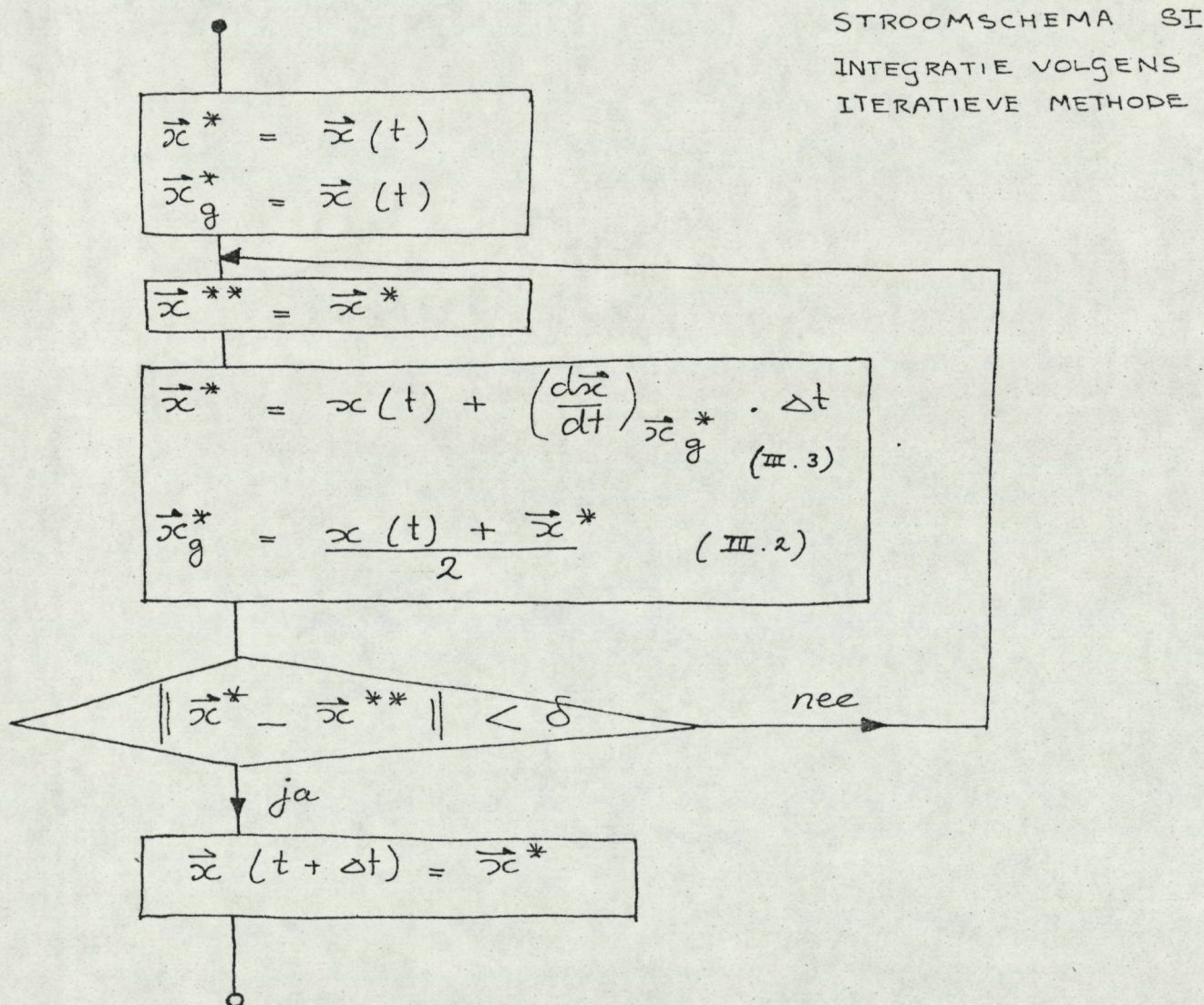
(III.5)

zodat:

$$x(t + \Delta t) - \left\{ x(t) + \left(\frac{dx}{dt}\right)_{t + \frac{1}{2}\Delta t} \cdot \Delta t \right\} = \frac{2}{48} \left(\frac{d^3 x}{dt^3}\right)_t \Delta t^3 + \dots = O(\Delta t^3)$$

(III.6)

In stroomschema kunnen we de gevolgde berekening als volgt weergeven:



Wanneer de integratie nauwkeuriger moet worden uitgevoerd kan gebruik worden gemaakt van de Runge-Kutta methode (zie v. KAN (12)), door Vgl. (III.3) te vervangen door:

$$x_i^{**}(t+\Delta t) = x_i(t) + \frac{1}{6} \left\{ x_i'(t, x_i) + 4 x_i'(t + \frac{1}{2}\Delta t, x_{g_i}^*) + x_i'(t + \Delta t, x_i^*(t + \Delta t)) \right\} \quad (\text{III.7})$$

De fout, die nu uiteindelijk gemaakt wordt is in de orde van $(\Delta t)^5$.

III.2 partiële integratie.

Voor het numeriek integreren van partiële differentiaal vergelijkingen (P.D.V.'s) worden de, nu ook over de ruimte continue variërende, grootheden op een discrete aantal punten berekend. In plaats van de continue variabele $T(t, x, y, z)$ verkrijgen we nu de verzameling discrete waarden: $\{T(t_i, x_j, y_k, z_l)\}$ ook te schrijven als: $\{T(t, j, k, l)\}$.

Deze verzameling waarden kunnen we beschouwen als een verzameling, vanwege de P.D.V. gekoppelde, tydsafhankelijke variabelen. Het verloop van deze variabelen in de tyd kan nu met de in appendix III a gegeven methoden worden berekend. De differentiaalquotienten in de ruimte kunnen nu geschreven worden als differentiequotienten en veroorzaken koppeling tussen aangrenzende punten b.v. (zie HOOGENDOORN (13))

$$\left(\frac{\partial T(x, t)}{\partial x}\right)_{x_j} \text{ gaat over in: } \frac{T(t, j+1) - T(t, j-1)}{2\Delta x} \quad (\text{III.8})$$

$$\left(\frac{\partial^2 T(x, t)}{\partial x^2}\right)_{x_j} \text{ gaat over in: } \frac{T(t, j+1) + T(t, j-1) - 2T(t, j)}{\Delta x^2} \quad (\text{III.9})$$

(III.8) en (III.9) heten centrale differenties in de plaats.

Vanwege het meestal grote aantal punten vereist een iteratieve aanpak dan enorm veel rekenwerk (- tyd) zodat vaak met de eerste schatting (vgl (III.1)) volstaan wordt.

Integreren volgens deze methode, met gebruikmaking van centrale differenties: vgl (III.8) en (III.9) heet de Binder-Schmidt methode:

Toepassing op de één-dimensionale diffusie vergelijking: vgl (2.10), levert door (III.8) en (2.10) in te vullen in (III.1):

$$T(t+\Delta t, j) = T(t, j) + \frac{\lambda_B}{\rho_B c_{pB}} \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x^2} \{ T(t, j+1) + T(t, j-1) - 2T(t, j) \} \quad (\text{III.10})$$

De methode is stabiel voor: (zie HOOGENDOORN (13))

$$\frac{\lambda_B \cdot \Delta t}{\rho_B c_{pB} \Delta x^2} \leq 1/2 \quad (\text{III.11})$$

Wanneer Δt en Δx zo gekozen worden, dat:

$$\frac{\lambda_B \cdot \Delta t}{\rho_B c_{pB} \Delta x^2} = 1/2, \quad (\text{III.12})$$

