

2 SEP. 1977

KONINKLIJK NEDERLANDS  
METEOROLOGISCH INSTITUUT

De Bilt

WETENSCHAPPELIJK RAPPORT

W.R. 77-5

C. Kraan

Bepaling van de temperatuur van het zee-  
oppervlak uit infrarode straling  
Een kritische evaluatie van de methode

De Bilt, 1977

Publikationsnummer: K.N.M.I. W.R. 77-5 (O.O.)

U.D.C.: 551.46.087 :  
551.46.075 :  
536.52

SAMENVATTING.

Om de waarde na te gaan van de inzet van een stralingsthermometer (Barnes PRT-5) ter bepaling van de zeewatertemperatuur in verband met het kustwatercirculatie-onderzoek, zijn tien meetvluchten met deze meter uitgevoerd in verschillende seizoenen boven een zeegebied van 20 bij 100 km voor de Nederlandse kust.

Vastgesteld werd dat de nauwkeurigheid van de bepaling van de temperatuur van het menglaag-water geringer is dan op grond van vele gegevens uit de literatuur werd aangenomen.

De ijkingsprocedure van de meter werd verbeterd. Uit een vergelijking van zes methoden ter berekening van de zeewateroppervlaktetemperatuur uit het door de meter geleverde signaal bleek dat de methoden van Tien (1974) en van Shaw en Irbe (1972) het best voldeden.

De verdeling van de oppervlakte-temperatuur over de strook zeewater binnen één getijperiode bleek redelijk wel gerepresenteerd te kunnen worden (met een middelbare nietsystematische fout van  $0.4^{\circ}\text{C}$ ) in een digitaal rooster met een maaswijdte van 1.5 km.

De laatste paragraaf van elk van de drie hoofdstukken omvat telkens een uitgebreide samenvatting van dat hoofdstuk, compleet met tekstverwijzingen. Samen vormen deze de basis voor de Engelse samenvatting.

Determination of sea surface temperature from infrared radiation - A critical evaluation of the method

ABSTRACT.

Ten experimental flights with an infrared radiation thermometer (Barnes PRT-5) were carried out in various seasons over a sea area adjacent to the Netherlands coast 100 km long and 20 km wide, in order to assess the value of this method of sea temperature measurement in connection with the study of coastal water circulation.

It was concluded that the accuracy to which the mixed layer temperature can be determined is less than could be deduced from many literature data.

The calibration procedure for the instrument was improved. From a comparison between six published correction methods for obtaining the skin temperature from the instrument signal it was concluded that those proposed by Tien (1974) and by Shaw and Irbe (1972) were most suitable.

It was shown that the distribution of sea surface ('skin') temperature over this coastal area within one tidal period can be reasonably well represented (with a standard random error of  $0.4^{\circ}\text{C}$ ) in a digital grid with a mesh size of 1.5 km.

A more detailed summary in English of this report is given at the end.

INHOUD

	pag.
SAMENVATTING	I
ABSTRACT	II
INHOUD	III
SYMBOLEN EN BEGRIPPEN	V
INLEIDING	X
I. THEORIE EN MEETPRINCIPE	1
I.a. Stralingstheorie	1
1. Wet van Planck	1
2. Sommatie over halfruimte	1
3. Sommatie over alle golflengten	2
4. Wet van Wien	2
5. Niet-zwarte voorwerpen	2
6. Symbolen en eenheden	2
I.b. Meting van de uitgezonden straling	3
1. Keuze frequentiegebied	3
2. Beschrijving en gegevens van de meter	3
3. Meetprincipe van de PRT-5	4
4. IJking van de meter	4
5. Correcties voor invloed omgevingstemperatuur	5
6. Emissiecoëfficiënt van water	6
7. Atmosferische absorptie en transmissie van straling	8
I.c. Correcties voor atmosferische invloeden en reflecties	10
1. Overzicht	10
2. Energievergelijking voor een stralingstemperatuurmeter	10
3. Correcties voor invloed atmosferische tussenlaag	12
4. Correctie voor invloed gereflecteerde straling	13
5. Correcties voor atmosferische invloed en reflectie tezamen	15
I.d. Onderscheidt tussen oppervlakte- en menglaagtemperatuur	17
1. De skinlaag	17
2. Achtergronden bepaling verschil TSSL-SST	18
3. Energieflux door grenslaag lucht-water	18
4. Bepaling verschil TSSL-SST	20
I.e. Samenvatting eerste hoofdstuk	23
1. Algemeen	23
2. Bepaling van de gemeten stralingstemperatuur	24
3. Correcties voor de invloed van de atmosfeer en van de reflectie	24
4. Bepaling van de menglaagtemperatuur	25
5. Vergelijking met groundtruth	26

	pag.
II. RESULTATEN EERSTE DEEL MEETCAMPAGNE	27
II.a. Opzet	27
1. Inleiding	27
2. Opzet eerste deel meetcampagne	27
3. Uitvoering	29
II.b. Resultaten eerste deel meetcampagne	29
1. Isolijnenpatronen	29
2. Toelichting op overzichtstabel 7	30
3. Bespreking van de isolijnenpatronen	33
II.c. Correlatie met de groundtruth	34
1. Algemeen	34
2. Overzicht signaalcorrecties	36
3. Conclusies ten aanzien van de bepaling van de skinlaagtemperatuur	37
4. Conclusies ten aanzien van de bepaling van de menglaagtemperatuur	39
II.d. Experimentele bepaling van de atmosferische invloed	40
1. Algemeen	40
2. Resultaten	41
II.e. Samenvatting tweede hoofdstuk	41
1. Algemeen	41
2. Meetresultaten	41
3. Vergelijking met de groundtruth	42
4. Experimentele bepaling atmosferische correctie	42
III. RESULTATEN TWEDE DEEL MEETCAMPAGNE	43
III.a. Opzet en uitvoering	43
1. Inleiding	43
2. Opzet tweede deel meetcampagne	44
3. Uitvoering	44
III.b. Resultaten kwalitatieve patroon-beoordeling	47
1. Discussie van enige algemene aspecten	48
2. Kwalitatieve conclusies ten aanzien van de patronen	48
III.c. Resultaten kwantitatieve patroon-beoordeling	48
1. Discussie van de methode voor de beoordeling van de representativiteit	49
2. Kwantitatieve resultaten afgeleid uit de patronen	51
III.d. Toepassing in kader onderzoek kustwater-cirkulatie	53
III.e. Samenvatting derde hoofdstuk	54
1. Algemeen	54
2. Beoordeling isolijnenpatronen	54
3. Kwalitatieve beoordeling	54
4. Kwantitatieve beoordeling	55
5. Conclusie op grond van beoordelingsresultaten	55
APPENDIX	56
SUMMARY (in English)	60
LITERATUUR	
TOELICHTING OP DE FIGUREN	
FIGUREN	

SYMBOLLEN EN BEGRIPPEN.

	Symbol	Betekenis	Eenheid	(Orde van) grootte
Algemeen (§ I.a)	$\lambda$	Golflengte electro-magnetische straling	m of $\mu\text{m}$	-
	$\lambda_{\text{max}}$	Golflengte bij maximale energiestraling	m of $\mu\text{m}$	10 $\mu\text{m}$
	$L(\lambda)$	⊗ Radiantie: uitgezonden stralingsvermogen	$\text{W}/\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{m}$	-
	$E(\lambda)$	⊗ Totale radiantie per halfruimte ('irradiance')	$\text{W}/\text{m}^2 \cdot \text{m}$	-
	$E_{\text{tot}}$	⊗ Totale radiantie voor alle golflengten	$\text{W}/\text{m}^2$	-
	$c$	Lichtsnelheid	m/s	$2,998 \cdot 10^8$
	$h$	Constante van Planck	J.s	$6,63 \cdot 10^{-34}$
	$k$	Constante van Boltzmann	J/K	$1,38 \cdot 10^{-23}$
	$\sigma$	Constante van Stefan-Boltzmann	$\text{W}/\text{m}^2 \cdot \text{K}^4$	$5,670 \cdot 10^{-8}$
	$\theta$	Hoek met normaal van de uitgezonden straling	grad.	-
	$\omega$	Ruimtehoek	sr.	-
	$r$	Reflectiecoëfficiënt	-	-
	$\tau$	Transmissiecoëfficiënt	-	-
	$\epsilon$	Emissiecoëfficiënt	-	-
$\alpha$	Absorptiecoëfficiënt	-	-	
$\bar{A}$	Effectief absorptievermogen	%	-	
Correcties (§ I.b + I.c)	$T$	Temperatuur	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_B$	⊗ De door de meter aangegeven waarde	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_{\text{zw}}$	⊗ $T_B$ gecorrigeerd aan de hand van zwartstraler-ijking	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_h$	Temperatuur detectorholte PRT-5	$^{\circ}\text{C}$ of K	-

⊗ In dit rapport uitsluitend betrokken op zwarte voorwerpen.

⊗⊗ Zie overzicht pagina IX.

	Symbool	Betekenis	Eenheid	(Orde van) grootte
	$T_{vl}$	Temperatuur binnen-zijde vlinder PRT-5	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_{ref}$	Referentietemperatuur van PRT-5	$^{\circ}\text{C}$ of K	48 $^{\circ}\text{C}$
	$T_{omg}$	Omgevingstemperatuur tijdens meting $T_B$	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_{ijk}$	Omgevingstemperatuur tijdens ijking IRT	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_d$	Dauwpuntstemperatuur	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_a$	Luchttemperatuur	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_z$	Temperatuur oppervlakte zon	$^{\circ}\text{C}$ of K	6000 $^{\circ}\text{C}$
	$T_s(h)$	* Stralingstemperatuur gemeten op hoogte h	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_o$	* Ware "skin" temperatuur	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_c$	Hemel- of wolkenbasistemperatuur	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$T_w$	* Slagputstemperatuur	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$\Delta_{corr}$	* $T_{zw} - T_B$	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$\Delta_{vl}$	* Correctie $T_{zw}$ , op grond van omgevings-temperatuurverschillen	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$\Delta(a)$	* $T_s(h=0) - T_s(h=H)$ : atm. correctie	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$\Delta(r)$	* $T_o - T_s(h=0)$ : refl. corr.	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$\Delta(a,r)$	* $T_o - T_s(h=H)$ : atm. en refl. correctie	$^{\circ}\text{C}$ of K	-
	$m_w$	Totale hoeveelheid water-damp in een luchtkolom	$\text{g}/\text{cm}^2$ of $\text{cm}$ prec. water	-
	X	Mengverhouding	$\text{g}/\text{kg}$ (droge lucht)	-
	q	Specifieke vochtigheid	$\text{g}/\text{kg}$ (natte lucht)	-
	f	Relatieve vochtigheid	%	-
	e	Partiële dampdruk water in atmosfeer	mbar	1 mbar $\approx$ 100 Pa
	$\epsilon_{vl}$	Emissiecoëfficiënt van de vlinder	-	-

\* Zie overzicht na tabel.



## VII

	Symbool	Betekenis	Eenheid	(Orde van) grootte
	$\phi(\lambda)$	Spectrale gevoeligheid van de meter	-	-
	$G(\lambda)$	Diffuus hemelstralingsvermogen per halfruimte	$W/m^2$	-
	$h$	Verticale coördinaat in lucht	m	-
	$H$	Vlieghoogte: afstand sensor-object ( $h=H$ )	m	-
	$\omega$	Openingshoek van de meter	rad.	$3^\circ \times 3^\circ$
	$\Omega_z$	Ruimtehoek ingenomen door de zon	sr.	-
Balans (§ I.d)	$Q^*$	Netto energieflex uit water in atmosfeer	$W/m^2$	-
	$Q$	Netto energieflex door skinlaag (naar boven: positief)	$W/m^2$	-
	$Q_S$	Flux voelbare (sensible) warmte	$W/m^2$	-
	$Q_L$	Flux van latente warmte	$W/m^2$	-
	$Q_R$	Totale netto stralingsflux	$W/m^2$	-
	$Q_{ir}$	Netto langgolvlige stralingsflux	$W/m^2$	-
	$Q_k$	Netto kortgolvlige stralingsflux	$W/m^2$	-
	$\tau_0$	Turbulente schuifspanning lucht op water	$N/m^2$	-
	$\rho$	Dichtheid lucht	$kg/m^3$	1,3
	$\rho_w$	Dichtheid water	$kg/m^3$	$1.10^3$
	$c_p$	Soortelijke warmte lucht	$J/kg^\circ C$	$1.10^3$
	$C_{S,L,D}$	Bulk-transfer-coëfficiënten van lucht	-	$1,5.10^{-3}$
	$k_w$	Warmtegeleidingscoëfficiënt van water	$W/m^\circ C$	0,6
	$E$	Verdamping van water	$kg/s.m^2$	-
$L$	Verdampingswarmte van water	$J/kg$	$2,5.10^6$	

## VIII

	Symbol	Betekenis	Eenheid	(Orde van) grootte
	c	Fractie bewolking	-	-
	$u_{10}$	Windsnelheid op 10 m boven oppervlak	m/s of kn	1 m/s $\equiv$ 2kn
	$u_x$	Wrijvingssnelheid in lucht boven water	m/s	-
	$v_x$	Wrijvingssnelheid in water onder lucht	m/s	-
	$\nu$	Kinem.viscositeit van water	$m^2/s$	$1,3 \cdot 10^{-6}$
	d	Dikte van de skinlaag	m	-
	$\Delta(B)$ *	$T_w - T_o$ : berekend uit energieflox	$^{\circ}C$	-
Hfdst.II	$\overline{\Delta(a,r)}$	$T_o - T_s (h=H)$ : toegepaste berekende gemiddelde correctie	$^{\circ}C$	-
Hfdst.III	$\overline{T}$	Gemiddelde rooster-temperatuur	$^{\circ}C$	-
	s	Standaard-deviatie van de temperatuur over een rooster	$^{\circ}C$	-
	$\overline{\Delta T}$	Gemiddeld temperatuur-verschil tussen een roosterpaar	$^{\circ}C$	-
	$S_{\Delta}$	Standaard-deviatie van de temperatuur-verschillen over een roosterpaar	$^{\circ}C$	-
	$S_{t,u}$	Covariantie van een roosterpaar	$(^{\circ}C)^2$	-
	$\rho_{t,u}$	Correlatie van een roosterpaar	%	-
	$\Delta t$	Tijdsverschil	minuut	-

\* Zie overzicht na tabel.

Overzicht temperatuur-correctie-symbolen (Hfdst. I):

	Instrument	atmosf.	reflect.	skin	
$T_w$	$= T_B + \Delta_{corr} + \Delta_{vl}$	$+ \Delta(a)$	$+ \Delta(r)$	$+ \Delta(B)$	(°C)
	$(T_{zw})$				
	$(T_s(H))$				
	$(T_s(o))$				
	$(T_o)$				
	$(T_w)$				

#### BEGRIPPEN.

Veel specifieke, Engelstalige, woorden (begrippen) zijn zo ingeburgerd bij de remote sensing technieken, dat, om verwarring te voorkomen, in dit rapport niet is getracht Nederlandse equivalenten te vinden. Hieronder volgt een korte begripsaanduiding van de meest voorkomende uitdrukkingen.