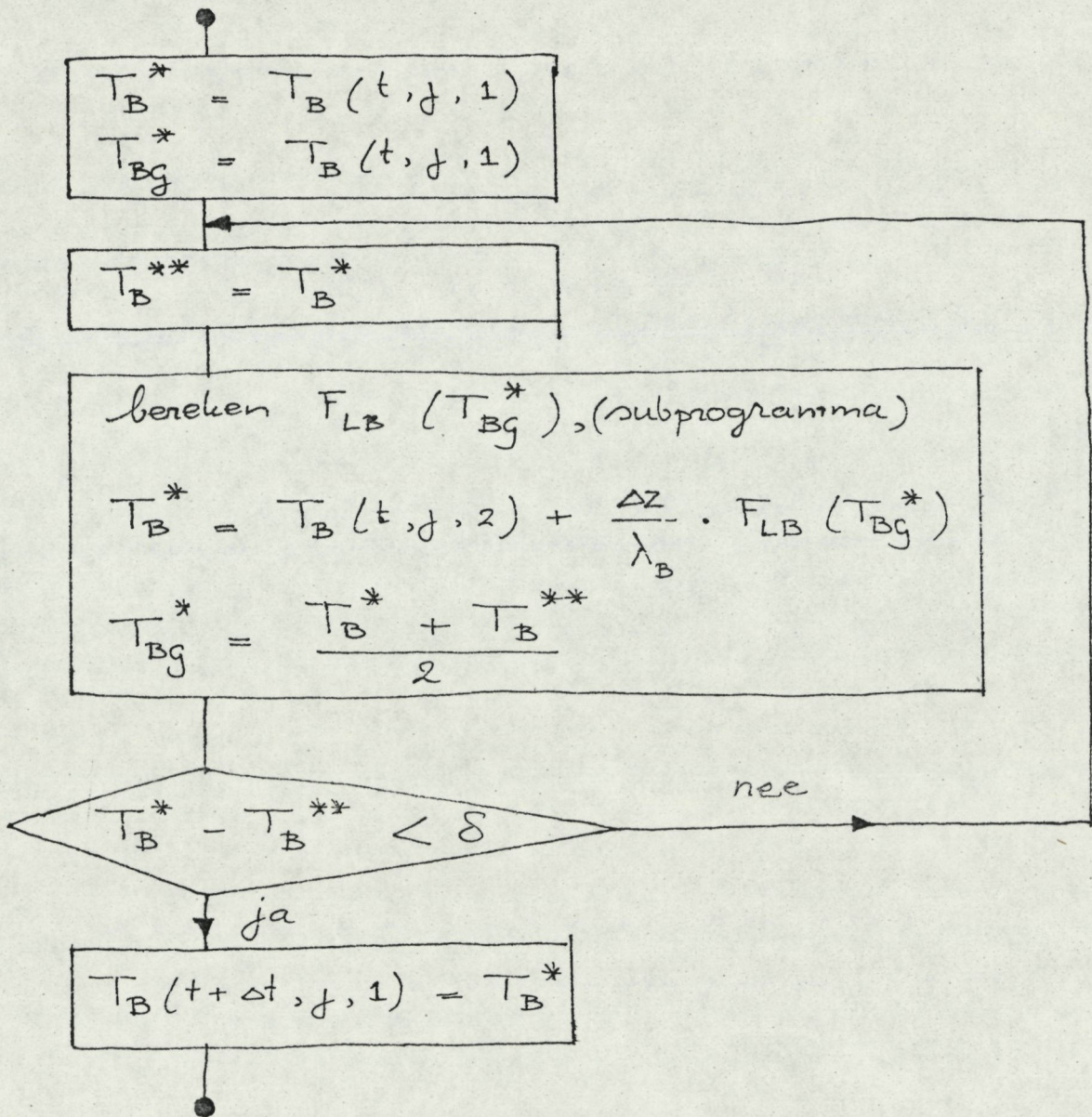
vereenvoudigt (III.10) tot:

$$T(t+\Delta t, j) = \frac{T(t, j+1) + T(t, j-1)}{2} \quad (\text{III.13})$$

Integratie met gebruikmaking van (III.13) heet de Schmidt-methode

III.3 de berekening van de oppervlaktetemperatuur van de drooggevallen wadbodem.

Geheel volgens het stroomschema SI op blz. 95 kan de berekening van de oppervlaktetemperatuur van de bodem: $T_B(t, j, 1)$ in kompartiment j , uitgevoerd worden. De berekening verloopt dan volgens onderstaand schema:



STROOMSCHEMA SII, BEREKENING OPPERVLAKTETEMPERATUUR VAN DE BODEM.

III.4: Berekening van de watertemperatuur.

Bij de berekening van de watertemperatuur wordt uitgegaan van vgl. 2.22 (zie blz 20)

De integratie wordt in beginsel volgens de methode van Binder-Schmidt uitgevoerd (zie appendix III 6.)

In vgl. (2.22) worden de partiële-differentiaalquotiënten op de in appendix III 6 aangegeven wijze door differentiequotiënten vervangen:

- $x_0 - x_s$ in deel I van (2.22) wordt in gediskretiseerde vorm benaderd door $(j_g - j) \cdot \Delta x$: zie blz:
- Het produkt $\frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial T_w}{\partial x}$ in deel II van (2.22) wordt in gediskretiseerde vorm:

$$\frac{1}{2} \left[\frac{h(t, j+1) - h(t, j)}{\Delta x} \cdot \frac{T_w(t, j+1) - T_w(t, j)}{\Delta x} + \frac{h(t, j) - h(t, j-1)}{\Delta x} \cdot \frac{T_w(t, j) - T_w(t, j-1)}{\Delta x} \right] \quad (\text{III.14})$$

Met deze differentiequotiënten vinden we voor de gediskretiseerde vorm van vgl. (2.22):

$$\begin{aligned} & \frac{T_w(t+\Delta t, j) - T_w(t, j)}{\Delta t} = \quad (\text{III.15}) \\ & - \frac{(j_g - j)}{h(t, j)} \cdot \frac{h(t+\Delta t, j) - h(t, j)}{\Delta t} \cdot \frac{T_w(t, j+1) - T_w(t, j-1)}{2} + \quad (\text{I}) \\ & + \frac{m_1}{\Delta x^2} \left\{ (T_w(t, j+1) - T_w(t, j)) \cdot \left(\frac{h(t, j) + h(t, j+1)}{2 h(t, j)} \right) + \quad (\text{II}) \right. \\ & \quad \left. (T_w(t, j-1) - T_w(t, j)) \cdot \left(\frac{h(t, j) + h(t, j-1)}{2 h(t, j)} \right) \right\} + \\ & + \left\{ F_{Lw}(\overline{T_w(t, j)}) + \frac{\lambda_B}{\Delta z} (T_B(z, j, t) - \overline{T_w(t, j)}) \right\} \cdot \frac{1}{h(t, j) \cdot \rho_w c_{pw}} \quad (\text{III}) \end{aligned}$$

Hierin is $\overline{T_w(j,t)}$ de over het tijdsinterval tussen t en $t+\Delta t$ gemiddelde watertemperatuur in kompartiment j ; deze is alleen door een iteratieve rekenmethode te benaderen.

Bij de in het programma gebruikte grote intervallen in de x -richting, moet er goed op gelet worden of bij gebruik van vgl (III.15) geen grove onnauwkeurigheden, of zelfs instabiliteiten in de berekening kunnen optreden.

Voor onderdeel I geldt, dat bij grote stapgrootte Δx , door het rekenproces warmte geproduceerd of vernietigd kan worden: Door de waterbeweging ten gevolge van de getyden "stapje voor stapje" te volgen kunnen de volgende betrekkingen worden opgesteld, die aan de wet van behoud van water en warmte voldoen. Voor kleine waarden van Δx stemmen deze betrekkingen geheel overeen met deel I van vgl. (III.15):

— voor stijgend water: $\Delta h = h(t+\Delta t, j) - h(t, j) > 0$

$$-\frac{(j_g - j + 1) \Delta h}{(h(j,t) + (j_g - j + 1) \Delta h)} \cdot \frac{T_w(t, j) - T_w(t, j-1)}{\Delta t} \quad (\text{Ia})$$

— voor zakkend water: $\Delta h < 0$

$$-\frac{(j_g - j) \cdot \Delta h}{(h(j,t) + (j_g - j) \cdot \Delta h)} \cdot \frac{T_w(t, j+1) - T_w(t, j)}{\Delta t} \quad (\text{Ib})$$

(III.1)

Deel II van vgl (III.15) moet voldoen aan de stabiliteitsvoorwaarde (III.11), die nu geschreven kan worden als:

$$m_1 \cdot \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} \leq 1/2$$

III.17

Wanneer we voor Δx schrijven: $\Delta x = \frac{l}{NF}$,
 waarin l een karakteristieke afmeting van het wad
 en NF het aantal stapjes, waarin het wad horizon-
 taal verdeeld is en we schrijven voor Δt : $\Delta t = \frac{3600}{N}$,
 waarin N het aantal tijdstapjes per uur is, gaat
 III.17 over in de volgende voorwaarde:

$$m_1^* \cdot \frac{NF^2}{N} \leq 1/2$$

III.18

waarin m_1^* de diffusiecoëfficiënt in het water is,
 nu uitgedrukt in (l^2/uur) i.p.v. (m^2/s).