R.S.	-Remote Sensing: contactloze meting
IRT	-Infrared Radiation Thermometry (thermometer): temperatuurbepaling d.m.v. meting van de uitgezonden stralingsenergie in het infrarood
IRLS	-Infrared Line Scanner: ronddraaiende IRT, die een strook dwars op de voortbewegingsrichting aftast en waarbij het uitgangssignaal meestal op een film wordt vastgelegd
SST	-Sea Surface Temperature: temperatuur skinlaag
skin layer	-allerbovenste laminaire waterlaag
TSSL	-Temperature Sea Surface Layer: temperatuur van de menglaag (mixed layer)
mixed layer	-turbulent gemengde bovenlaag van de zee (menglaag)
bucket (temp)	-slagputtemperatuur van de mixed layer
bulk (temp)	-in ondiep, geheel gemengd water, gelijk aan slagputtemperatuur
groundtruth	-meetgegevens uit de ter plaatse verrichte (contact) waarnemingen
black body	-zwartstraler
fair weather	-rustig, veelal zonnig weer
interface	-grenslaag tussen lucht en water
upwelling	-aan het oppervlak komend (veelal kouder) water uit diepere lagen

## INLEIDING

Sinds in de thermometrie kan worden beschikt over stralingsthermometers van niet al te grote omvang of complexiteit, is het onder andere ook voor diverse oceanografische onderzoeken interessant geworden de contactloze meetmethode toe te gaan passen. Enkele van deze onderzoeken zijn:

de energiebalans (in de grenslaag, t.a.v. energietransport of verdampingsonderzoek), het gedrag van watermassa's (circulatie, stromen, riviermondingmodellen) en praktische zaken als pollutie (thermisch, maar ook olie e.d.), upwelling (t.b.v. visserij) en ijsbedekking (t.b.v. scheepvaart).

Bij al de onderzoeken is steeds het grote voordeel van deze ("remote sensing") meetmethode dat, door inbouw in bijvoorbeeld een vliegtuig, veel grotere zeegebieden in veel kortere tijd in kaart kunnen worden gebracht dan met de meer conventionele methoden; hierbij komt nog als extra voordeel dat op deze wijze geen puntmeting, maar een gemiddelde over een zeker wateroppervlak wordt verkregen. Als grote nadelen dienen te worden vermeld dat met de stralingstemperatuurmeter in tegenstelling tot bijv. de kwikthermometers, steeds de temperatuur van het allerbovenste waterlaagje wordt gemeten, welke temperatuur slechts via complexe correcties tot de temperatuur van de goed gemengde laag daaronder kan worden omgerekend, en de grote hoeveelheid ruwe meetgegevens. Vaak zal echter het eerste bezwaar minder sterk wegen omdat relatieve temperatuurverschillen al voldoende informatie opleveren.

Toen dan ook eind 1970 op het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut een dergelijke meter ter beschikking kwam, is deze mogelijkheid o.a. aangegrepen om na te gaan in hoeverre de meter zou kunnen bijdragen tot het onderzoek op het gebied van de kustwatercirculatie.

In dit rapport wordt als eerste aanzet hiertoe een evaluatieonderzoek beschreven dat ten doel had de verschillende technische mogelijkheden en moeilijkheden dienomtrent na te gaan.

Mede dankzij de goede samenwerking met de Rijksluchtvaartdienst was het mogelijk een aantal meetvluchten voor de Nederlandse kust uit te voeren. Voornamelijk t.g.v. technische problemen liep helaas het experimentele werk zover uit, dat in 1975 werd besloten het onderzoek voortijdig af te sluiten.

Het eerste hoofdstuk van dit rapport omvat de noodzakelijke achtergrondinformatie; het tweede hoofdstuk de resultaten van de eerste meetserie, die vooral was gericht op de techniek en de verzameling van achtergrondgegevens; het derde hoofdstuk bevat tenslotte de evaluatie van de meetresultaten op grond van een tweede meetserie. De laatste paragraaf van de hoofdstukken I, II en III omvat telkens een uitgebreide samenvatting van de inhoud. De niet in details geïnteresseerde lezer wordt hiernaar verwezen.

# HOOFDSTUK I: THEORIE EN MEETPRINCIPE

=====

## Overzicht.

Het eerste hoofdstuk omvat de theoretische achtergronden die nodig zijn om, vanuit het signaal van een stralingsthermometer\* gericht op een wateroppervlak, te komen tot de bepaling van de temperatuur van de menglaag\*\*.

Het is voornamelijk een literatuurstudie, waarin getracht is de vele publikaties die op dit terrein bestaan, onder één noemer te brengen door een consequente keuze van parameters, symbolen en volgorde van bewerking. T.a.v. veel bijzonderheden is volstaan met verwijzing naar de literatuur. Nieuw is de ijkprocedure voorzover deze de invloed van de omgeving duidelijk scheidt van de overige correcties.

In de laatste paragraaf (I.e) zijn de correctieformules nog eens samengevat, onder verwijzing naar relevante tekstgedeelten van het voorafgaande.

## I.a. Stralingstheorie.

### I.a.1. Wet van Planck.

Alle voorwerpen stralen energie uit. Volgens de wet van Planck is de radiantie L (d.w.z. de uitgezonden stralingsenergie per tijdseenheid, per eenheid van oppervlak loodrecht op de beschouwde richting, per eenheid van ruimtehoek en per eenheid van golflengte-interval) van een zwart\* voorwerp met een temperatuur T, bij een uitgezonden golflengte  $\lambda$ , gelijk aan:

$$L(\lambda, T) = \frac{2c^2h}{\lambda^5 \{\exp(hc/\lambda kT) - 1\}} = \frac{c_1}{\lambda^5 \{\exp(c_2/\lambda T) - 1\}} \quad (\text{W/m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{m}) \quad (1)$$

waarbij:

$$\begin{aligned} c &: \text{lichtsnelheid} = 2,998 \cdot 10^8 \text{ (m/s)} & c_1 &= 1,1909 \cdot 10^{-16} \text{ (W} \cdot \text{m}^2) \\ h &: \text{const.v.Planck} = 6,63 \cdot 10^{-34} \text{ (J} \cdot \text{s)} & c_2 &= 1,4388 \cdot 10^{-2} \text{ (K} \cdot \text{m)} \\ k &: \text{const.v.Boltzmann} = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ (J/K)} \\ \lambda &: \text{golflengte (m)} \\ T &: \text{absolute temperatuur (K)} \end{aligned}$$

\* : "zwart" voorwerp (zwartstraler, black body): voorwerp met een emissiecoëfficiënt van 100% (zie I.a.5).

### I.a.2. Sommatie over halfruimte.

De in de totale halfruimte uitgezonden stralingsenergie per golflengte wordt gevonden door integratie van vergelijking (1) over de halfruimte.

Voor uniform verdeelde straling (d.w.z. als de wet van Lambert:  $L(\theta) = L(0) \cdot \cos \theta$  opgaat;  $-\theta$ : hoek met normaal-) geldt dan:

$$E(\lambda, T) = \int_{\Omega} L(\lambda, T) \cos \theta d\omega = \pi \cdot L(\lambda, T) \quad (\text{W/m}^2 \cdot \text{m}) \quad (2)$$

Figuur 1 geeft een indruk van de orde van de maximale (bij 35°C) en minimale (bij -2°C) uitgezonden energie door het zeewater, als de emissiecoëfficiënt van het water (zie I.a.5) op 100% wordt gesteld.