Wanneer het aantal tijdstappen per uur niet groot genoeg
 is om aan III.18 te voldoen kan de berekening
 'gered' worden door m_1^* door een faktor f te delen en
 de berekening in vgl (III.15(II)) f maal achtereenvol-
 gens per tijdstap uit te voeren.

Terzijde zij nog opgemerkt, dat vgl (III.15) voor
 $h(t, f) = 0$ overgaat in de eenvoudige betrekking (2.26)
 voor het drooggevallen wad: vermenigvuldig beide
 leden van (III.15) met $h(t, f)$ en vervang $(\overline{T_w(t, f)})$
 door $(\overline{T_B(t, f, 1)})$.

Omdat vergelijking (2.22) een sterke vereenvoudigde
 en benaderende beschrijving geeft van allerlei stroom-
 en mengprocessen op het wad-korst een nauw-
 leuwer integratiemethode dan de Bincier-Schmidt
 methode onnodig veel rekentijd.

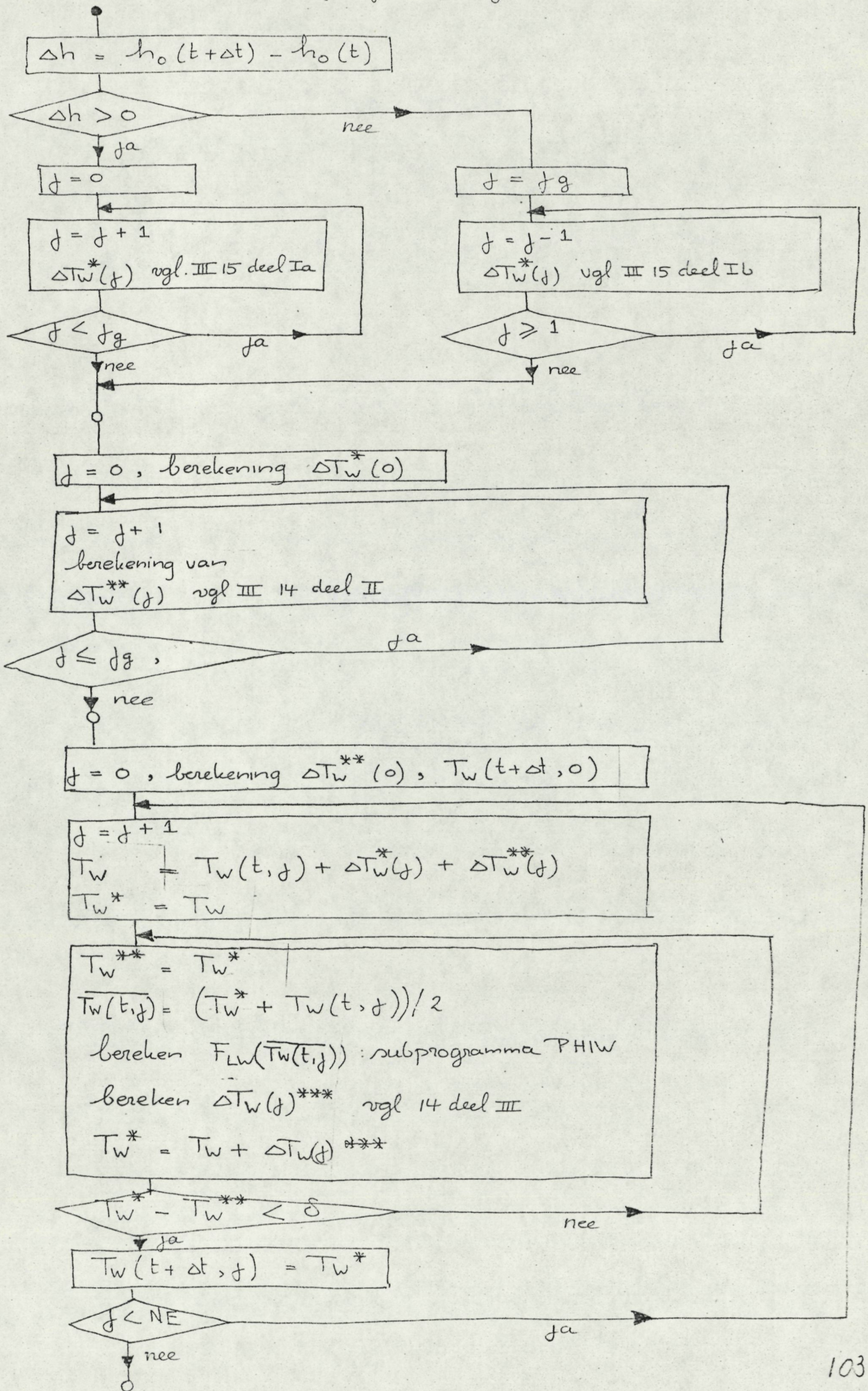
De berekening van de laatste term van (III.14) is
wel volgens de in appendix IIIa gegeven iteratieve
methode uitgevoerd

De berekening van de watertemperatuur in
de geul ($f = 0$) vereist een speciale behandeling,
omdat tengevolge van de getijdebeweging de
inhoud en de oppervlakte van dit gedeelte varieert.
Bovendien treedt in dit kompartiment menging met
zeewater op.