\*Barnes PRT-5

\*\* Menglaag: TSSL, zie pagina IX.

### I.a.3. Sommatie over alle golflengten.

Wordt vergelijking (2) geïntegreerd over alle golflengten, dan wordt de wet van Stefan-Boltzmann verkregen:

$$E_{\text{tot}}(T) = \int_0^{\infty} E(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (\text{W/m}^2) \quad (3)$$

waarbij  $\sigma$  : constante van Stefan-Boltzmann =  $5,670 \cdot 10^{-8}$  ( $\text{W/m}^2\text{K}^4$ )

Het verband tussen voorwerps-straling en voorwerps-temperatuur is de grondslag van de stralingstemperatuurmeters.

### I.a.4. Wet van Wien.

De golflengte waarbij relatief de grootste hoeveelheid energie per eenheid van golflengte-interval wordt uitgezonden, wordt gevonden door nulstelling van het differentiaalquotient naar  $\lambda$  van vergelijking (1) of (2):

$$\lambda_{\text{max}}(T) = 2897,8 T^{-1} (\mu\text{m}) \quad (4)$$

### I.a.5. Niet-zwarte voorwerpen.

In de natuur bestaan geen "zwarte" voorwerpen, zodat naast emissie en absorptie van energie door een voorwerp ook energie gereflecteerd en getransmitteerd zal worden. Algemeen geldt:

$$r + \tau + \alpha = 1 \quad (5)$$

waarbij:

r : reflectiecoëfficiënt  
τ : transmissiecoëfficiënt  
α : absorptiecoëfficiënt

Opmerkingen:

- 1) Algemeen geldt:  $\alpha = \epsilon$  ( $\epsilon$  : emissiecoëfficiënt) (de wet van Kirchhoff).
- 2) Voor een volledig ondoorzichtig voorwerp ( $\tau = 0$ ) volgt uit (5):  
 $r = 1 - \alpha = 1 - \epsilon$ . Men noemt in zo'n geval r ook wel de "albedo".
- 3) In het algemeen zijn r, τ en α van de golflengte afhankelijk.

### I.a.6. Symbolen en eenheden.

In dit verslag zullen de SI-eenheden worden gebruikt. Voor wat betreft de symbolen zijn de aanbevelingen van de British Royal Society-report 1971- gevolgd. Opgemerkt dient te worden dat men in de literatuur de radiantie: L vaak met N en de totale radiantie: E vaak met B ziet aangeduid. Ten aanzien van E geldt dat dit symbool feitelijk de uit een halfruimte ontvangen straling representeert, in dimensie gelijk aan het hier gebruikte symbool voor de in een halfruimte uitgestraalde energie.

## I.b. Meting van de uitgezonden straling.

### I.b.1. Keuze frequentiegebied.

Uit vergelijking (4) -de wet van Wien- volgt dat de golflengte waarbij de meeste energie wordt uitgezonden van voorwerpen op kamertemperatuur ( $T \approx 300 \text{ K}$ ) bij ongeveer  $10 \mu\text{m}$  ligt. Toevalligerwijs ligt juist bij deze golflengte één van de zgn. "atmosferische vensters" (d.w.z. een golflengtegebied waarbij de transmissiecoëfficiënt van de atmosfeer groot is). Zie figuur 1. Daar tevens voor golflengten van  $5 \mu\text{m}$  of meer de invloed van de directe zonnestraling gering\* is, ligt de keuze van de frequentieband van een stralingsmeter voor de hand: rond  $10 \mu\text{m}$ . In de praktijk kunnen bij stralingsthermometers, gevoelig in deze band, twee typen worden onderscheiden: één met een bandbreedte van  $8 - 14 \mu\text{m}$ , een tweede met een bandbreedte tussen  $9,5 - 11,5 \mu\text{m}$  (zie figuur 2).

\* Ten gevolge van reflectie van zonlicht aan een voorwerp wordt meer stralingsenergie waargenomen dan het voorwerp zelf uitzendt. Stelt men de reflectie-coëfficiënt van het voorwerp op 0.05 dan bedraagt op grond hiervan het verschil tussen de gemeten en de ware temperatuur van het voorwerp ongeveer  $0,05^\circ\text{C}$ .

Hoewel bij het onderhavige onderzoek gebruik is gemaakt van een meter van het tweede type, is het voor de beoordeling van de meetresultaten nuttig de voor- en nadelen, zoals deze hieronder staan opgesomd, te kennen (Lorenz, 1971<sup>a</sup> en 1973 en Weiss, 1967).

Voordelen  $8 - 14 \mu\text{m}$  : -grotere energie-ontvangst  
-geringere invloed bewolking\*, aerosol  
Voordelen  $9,5 - 11,5 \mu\text{m}$ : -geringere invloed atmosfeer zelf  
-geringere invloed reflectievariatiën van water

\* Zie figuur 3: het verschil tussen het geval met wolken en zonder wolken is gemiddeld kleiner.

Samenvattend: In geval van watertemperatuurmeting heeft de  $9,5 - 11,5 \mu\text{m}$  band de voorkeur (Lorenz, 1971<sup>a</sup> en 1973 en Weiss, 1971).

### I.b.2. Beschrijving en gegevens van de meter.

De door ons gebruikte stralingsmeter is de PRT-5 "Barnes precision radiation thermometer" (Barnes Engineering Company, Stanford, Conn., USA).

Technische gegevens:

- bandbreedte:  $9,5 - 11,5 \mu\text{m}$
- lensopening:  $2 \times 2^\circ$  (fabrieksopgave; in praktijk bleek:  $3 \times 3^\circ$ )
- oplossend vermogen:  $\pm 0,1^\circ\text{C}$
- relatieve nauwkeurigheid:  $\pm 0,2^\circ\text{C}$
- absolute nauwkeurigheid:  $\pm 0,5^\circ\text{C}$
- bereiken: low ( $-20, +15^\circ\text{C}$ ), medium ( $10, 45^\circ\text{C}$ ), high ( $40, 75^\circ\text{C}$ )
- tijdconstante: 500, 50 of 5 ms (tijdens meting werd 500 ms gebruikt)
- output: schaalwijzing en 0-1 V per bereik
- filterkarakteristiek: zie figuur 2.

### I.b.3. Meetprincipe van de PRT-5 (zie figuur 4).

Een snelle thermistor-bolometer is, als detector, geplaatst in het brandvlak van een Irtran -2 lens van de meetkop. Deze meetkop zelf is een warmte-geïsoleerd huis, dat d.m.v. een thermostaat op een constante (referentie-) temperatuur wordt gehouden ( $48^{\circ}\text{C}$ ). Direct voor de lens draait in de meetkop een driebladige vlinder (goudgespiegeld,  $33\frac{1}{3}$  omwentelingen/sec), zodat de detector beurtelings straling ontvangt van het waargenomen voorwerp en van het isotherme inwendige van de meetkop, gespiegeld via een vlinderblad. De amplitude van de wisselspanning, hierdoor opgewekt in de detector, is een maat voor het stralingsenergieverschil tussen voorwerp en meetkop. Na versterking en gelijkrichting wordt als resultaat een gelijkspanning verkregen, die bij bekende meetkoptemperatuur een maat is voor de voorwerptemperatuur. De snelle rotatie van de vlinder maakt een korte insteltijd mogelijk, waardoor de meter bij uitstek geschikt is voor waarnemingen vanaf bewegende platforms, zoals vliegtuigen.

### I.b.4. IJking van de meter.

Uit I.b.3. volgt dat de meteruitslag en de gelijkspanningsoutput van de meter in principe evenredig zijn met het verschil in ontvangen stralingsenergie, afkomstig respectievelijk van het te meten voorwerp en de referentieholte. Voor niet te grote temperatuurverschillen tussen voorwerp en holte kan in eerste orde eveneens een evenredigheid tussen output en temperatuur worden gesteld. In geval van de PRT-5 wordt derhalve in eerste orde de waargenomen temperatuur uit de meteroutput berekend volgens:

$$T_B = C_o + 0,035 V_{\text{out}} \quad (^{\circ}\text{C}) \quad (6)$$

waarbij:

$C_o$  : een constante, afhankelijk van het ingestelde bereik (low:  $C_o = -20$ , medium:  $C_o = +10$ , high:  $C_o = +40$ )  
 $V_{\text{out}}$ : gelijkspanningsoutput van de meter (mV)

Ter ijking en berekening van de "zwartstraler" temperatuur ( $T_{\text{zw}}$ ) uit vergelijking (6) wordt de meteroutput geijkt met een eigenbouw zwartstraler (zie figuur 5); waarbij voor bijzonderheden wordt verwezen naar: Lorenz (1971<sup>b</sup>), Campassaro en Ricolfi (1966) en Karoli et al (1967). Uit de ijking volgt een correctie ( $\Delta_{\text{corr}}$ ) op de eerste orde temperatuurberekening ( $T_B$ ):

$$T_{\text{zw}} = T_B + \Delta_{\text{corr}} \quad (^{\circ}\text{C}) \quad (7)$$

N.B. Om wederzijdse invloed van meetkop en ijkholte te voorkomen (aanvankelijk werden opwarmingsverschijnselen geconstateerd) dient de meetkop alleen tijdens het nemen van een ijkpunt loodrecht op de zwartstraler te worden geplaatst en gedurende de tussenliggende insteltijden van de ijkholtetemperatuur in horizontale stand te worden gehouden.



I.b.5. Correcties voor invloed omgevingstemperatuur.

De voor de lens draaiende vlinder bevindt zich op de rand van het meetkophuis en dus in direct contact met de omgeving. De temperatuur van de vlinder wordt derhalve niet alleen bepaald door de holte (48°) maar ook door de omgeving. Daar in het algemeen het reflectievermogen van de vlinder minder dan 100% zal zijn, zal de vlindertemperatuur, en dus de omgevingstemperatuur, mede de grootte van het meetsignaal bepalen. Met andere woorden: bij een temperatuurbevestiging van een voorwerp bij een andere omgevingstemperatuur dan die tijdens de ijking (zie I.b.4) zal een meetfout optreden ( $\Delta_{vl}$ ). De grootte van de fout kan in eerste orde worden geschat met behulp van vergelijking (8)\*: de waargenomen referentietemperatuur ( $T_{ref}$ ) is in eerste orde gelijk aan het product van de emissiecoëfficiënt van de vlinder ( $\epsilon_{vl}$ ) en zijn temperatuur ( $T_{vl}$ ) plus het product van de reflectiecoëfficiënt van de vlinder ( $r_{vl} = 1 - \epsilon_{vl}$ ) en de heersende holte temperatuur ( $T_h$ ):

$$T_{ref} = \epsilon_{vl} \cdot T_{vl} + (1 - \epsilon_{vl}) T_h \quad (^\circ C) \quad (8)$$

Daar  $T_h$  is constant (48° C), volgt hieruit voor de afwijking in de referentietemperatuur tijdens een meting ten opzichte van die tijdens de ijking:

$$\Delta T_{ref} = \epsilon_{vl} \Delta T_{vl} = \epsilon_{vl} (T_{vl}(\text{meet}) - T_{vl}(\text{ijk})) \quad (^\circ C)$$

waarbij  $T_{vl}(\text{meet})$  resp.  $T_{vl}(\text{ijk})$  de temperatuur van de vlinder tijdens de meting resp. ijking is. Daar een hogere (lagere) referentietemperatuur bij een meting een groter (kleiner) stralingsenergieverschil tussen voorwerp en referentieniveau betekent, houdt dit in dat de afwijkingen van de uit de meteroutput t.o.v. het referentieniveau bij de ijking berekende temperatuur  $T_{zw}$ , evenveel lager (hoger) is als de afwijking in de referentietemperatuur, zodat:

$$\Delta T_{zw} = -\Delta T_{ref}$$

Stellen we de reflectiecoëfficiënt van de vlinder op 90% (vgl. Lorenz, 1971<sup>a</sup> en 1973), dan is  $\epsilon_{vl} = 1 - r_{vl} = 0,1$ . Stellen we vervolgens dat in goed geventilleerde omstandigheden, zoals deze bij vliegtuigmetingen optreden, het verschil tussen de vlindertemperatuur tijdens de meting en tijdens de ijking recht evenredig is met het verschil tussen de omgevingstemperatuur zelf tijdens de meting ( $T_{omg}$ ) en tijdens de ijking ( $T_{ijk}$ ), dan wordt, voor het geval dat de omgevingstemperatuur tijdens de meting niet gelijk is aan die tijdens de ijking, het meetresultaat  $T_s$  (de stralingstemperatuur; zie I.b.6):

$$T_s = T_{zw} + \Delta_{vl} = T_{zw} + \Delta T_{ref} = T_{zw} + f \cdot \epsilon_{vl} (T_{omg} - T_{ijk}) \quad (^\circ C) \quad (9)$$

\* vergelijk vergelijking (25)

Laboratoriumexperimenten met behulp van ijkseries in een klimaatkamer hebben de factor  $f \cdot \epsilon_{v1}$  van vergelijking (9) bepaald op:  $0,1 \pm 0,0^{\wedge}$ ; hetgeen goed overeenkomt met de theoretische waarde van  $\epsilon_{v1}$ .

N.B. Als gedurende de meting regelmatig controle-ijkpunten kunnen worden genomen, vervalt uiteraard deze correctie ( $\Delta T_{omg} = 0$ ). Dit zal bij vliegtuigmetingen echter vaak niet mogelijk zijn (Lorenz, 1973 en Shaw en Irbe, 1972).

#### I.b.6. Emissiecoëfficiënt van water.

Met behulp van de ijking (I.b.4.) kan nu de temperatuur van zwarte voorwerpen worden bepaald met de stralingsmeter. Echter, zoals reeds in I.a.2. werd gesteld, bestaan in de natuur geen echte zwarte voorwerpen. Het meetresultaat wordt derhalve bepaald door de door het voorwerp uitgestraalde energie en de aan het voorwerp gereflecteerde energie. De som van beide wordt door de meter "vertaald" als zijnde afkomstig van een zwart voorwerp met een bepaalde temperatuur. Bij een temperatuurmeting van een niet-zwart voorwerp noemt men dit resultaat de "stralingstemperatuur", d.w.z. die temperatuur die een zwart voorwerp zou moeten hebben om de meter, in de beschouwde spectrale band, dezelfde hoeveelheid stralings-energie te doen ontvangen.

Daar in het algemeen de gereflecteerde energie afkomstig is van de omgeving met een andere temperatuur dan het voorwerp zelf, moet de gemeten stralingstemperatuur nog worden omgerekend tot de gezochte voorwerpstemperatuur. Hiervoor is kennis van de reflectie- en emissiecoëfficiënt of, bij ondoorzichtige voorwerpen, van de emissiecoëfficiënt alleen (zie I.a.5.) noodzakelijk.

In het voor ons interessante geval van water zijn vele (en verschillende) waarden uit de literatuur bekend. In tabel 1 volgen enkele.