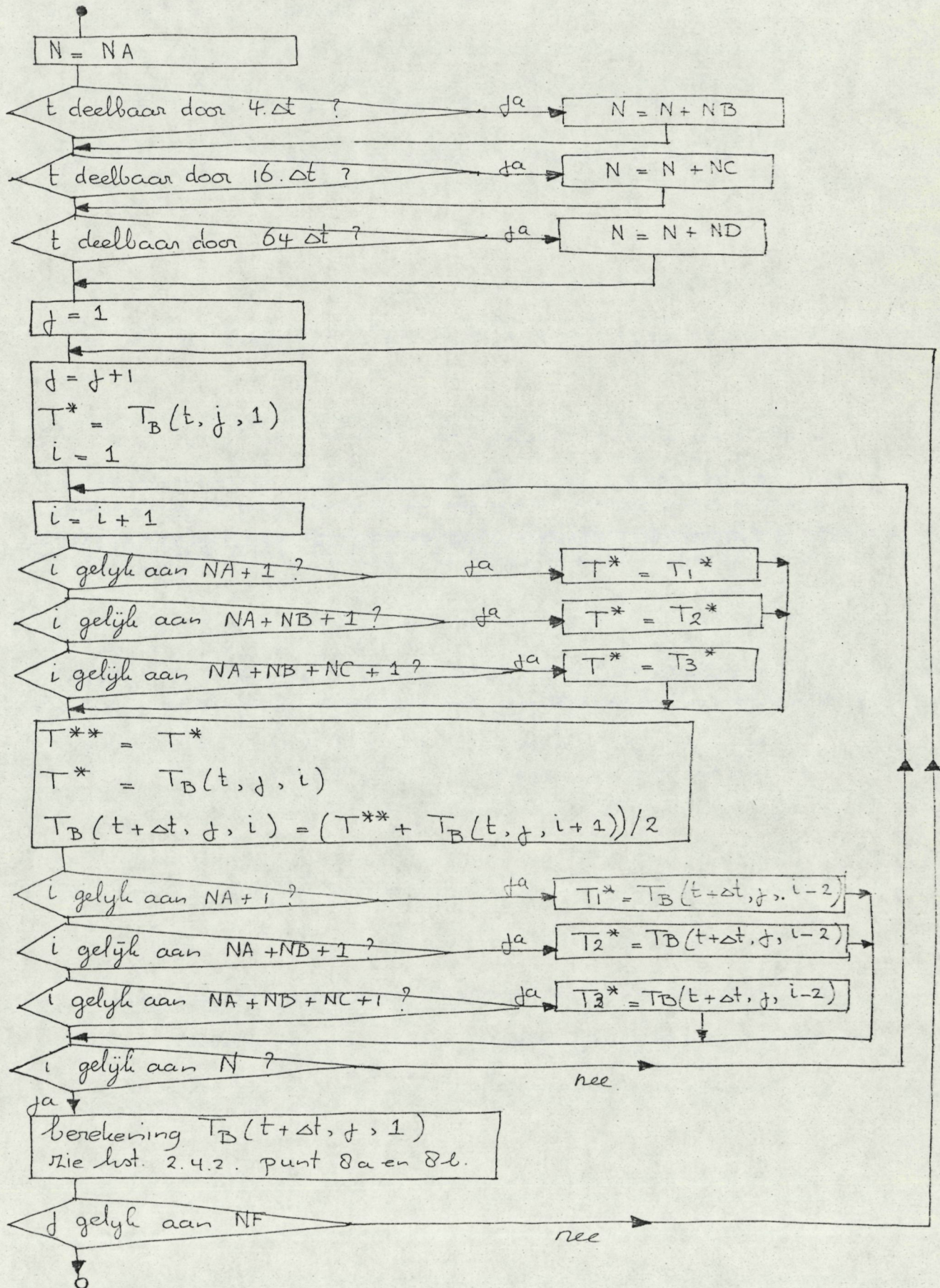
De warmteuitwisseling met de atmosfeer: $F_{Lw}(\overline{T_w(t, f)})$,
wordt, evenals voor de bodemoppervlakte, door een
apart subprogramma berekend uit de meteorologische
omstandigheden en de over het tydsinterval tussen
 t en $t + \Delta t$ gemiddelde watertemperatuur: $\overline{T_w(t, f)}$,
m.b.v de vergelijkingen (2.3) t/m (2.8).

Het volledige stroomschema voor de berekening
van de temperatuurverdeling in het water heeft
uiteindelijk de in schema SIII gegeven gedaante
verloren:

schema S3 : berekening van de watertemperatuur.
 De met sterretjes gemerkte grootheden zijn hulpvariabelen.



III.5 stroomschema van de berekening van de temperatuurverdeling in de bodem.



S4 : stroomschema van de berekening van de bodemtemperatuur
 NA, NB, NC, ND : aantal stappen waarvan de stapgrootte resp één, twee, vier en acht maal zo groot is als aan de oppervlakte (Δz)

Appendix IV

Overzicht van de keuzemogelijkheden in het rekenprogramma.

In het programma kunnen de berekeningen langs verschillende wegen worden uitgevoerd.

De gebruiker kan, door aan een reeks variabelen verschillende waarden toe te kennen het verloop van de berekeningen aan zijn wensen en mogelijkheden aanpassen.

De reeks getallen wordt genoteerd als meth (1) t/m meth (6). Hieronder worden enige keuzemogelijkheden gegeven.

* mogelijkheden om de kortgolvlige (F_z) en langgolvlige (F_L) stralingstermen in de warmtebalans te bepalen:

schakelaar: meth (2)	F_z	F_L
meth (2) = 1	berekend m.b.v. (2.3)	berekend m.b.v. (2.4)
meth (2) = 2	door opgave van de gemeten waarden van de kortgolvlige straling	"
meth (2) = 3	$F_z + F_L$ wordt bepaald door opgave van gemeten waarden van de netto straling.	

- * mogelijkheden om de meteorologische omstandigheden te veranderen (luchttemperatuur en -vochtigheid, windsnelheid, bewolking, netto of kortgolvlige straling)

schakelaar:

meth (4)

- meth (4) = 3 : voor elke dag wordt het verloop van de weersomstandigheden opnieuw opgegeven
- meth (4) = 5 : na een periode van enige dagen wordt het dagelijks verloop van de weersomstandigheden voor de volgende periode opgegeven
- anders : de weersomstandigheden zijn gedurende de gehele rekenperiode iedere dag hetzelfde.

- * mogelijkheden om de meteorologische parameters te veranderen, dit zijn de parameters in ugl (2.3) t/m (2.8), die de warmteoverdracht beheersen.

schakelaar: meth (4)

- meth(4) = 2 : iedere (reken) dag worden nieuwe parameters opgegeven
- meth(4) = 4 : na een periode van enige dagen worden de parameters voor de volgende rekenperiode opgegeven
- anders : de parameters zijn gedurende de gehele rekenperiode constant.

* mogelijkheden om de parameters van de waterhuishouding te veranderen; dit zijn: de componenten van de getydebeweging, de zeewatertemperatuur en het watervolume in de waddenzee en de mengparameters m_1^* en m_2

schakelaar : meth (3)

meth(3) = 1 : de parameters zijn gedurende de gehele rekenperiode konstant

meth(3) = 2 : de parameters worden elke dag opnieuw opgegeven

meth(3) = 3 : de parameters worden na een periode van enige dagen voor de volgende periode opnieuw opgegeven.

* mogelijkheden om de uitvoer te organiseren.

schakelaar:
meth (5)

temperatuurverloop
en warmtestromen
in getallen grafisch

verloop van dag -
gemiddelden
in getallen grafisch

1			*	
2	*		*	
3	*		*	*
4	*	*	*	*
5		*	*	*
6		*		*
7				*

Het temperatuurverloop en het verloop van de componenten van de warmtebalans worden als volgt gepresenteerd:

In getalvorm kan het temperatuurverloop op elke gewenste

aantal plaatsen en met elke gewenste tussentijd worden afgedrukt. Bovendien kan op een aantal plaatsen het verloop van de componenten van de warmtebalans worden afgedrukt en de netto warmteoverdracht van lucht naar bodem: F_{LB} , van lucht naar water: F_{LW} en van bodem naar water F_{BW} .

Howel bij de uitvoer in getallen, als bij de grafische uitvoer, wordt op ieder typtip opgetekend: De over de hele watermassa gemiddelde temperatuur en de temperatuur van het water in de geul en de gemiddelde grootte van de componenten van de warmtebalans in het gebied dat onder water staat en in het drooggevallen gebied. Bovendien kan grafisch het temperatuurverloop op maximaal 9 punten in water en bodem, tegelijk worden opgetekend.

Van alle grootheden, waarvan het verloop in de tijd wordt opgeschreven of uitgetekend, kan ook het dagelijks gemiddelde worden afgedrukt. Van de warmtestroomdichtheden wordt dan de over de oppervlakte van het gehele gebied gemiddelde grootte opgegeven.

* bijzondere mogelijkheden

schakelaar: meth(6)

meth(6) = 2 Met een opgegeven datum als begindatum wordt elke rekendag de zonnestraling: F_z m.b.v. vgl. (2.3) voor een volgende dag in het jaar berekend.

meik (6) = 3: In het wadmodel wordt nu in
het op één na diepste kompartiment,
naast de geul, warm water geloost

Appendix V

Bepaling van de verdamping door meting van het zoutgehalte

Gedurende de gehele periode van meten zijn regelmatig watermonsters uit de wadbak genomen, waarvan het zoutgehalte: c_z , is bepaald. In fig 26 is het verloop van de zoutconcentratie met de tijd aangegeven, bovendien is het verloop van de totale hoeveelheid water, in bak en reservoir samen, gegeven: V .

Door de watercirculatie niet door de bak te leiden, kan bepaald worden, welk gedeelte van de verdamping buiten de bak plaatsvindt: η .

Uit deze metingen kan de totale verdamping in de bak: E , als volgt berekend worden:

$$E = (1 - \eta) \cdot \frac{1}{c_z} \cdot \frac{dc_z}{dt} \cdot V \quad (\text{V.1})$$

De gemiddelde warmtestroomdichtheid door verdamping: \bar{F}_E kan nu als volgt worden bepaald:

$$\bar{F}_E = L \cdot \frac{E}{A} \quad (\text{V.2})$$

waarin: L de verdampingswarmte van water ($2.3 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$)
 A de oppervlakte van de bak ($A = 24.5 \text{ m}^2$)

In periode 3 bedraagt η ongeveer 10%, de verdamping buiten de bak bedraagt dus ongeveer 10 W/m^2 .

De resultaten van de berekeningen zijn vermeld in tabel I

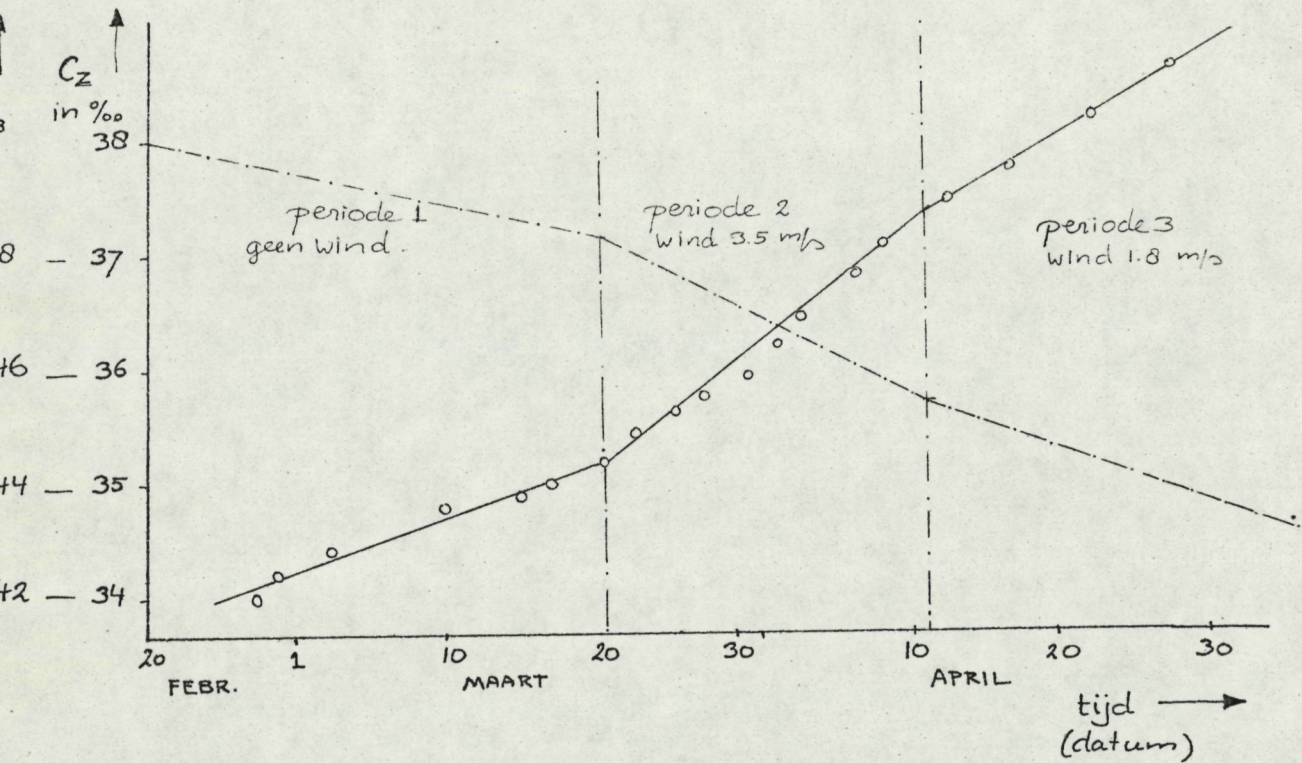


FIG. 26 HET VERLOOP VAN HET ZOUTGEHALTE (—) en VAN HET WATERVOLUME: \bar{V} (- - -) IN DE WADBAK EN RESERVOIR SAMEN

parametergevoeligheidsanalyse en foutenanalyse

De door een numeriek model berekende z.g. uitgangsvaariabelen, in ons geval de temperaturen en warmtestroom-dichtheden, worden bepaald door de bekende of gemeten ingangsvaariabelen (b.v. weersomstandigheden) en konstanten (b.v. warmtecapaciteit en dichtheid van water) en door de niet gemeten parameters in de betrekkingen tussen in- en uitgangsgrootheden. Deze z.g. modelparameters kunnen gedeeltelijk op fysische gronden meer of minder nauwkeurig geschat worden, maar vaak kunnen zij pas nauwkeuriger bepaald worden, door het berekende verloop van de uitgangsvaariabelen zo goed mogelijk in overeenstemming te brengen met het verloop van de gemeten uitgangs (of test-) variabelen.

Het zal duidelijk zijn dat een voldoende groot aantal modelparameters altijd tot een bevredigende overeenstemming tussen berekend en gemeten verloop zal leiden. De mathematische beschrijving kan dan zinvol zijn als een soort toestandsvergelijking.

De nauwkeurigheid, waarmee de onbekende parameters bepaald kunnen worden, wordt beperkt door:

- 1^e meetfouten in de ingangsvaariabelen
- 2^e meetfouten in de testvariabelen
- 3^e onnauwkeurigheden in het rekenproces.

De onnauwkeurigheden door het rekenen zijn waarschijnlijk klein t.o.v. de meetfouten: Het verschil tussen de door het rekenmodel berekende opwarming van de

bodemoppervlakte, wanneer er een konstante warmtestroom aan wordt toegevoerd, en de uit de theorie behende oplossing bedraagt na 10 tijdstappen minder dan 2%. Wanneer we de modelparameters konstant houden, kunnen we de invloed berekenen, die de meetfouten in de ingangsvariabelen op het verloop van de berekende uitgangsvariabelen hebben. We vinden dan, dat, bij de gekozen waarden van de modelparameters, de uitgangsvariabelen binnen een bepaalde marge kunnen variëren; teramen met de meetfout in de testvariabelen zullen we deze marge het betrouwbaarheidsinterval van de gekozen parameters, in het berekende verloop, noemen. Wanneer het gehele gemeten verloop van de testvariabelen binnen het betrouwbaarheidsinterval van de gekozen parameters ligt, kan gesteld worden, dat deze parameters het gemeten verloop goed beschrijven. Bovendien kan gesteld worden, dat veranderingen in de parameters pas significant zijn, wanneer het met de veranderde parameters berekende verloop buiten het betrouwbaarheidsinterval van de oude parameters ligt (geheel of gedeeltelijk). Voor sommige parameters zal een kleine verandering al significant zijn, anderen kunnen binnen wijde grenzen variëren. Het zal duidelijk zijn, dat de kleinste significante verschillen aangeven hoe nauwkeurig een parameter bepaald kan worden en of een parameter misschien helemaal uit de beschrijving kan verdwynen (in ons model v.v. α_3). Het is dus van groot belang, te bepalen, hoe sterk de uitgangsvariabelen veranderen, wanneer de modelparameters worden gevarieerd. Dit heet parametergevoeligheidsanalyse.