Aangenomen wordt dat water in de beschouwde bandbreedte "ondoorzichtig" is; 90% van de langgolvlige straling wordt in de bovenste 10 à 50  $\mu\text{m}$  geabsorbeerd (Lorenz, 1973, zie ook § I.d.). Steeds geldt dus:  $\epsilon = 1 - r$ .

Tabel 1: Emissiecoëfficiënt van water.

voor bandbreedte 8-14 $\mu\text{m}$ , loodrecht op wateroppervlak gemeten:		
Davies et al (1971)	-Lake Ontario	$\epsilon = 0,97$
Buettner en Kern (1965)	-zuiver water	$\epsilon = 0,99$
	-water met dunne olielaag	$\epsilon = 0,97$
Robinson en Davies(1972)	-zuiver water	$\epsilon = 0,98$
(zie figuur 6)	-Lake Ontario	$\epsilon = 0,975$
	-water met dunne olielaag	$\epsilon = 0,965$
Lorentz (1973)	-water niet te sterk vervuild	$\epsilon = 0,98$

voor bandbreedte 9,5 - 11,5 $\mu\text{m}$ , loodrecht op wateroppervlak gemeten:		
Robinson en Davies (1972) (+ Bell + Kislovskii) (zie figuur 6) Frank (1964)	-zuiver water	$\epsilon = 0,99$
	-oceanawater (bedekt met olie: $\epsilon = 0,97$ )	$\epsilon = 0,99$
Mikhaylov en Zolojarev (1970)	-zuiver water	$\epsilon = 0,99$
Kondrat'ev (1972)	-zuiver water (bedekt met olie: $\epsilon = 0,97$ )	$\epsilon = 0,99$

Daar water meestal spiegelend reflecterend is, blijkt de emissiecoëfficiënt hoekafhankelijk te zijn. Hieronder volgen enige literatuurwaarden, plus de verhouding van de reflectiecoëfficiënt bij loodrechte waarneming ( $0^\circ$ ) tot die onder een hoek van  $60^\circ$ .

Tabel 2: Emissiecoëfficiënt van water, schuin gemeten.

	golflengte	$0^\circ-30^\circ$	$60^\circ$	$r(60^\circ)/r(0^\circ)$
Buettner en Kern (1965) (zie figuur 7)	8 $\mu\text{m}$	$\epsilon = 0,98$	$\epsilon = 0,93$	3,5
	11 $\mu\text{m}$	$\epsilon = 0,99$	$\epsilon = 0,96$	4
	12,5 $\mu\text{m}$	$\epsilon = 0,98$	$\epsilon = 0,92$	4
Frank (1964) (zie figuur 8)	8 - 14 $\mu\text{m}$	$\epsilon = 0,98$	$\epsilon = 0,96$	2
	9,5 - 11,5 $\mu\text{m}$	$\epsilon = 0,99$	$\epsilon = 0,965$	3,5
Lorenz (1971) <sup>b</sup>	9 $\mu\text{m}$	-	-	3,7
	11 $\mu\text{m}$	-	-	4,5
	13 $\mu\text{m}$	-	-	3,0

Opmerkingen:

- 1) Saunders (1967<sup>a</sup>): Invloed golfbeweging op de emissiecoëfficiënt is te verwaarlozen, evenals de rechtstreekse zonne-invloed (ook: Lorenz, 1973) (zie ook I.d.).
- 2) Davies et al (1971) en Lorenz (1971<sup>a,c</sup>): Variaties in saliniteit te verwaarlozen bij loodrechte metingen; bij metingen onder grote hoeken niet altijd; Friedman (1969): bij  $60^\circ$  is de reflectie van zeewater in de 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  band gemiddeld 3% groter, in de 8 - 14  $\mu\text{m}$  band gemiddeld 1% groter, dan die van zuiver water.
- 3) Lowrey en Gay (1970): Meervoudige reflecties kunnen een rol spelen; dit wordt bestreden door Idso et al (1971).
- 4) Razumovskii (1973) en Lecomte et al (1973): De reflectie-invloed kan sterk worden verminderd door gepolariseerde straling te meten onder de "Brewster"-hoek ( $54^\circ$ ).
- 5) Sterk verontreinigd water kan geheel andere waarden hebben als hier-voor opgesomd; in de tabel 1 wordt met "olielaagje" steeds bedoeld: een mono-moleculaire laag.

I.b.7. Atmosferische absorptie en transmissie van straling.

Naast de invloed van de reflectie van een niet zwart voorwerp zal ook de, tussen het voorwerp en de meter zich bevindende, luchtlaag een invloed hebben op de door de meter te ontvangen straling; immers zelfs in een "atmosferisch venster" (zie I.b.1.) zal absorptie, emissie en verstrooiing van straling plaatsvinden. Meestal vat men deze effecten samen door een zgn. effectieve transmissiecoëfficiënt ( $\tau$ ) in te voeren, die afhankelijk is van de hoeveelheid absorberende en verstrooiende massa tussen meter en voorwerp en uiteraard van de beschouwde golflengte (zie figuur 9). Daar van de voornaamste drie absorberende stoffen in het golflengtegebied rond de 10  $\mu\text{m}$ : waterdamp, kooldioxide en ozon, de concentratie van  $\text{CO}_2$  en  $\text{O}_3$  als constant mag worden beschouwd in de lagere atmosfeer, wordt in de literatuur de effectieve transmissie meestal als functie van de effectieve dampmassa ( $m_w$ ) gegeven. Hieronder wordt verstaan de (gesommeerde) hoeveelheid waterdamp in een kolom lucht (eenheid:  $\text{g}/\text{cm}^2$  of  $\text{cm}$  - "precipitable water"). Ter bepaling van de effectieve waterdampmassa kan vaak gebruik gemaakt worden van de volgende verbanden:

$$m_w = 1,3 \cdot 10^{-4} \cdot X \cdot H = 1,3 \cdot 10^{-4} \cdot q \cdot H \quad (\text{cm of g/cm}^2) \quad (10)$$

waarbij:

- X : mengverhouding (g damp/kg droge lucht)
- q : specifieke vochtigheid (g damp/kg vochtige lucht)
- H : hoogte van de kolom (m)

Ter bepaling van X en q uit de normale meteorologische parameters kunnen de volgende benaderingsformules worden gebruikt:

$$X = q = 0,623 e = 3,74 \cdot 2^{0,1 \cdot T_d} = 0,6374 \cdot f \cdot 2^{0,1 T_a} \quad (\text{g/kg}) \quad (11)$$

waarbij:

- e : partiële dampdruk  $\text{H}_2\text{O}$  (mbar) )
- $T_d$  : dauwpuntstemperatuur ( $^{\circ}\text{C}$ ) )
- $f^d$  : relatieve vochtigheid (%) )      gemiddeld over de kolom
- $T_a$  : luchttemperatuur ( $^{\circ}\text{C}$ ) )

Voorbeelden van de grootte van de mengverhouding (X) en de specifieke vochtigheid (q):

- bij:  $T_a = 0^{\circ}\text{C}$  en  $f = 50\%$  :  $q = X = 2$  (g/kg)
- $T_a = 20^{\circ}\text{C}$  en  $f = 100\%$  :  $q = X = 15$  (g/kg)

Tabel 3 geeft een overzicht van enige literatuurwaarden voor de effectieve transmissiecoëfficiënt als functie van de gemiddelde waterdampmassa ( $m_w$ ).