In het volgende zullen we in één punt van het gemeten temperatuurverloop het betrouwbaarheidsinterval bepalen en een parametergevoelighedsanalyse uitvoeren. We kiezen de maximumtemperatuur op 3 cm diepte in de bodem, bij de weersomstandigheden van 8 september '73 (zie fig 20 blz 71)

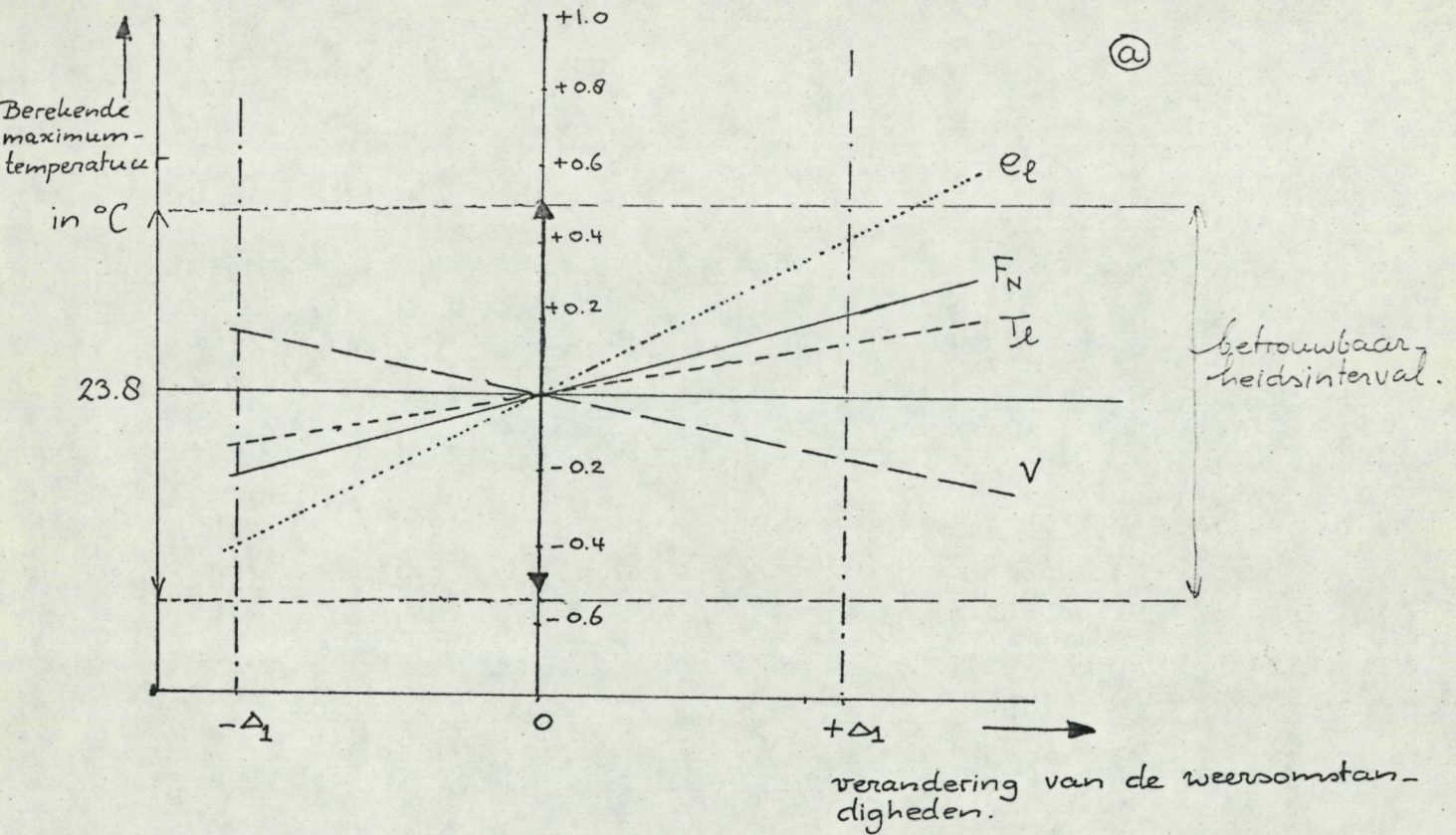
Het betrouwbaarheidsinterval wordt bepaald, door, bij het berekenen van het temperatuurverloop, telkens één van de invoervariabelen met de geschatte meetfout(s) te veranderen. In fig 27 @ is het resultaat van deze berekeningen geïllustreerd.

In dit punt van het temperatuurverloop blijkt het betrouwbaarheidsinterval 23.8 ± 0.5 °C te zijn

In fig 27 ⊕ is het resultaat van de parametergevoelighedsanalyse opgetekend. Nu is, bij het berekenen van het temperatuurverloop, telkens één van de modelparameters met een bepaald percentage veranderd en de verandering in de berekende maximumtemperatuur opgetekend.

Onder omstandigheden, dat de konvektieve overdracht geen rol van betekenis speelt, wordt het betrouwbaarheidsinterval veel kleiner (b.v. in de nachten van 13 op 14 en van 14 op 15 september), zodat de modelparameters die dan een rol van betekenis spelen veel nauwkeuriger bepaald kunnen worden (b.v. ρ_B , c_{PB} en λ_B)

In andere perioden speelt de vrije konvektie een overheersende rol, zodat dan de parameters die de vrije konvektie beheersen, nauwkeuriger bepaald kunnen worden. Uiteindelijk komen we, met het aldus verkregen inzicht in de nauwkeurigheid van het berekende verloop, tot de in (4.2), (4.3) en (4.5) genoemde waarden van de parameters en de geschatte fouten daarin.



variabele :	mog. fout (Δ_1) :	verandering van bodemtemp (Δ_2)	Δ_2^2
luchtvochtigheid (e_e)	5%	0.4 °C	0.16
netto straling (F_N)	5%	0.2 °C	0.04
luchttemperatuur (T_e)	0.2 °C	0.15 °C	0.02
windsnelheid (v)	5%	0.15 °C	0.02
bodemtemperatuur (T_B)	0.1 °C	0.1 °C	0.01
			0.25

$$\Sigma \Delta_2 = 1.0 \text{ °C} ; \sqrt{\frac{\Sigma \Delta_2^2}{4}} = 0.25 \text{ °C} = \sigma$$

$$\text{betrouwbaarheidsinterval} : (23.8 \pm 2 \cdot \sigma) \text{ °C} = (23.8 \pm 0.5) \text{ °C}$$

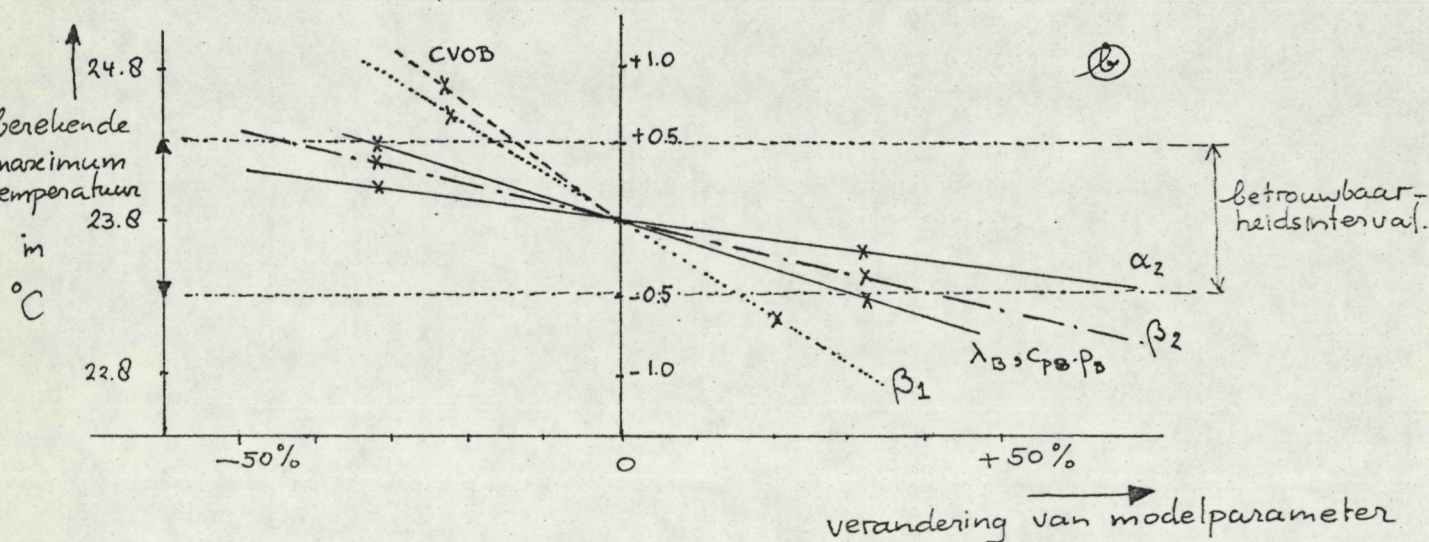


Fig 27 (a) : BEPALING VAN BETROUWBAARHEIDSINTERVAL VAN DE BEREKENDE BODEMTEMPERATUUR

(b) : PARAMETERGEVOELIGHEIDSANALYSE
CVOB is het verdampend vermogen van de bodemoppervlakte

Verwarming van de waddenzee door lozing van verwarmd water.