Tabel 3: Enige literatuurwaarden voor de effectieve transmissiecoëfficiënt ( $\tau$ ) als functie van de gemiddelde waterdampmassa ( $m_w$ ).

	effectieve transmissiecoëfficiënt	bandbreedte
Davies en Viezee (1964)	$\tau = \exp. (-0,09m_w)^{0,885}$	9,5 - 11,5 $\mu\text{m}$
Kondrat'ev (1966)	$\tau = \exp. (-0,1m_w)^w$	9,5 - 11,5 $\mu\text{m}$
Platt (1972)	$\tau = \exp. (-0,18m_w)$	9,5 - 11,5 $\mu\text{m}$
(overeenkomst met Bignell (1970) en Weiss <sup>w</sup> (1971))		
Frank (1964)	$\tau = 1 - 0,289m_w + 0,148m_w^2$	8 - 14 $\mu\text{m}$

Stellen we de over een kolom gemiddelde effectieve absorptie  $\bar{A} = 1 - \bar{\tau}$  (zie opmerking 5) dan geeft tabel 4 een overzicht van  $\bar{A}$  (%) voor een bandbreedte 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  en kolomhoogte van  $H = 150$  m voor enkele waarden van de mengverhouding ( $X$ ). De resulterende gemiddelde waarden voor de effectieve absorptie voor deze kolomhoogte zullen in het vervolg van dit rapport worden aangehouden; hiervoor geldt in eerste orde:  $\langle \bar{A} \rangle = 15 \cdot m_w$  (%).

Tabel 4: Enige waarden voor de gemiddelde effectieve kolomabsorptie (%).  
(kolomhoogte:  $H = 150$  m, bandbreedte: 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$ ).

mengverhouding (g/kg)	$X = 0$	$X = 5$	$X = 10$	$X = 5$
waterdampmassa (cm)	$m_w = 0$	$m_w = 0,1$	$m_w = 0,2$	$m_w = 0,3$
Davies en Viezee $\bar{A}$	0	1,5	2,8	3,9
Kondrat'ev $\bar{A}$	0	1,0	1,9	2,8
Platt $\bar{A}$	0	1,7	3,4	5,1
Gemiddeld $\langle \bar{A} \rangle$	0	1,5	3	4

Opmerkingen:

- 1) Shaw en Irbe (1972) geven voor de effectieve waterdampmassa: in  $m_w = -2,1 + 0,07 \cdot T_a$  voor een kolom van 1000 ft hoogte; dit komt overeen met vergelijking (10) en (11).
- 2) Frank (1964) geeft:  $m_w = f \cdot H \cdot 10^{-5} (0,46 + 3,28 \cdot 10^{-2} T_a + 0,11 \cdot 10^{-2} T_a^2)$ ; dit ligt voor  $T_a$  tussen 0 en 20°C gemiddeld 10% lager dan vergelijking (10).
- 3) Vergelijking (10) en (11) zijn in principe slechts geldig voor een isotherme en homogene atmosfeer.
- 4) In het algemeen zijn de (constante) bijdragen van  $O_3$  en  $CO_2$  aan de effectieve absorptie in het 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  gebied te verwaarlozen
- 5) Voor wat betreft bijdrage van de aerosol aan de emissie/absorptie en de verstrooiing van straling zijn de meningen verdeeld: Platt (1972) en Saunders (1967<sup>a</sup>) achten deze te verwaarlozen; Idso (1975), Frank (1964) en Hoy -geciteerd door Platt (1972)- zijn het daarmee niet eens. In het algemeen zal de correctie voor aerosol moeilijk blijven, omdat het om kennis vraagt van de momentane en lokale spectrale verdeling ervan. Voor lange wegen zal dit echter noodzakelijk zijn, vooral bij meters van 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$ . Shaw en Irbe (1972) geven aan dat t.a.v.

korte wegen (minder dan 300 m) kan worden volstaan de correctiewaarden, bepaald op grond van de effectieve transmissie, met 10% te verhogen.

- 6) Gorodetskii et al. (1967): gegevens over atmosferische emissie en absorptie.
- 7) Carrier et al. (1967) en Deirmendjan (1964): gegevens over atmosferische verstrooiing.

## I.c. Correcties voor atmosferische invloeden en reflecties.

### I.c.1. Overzicht.

Sinds Stommel in 1953 voor het eerst vloog met een stralingstemperatuurmeter met draaiende vlinder (zie I.b.3.), is dit vele malen herhaald en beschreven. Jammer genoeg bestaat er tussen de diverse auteurs weinig overeenstemming omtrent symbolen, eenheden, benaderingen en vorm van corrigeren. Het enige artikel dat een -zij het beperkt- overzicht geeft is van Lorenz (1973).

In dit hoofdstuk is gepoogd de belangrijkste methoden ten aanzien van oppervlaktewater-temperatuurmetingen samen te vatten. De volgorde van behandeling is: de vergelijking voor de energie ontvangen door de stralingsmeter, de correctie voor de hoogte en vervolgens de correctie voor de reflectie van de omgevingsstraling aan het wateroppervlak. Soms worden beide correcties samen genomen.

Overzicht van auteurs die in de rest van dit rapport niet meer worden besproken:

Gates (1968), Warnecke et al. (1971), Clark en Frank (1963), Clark (1967), Colacino en Vivona (1970), Combs et al. (1965), Deschamps et al. (1971), Marlatt (1967), Irbe (1969), Kondrat'ev (1972), Kimura en Misawa (1970), Lecomte en Deschamps (1970) en Lenschow en Dutton (1964).

Algemene publikaties ten aanzien van oceanografische remote sensing waarnemingen:

Hudson, Huebner (1968) en Richardson en Wilkins (1958).

### I.c.2. Energievergelijking voor een stralingstemperatuurmeter.

De meter ontvangt stralingsenergie uit drie te onderscheiden bronnen: energieemissie van het voorwerp zelf, energieemissie van de omgeving via de reflectie aan het voorwerp en energieemissie van de atmosferische laag tussen meter en voorwerp. Tevens zal de atmosferische laag de geëmitteerde energie van de eerste twee bronnen gedeeltelijk absorberen. Analooq aan vergelijking (2) en (3) kan voor de totale stralingsenergie  $E$ , gedetecteerd door een meter met een spectrale gevoeligheid  $\phi(\lambda)$  (zie figuur 2), geschreven worden (vergelijk onder andere Lorenz, 1973):

$$E = \omega \int_0^{\infty} \epsilon(\lambda) \cdot \phi(\lambda) \cdot \tau(\lambda, H) L(\lambda, T) d\lambda + \quad (A)$$

$$+ \omega \int_0^{\infty} (1 - \epsilon(\lambda)) \cdot \phi(\lambda) \cdot \tau(\lambda, H) \cdot \frac{1}{\pi} \{G(\lambda) + \Omega_z E(\lambda, T_z)\} d\lambda + \quad (B) \quad (12)$$

$$+ \omega \int_0^{\infty} \int_H^0 \phi(\lambda) \cdot L(\lambda, T_a) \cdot \frac{\partial \tau(\lambda, h)}{\partial h} dh d\lambda \quad (W/m^2) \quad (C)$$

waarbij:

- $\omega$  : openingshoek van de meter (rad)  
 $\epsilon(\lambda)$  : emissiecoëfficiënt van het voorwerp  
 $\phi(\lambda)$  : spectrale gevoeligheid van de meter ( $\phi \neq 0: \lambda_1 < \lambda < \lambda_2$ )  
 $\tau(\lambda, h)$  : transmissiecoëfficiënt van de atmosferische laag tussen zeeoppervlak en hoogte h (totale laagdikte:  $h = H$ )  
 (N.B.  $\partial\tau/\partial h < 0$ )  
 $G(\lambda)$  : diffuse hemelstraling over gehele halfruimte  
 $E(\lambda, T_z)$  : totale energie van de zon per ruimtehoek ( $T_z$ : temperatuur van de zon (K);  $\Omega$  : ruimtehoek zon)  
 $T$  : temperatuur voorwerp (K)  
 $T_a(h)$  : luchttemperatuur op hoogte h (K)