Als eenvoudige toepassing van het rekenmodel kunnen we de opwarming van water en bodem van de waddenzee, door toevoer van extra warmte, berekenen. Daartoe wordt aan het diepste kompartiment van het 'rekenwad' (naast de geul), aan het water een extra warmtestroom toegevoerd, die gelijk is aan het geloosde vermogen.

Voor de oppervlakte van het gebied wordt gekozen: 200 km^2 , de warmtestroom wordt op 5000 MW gesteld (een viertal grote centrales). Overigens houden we de weersomstandigheden gelijk aan die van 8 sept. 1973 (zie fig 20).

Onder deze omstandigheden wordt het in fig 20 getekende verloop berekend, dat vergeleken kan worden met het in fig 22 berekende verloop van de gemiddelde water- en bodemtemperaturen.

De temperatuurstijging blijft, zelfs in het geval, dat geen menging met zeewater plaats vindt beperkt tot $1.1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Wanneer de menging met zeewater 25% per periode is bedraagt de temperatuurstijging van het water $0.55 \text{ }^\circ\text{C}$.

In de bodem midden op het wad bedraagt de temperatuurstijging ongeveer de helft van de stijging in het water.

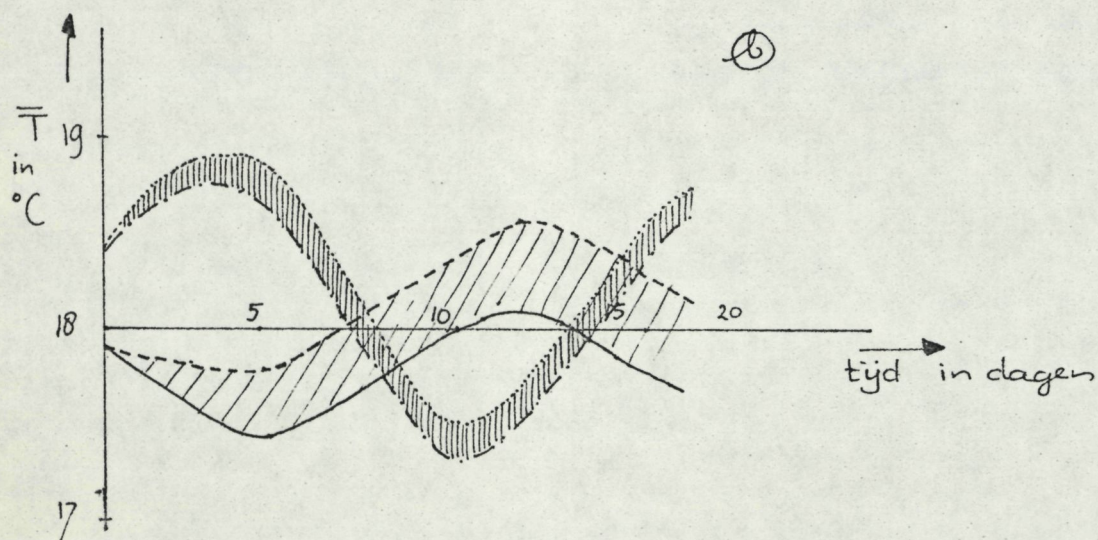
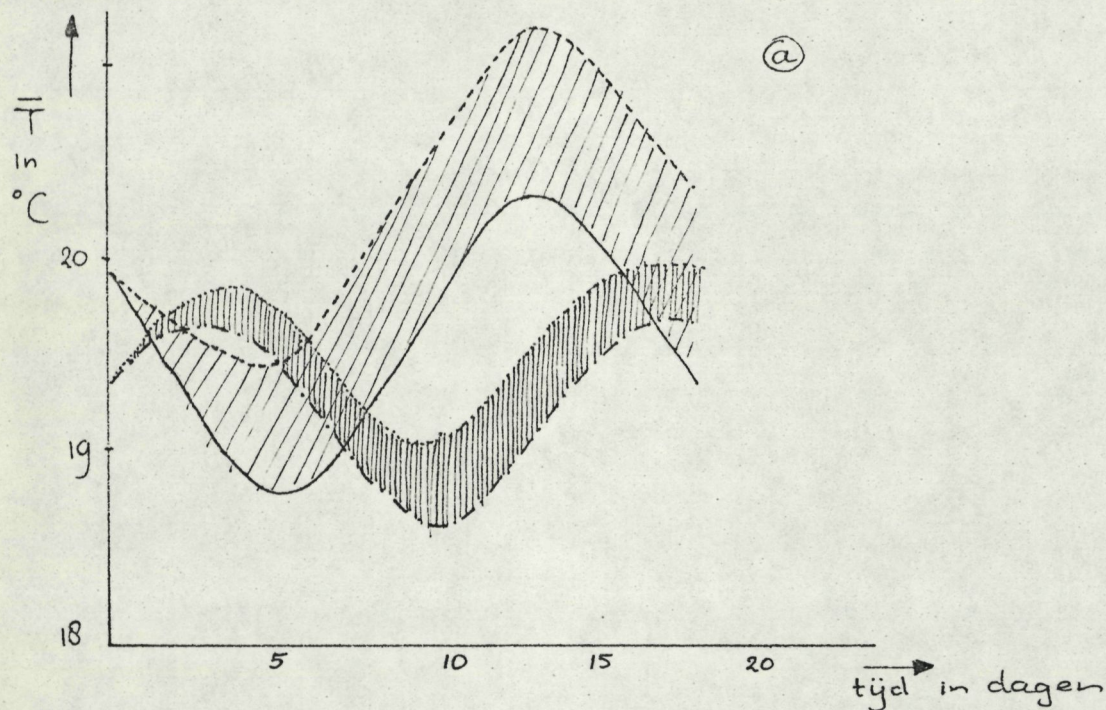


Fig 28 : HET VERLOOP VAN DE GEMIDDELTE WATER - EN BODEM-TEMPERATUUR, WANNEER VANAF $t=0$ EKSTRA WARMTE AAN HET WATER WORDT TOEGEVOERD.

- : watertemperatuur zonder verwarming
 - - - : watertemperatuur met verwarming
 - · · : bodemtemperatuur zonder verwarming
 - · - : bodemtemperatuur met verwarming
- } : temperatuurstijging door verwarming
- } : temperatuurstijging door verwarming

- @ : géén menging met zeewater : $m_2 = 0$
- ⊕ : wél menging met zeewater : $m_2 = 0.25$

Het gemeten en het berekende temperatuurverloop
in de wadbodem.

In fig 29 is het temperatuurverloop in de bodem, gedurende de hele periode, waarover meetgegevens beschikbaar waren, opgetekent.

Byna overal sluit het berekende verloop goed aan op het gemeten temperatuurverloop.

Opvallende verschillen tussen gemeten en berekende waarden vinden we * in perioden, waarin het wad onder water staat, dit kan een gevolg zijn van de moeilijk te beschrijven mengverschijnselen in het water.

* In de nachten van 11 op 12 en van 12 op 13 september; toevallig zijn dit de enige nachten, waarin convectieve overdracht een belangrijke rol speelt: $F_E \approx F_L$. Misschien wordt in deze koude nachten: $T_E \approx 12^\circ\text{C}$, ondanks het positieve temperatuurverschil tussen bodem en lucht, de turbulente menging in de lucht toch al sterk onderdrukt door warmere, hogere luchtlagen.

Overigens kunnen ook meetfouten bij de bepaling van de meteorologische omstandigheden verantwoordelijk zijn voor verschillen tussen het gemeten en het berekende verloop. (zie appendix VI).

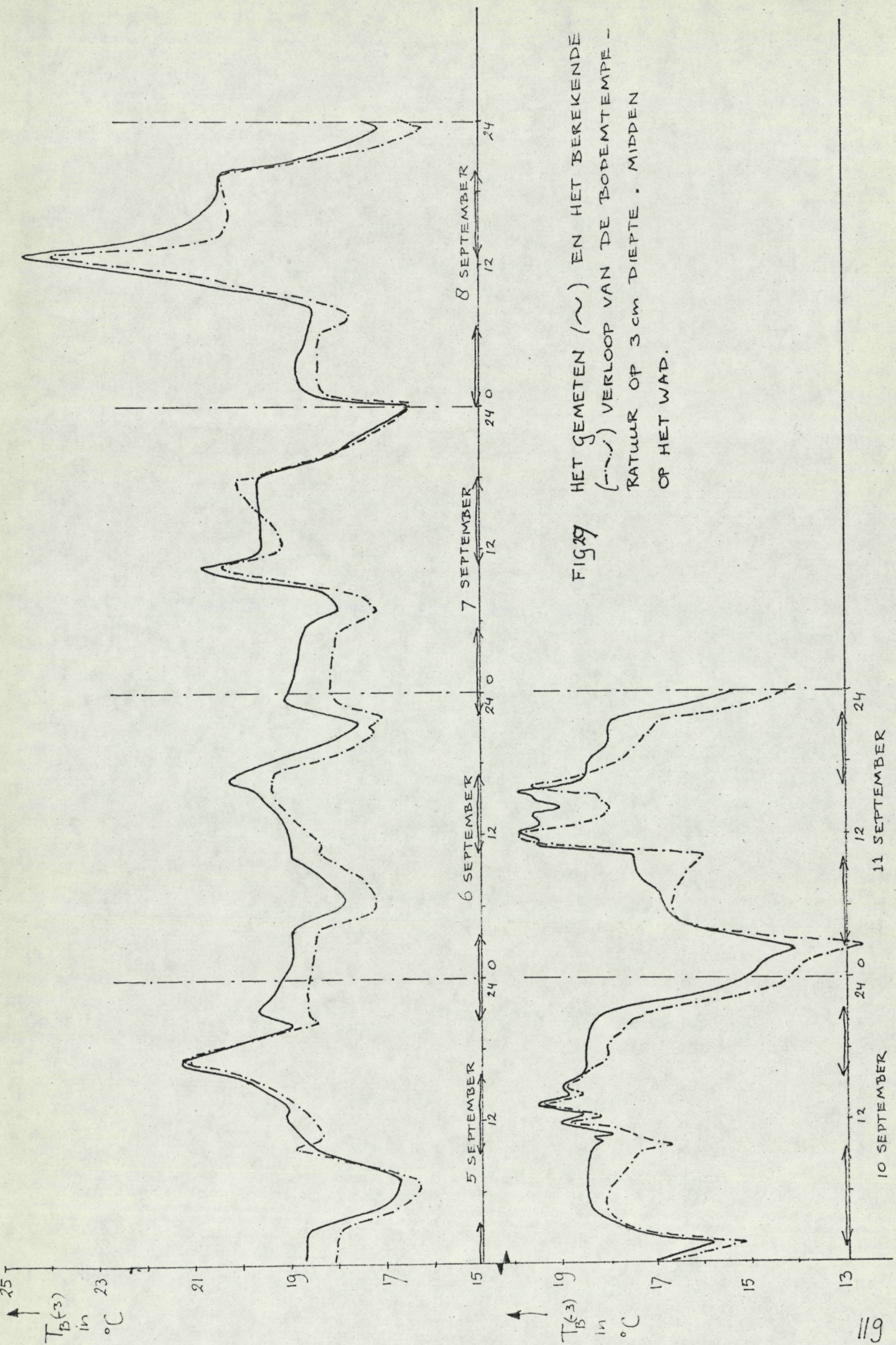


FIG 29
 HET GEMETEN (—) EN HET BEREKENDE
 (---) VERLOOP VAN DE BODEMTEMPE-
 RATUUR OP 3cm DIEPTE . MIDDEN
 OP HET WAD.

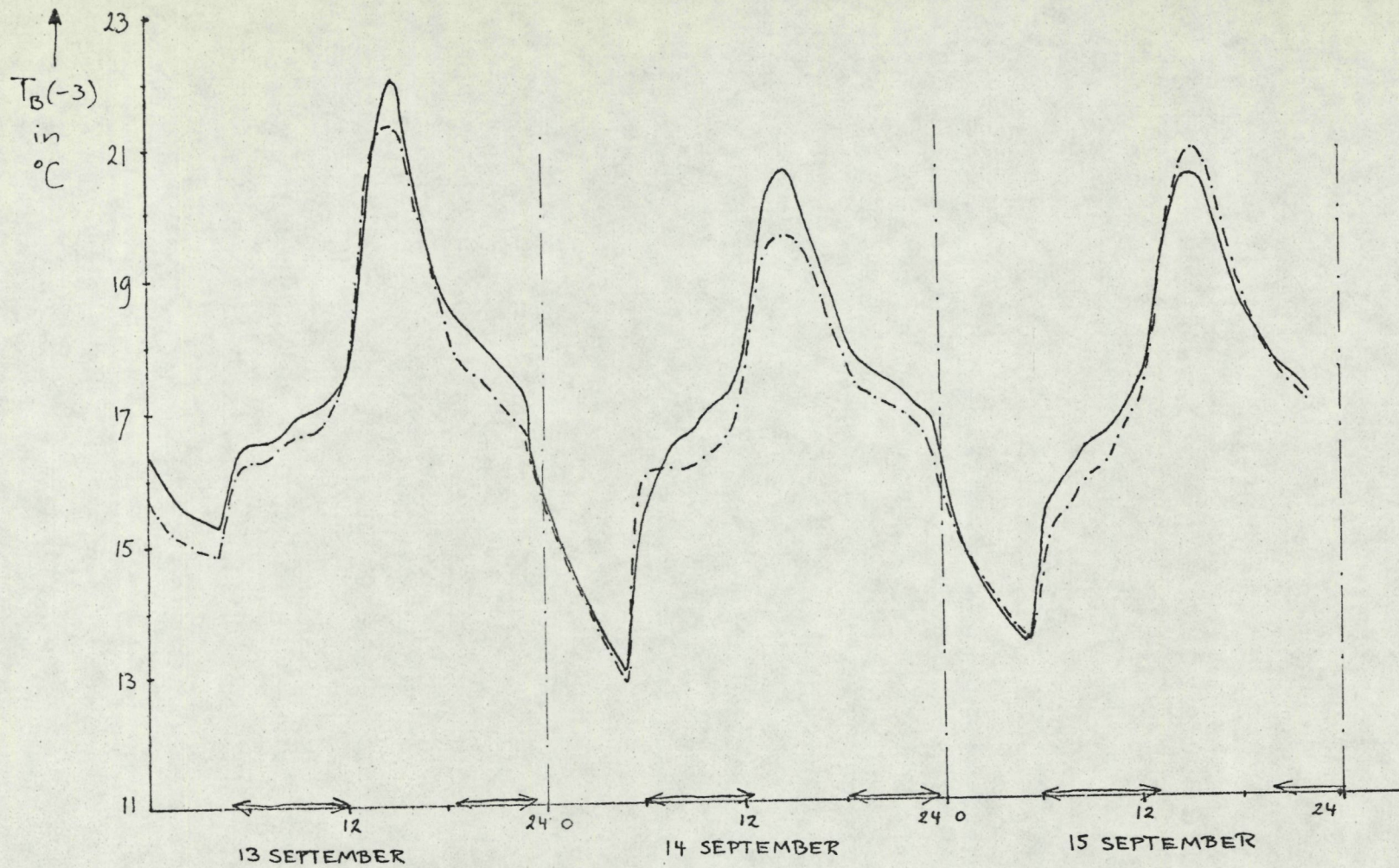


FIG 29 (VERVOLG) : HET GEMETEN (\sim) EN HET BEREKENDE (\cdots) TEMPERATUURVERLOOP IN DE WADBODEM.

Woensdag filterpomp Berkos.

Loe., Roc + delinters inwisseling.