Vergelijking (12) bestaat uit drie delen:

- (A): door meter ontvangen straling van het voorwerp  
 (B): door meter ontvangen straling via reflectie aan het voorwerp  
 (C): door meter ontvangen straling van de tussenliggende luchtlaag

Opmerkingen:

- 1) Vergelijking (12) geeft slechts eerste orde effecten; atmosferische verstrooiing (zie I.b.7.) en meervoudige reflecties zijn verwaarloosd. Sommige auteurs houden wel rekening met meervoudige reflecties (Carlson, 1970, Hodges, 1972, Idso, 1975 en Malkevich et al, 1973); anderen achten de invloed klein (bijv. Platt, 1972).
- 2) De direct van de zon afkomstige bijdrage ( $\Omega E(\lambda, T_z)/\pi$ ) is bij meters met een bandbreedte 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  te verwaarlozen (Frank, 1964, Saunders, 1967<sup>a</sup>, Saunders en Wilkens, 1966 en Lorenz, 1973; zie ook I.b.1.).

Op grond van het in I.b.6. gestelde, wordt de totale binnenkomende stralingsenergie door de meter "geïnterpreteerd" als afkomstig van een zwartstraler met een temperatuur  $T_s$  (de "stralingstemperatuur"). Deze wordt bepaald door de vergelijking:

$$E(T_s) = \int_0^{\infty} \omega \cdot \phi(\lambda) \cdot L(\lambda, T_s) d\lambda \quad (\text{W/m}^2) \quad (13)$$

Gelijkstelling van de rechterleden van vergelijking (12) en (13) levert de vergelijking waaruit  $T$  (de voorwerpstemperatuur) kan worden opgelost als functie van  $T_s$  bij bekende  $\phi(\lambda)$ ,  $\epsilon(\lambda)$ ,  $\tau(\lambda, h)$  en  $G(\lambda)$ :

$$\int_0^{\infty} \phi(\lambda) \cdot L(\lambda, T_s) d\lambda = \int_0^{\infty} \epsilon(\lambda) \phi(\lambda) \tau(\lambda, H) \cdot L(\lambda, T) d\lambda + \int_0^{\infty} (1 - \epsilon(\lambda)) \cdot \phi(\lambda) \tau(\lambda, H) \cdot \frac{G(\lambda)}{\pi} \cdot d\lambda + \int_0^{\infty} \int_0^H \phi(\lambda) \cdot L(\lambda, T_a(h)) \cdot \frac{\partial \tau(\lambda, h)}{\partial h} dh d\lambda \quad (14)$$

Opmerkingen.

- 1)  $T_s$  is de door de meter aangegeven temperatuur, gecorrigeerd aan de hand van de ijking met de zwarte straler en omgevingsinvloed. (Vergelijking (9)).
- 2) Vaak ziet men vergelijking (14) ook verkort geschreven als:

$$E(T_s) = \bar{\epsilon} \bar{\tau}(H) \cdot E(T) + (1 - \bar{\epsilon}) \cdot \bar{\tau}(H) \cdot E(G) + \int_0^H E(T_a) \cdot \frac{\partial \bar{\tau}(h)}{\partial h} dh \quad (15)$$

waarbij dan wordt geacht te zijn geïntegreerd over de bandbreedte van de meter, gewogen naar de metergevoeligheid.

3) In Engelse teksten komt vaak de notatie voor:

$T$  (radiance) in plaats van  $T$  (hier)  
 $T_s^r$  (surface) in plaats van  $T^s$  (hier)

Daar de algemene oplossing van (14) in de praktijk vaak niet eenvoudig is, treft men bij verschillende auteurs benaderingen aan gebaseerd op de vergelijking van de theorie met experimentele resultaten; de nauwkeurigheid is meestal vergelijkbaar met de relatieve of absolute meternauwkeurigheid; zie I.c.3., I.c.4. en I.c.5..

I.c.3. Correcties voor invloed atmosferische tussenlaag.

Uitgangspunt is het vinden van het verschil tussen de stralings-temperatuur zoals deze is gemeten op hoogte H:  $T_s(H)$  en de stralings-temperatuur zoals deze zonder atmosferische invloed zou zijn geweest, met andere woorden op nul-niveau:  $T_s(0)$ :

$$T_s(0) = T_s(H) + \Delta(a) \quad (^\circ\text{C}) \quad (16)$$

Vergelijking (14) voor  $H = 0$  levert:

$$\int_0^\infty \phi(\lambda) \cdot L(\lambda, T_s(0)) d\lambda = \int_0^\infty \epsilon(\lambda) \phi(\lambda) \cdot L(\lambda, T_0) d\lambda + \int_0^\infty (1 - \epsilon(\lambda)) \phi(\lambda) \frac{G(\lambda)}{\pi} d\lambda \quad (17.a)$$

waarbij  $T_0$ : de ware wateroppervlaktetemperatuur (K), zie I.d.1.; hiermee wordt vergelijking (14) voor  $H \neq 0$  (als  $\tau(\lambda, H)$  constant is voor  $\phi(\lambda) \neq 0$ ):

$$\int_0^\infty \phi(\lambda) \cdot L(\lambda, T_s(H)) d\lambda = \int_0^\infty \phi(\lambda) \cdot \tau(\lambda, H) \cdot L(\lambda, T_s(0)) d\lambda + \int_0^H \int_0^\infty \phi(\lambda) \cdot L(\lambda, T_a) \frac{\partial \tau(\lambda, h)}{\partial h} dh d\lambda \quad (17.b)$$

of volgens de schrijfwijze van (15), gewogen en geïntegreerd over betreffende bandbreedten:

$$\text{uit (17.a):} \quad E(T_s(0)) = \bar{\epsilon} E(T_0) + (1 - \bar{\epsilon}) E(G) \quad (17.c)$$

$$\text{uit (17.b):} \quad E(T_s(H)) = \bar{\tau} E(T_s(0)) + \int_H^0 E(T_a) \frac{\partial \bar{\tau}(h)}{\partial h} dh \quad (17.d)$$

Ten aanzien van de benaderde oplossing van de vergelijkingen (17) bestaan in de literatuur twee methoden die elk aan de hand van een bespreking van een bepaalde auteur zullen worden toegelicht.

- Lorenz (1973) bepaalde de correctie voor de atmosferische invloed door vergelijking van (17.a) en (17.b) met experimentele gegevens (bepaling  $T_s(H)$  en  $T_s(0)$  voor diverse H); het resultaat zijn de correctie-diagrammen van figuur 10 en 11 (resp. voor 1000 en 3000 ft vlieghoogte), waarbij  $\Delta(a)$  (zie vergelijking (16)) volgt uit de gemeten  $T_s(H)$  en  $T_s(0)$ . Zijn theoretische uitgangspunt is een ongelaaide atmosfeer met een constante relatieve vochtigheid (60%) en een vaste temperatuurgradiënt ( $-0,006^\circ\text{C/m}$ ). De correcties gelden voor een bandbreedte van 8 - 14  $\mu\text{m}$ ; Weiss (1971) toont aan dat voor meters met een bandbreedte van 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  de correcties volgens Lorenz met een factor 0,65 moeten worden vermenigvuldigd.

Vergelijk ook Lorenz (1968, 1971<sup>a</sup>, 1971<sup>b</sup> en 1966).



- Saunders (1970) gaat uit van een isotherme atmosfeer met een temperatuur  $T_a$ . Daar:  $\tau(0) = 1$  gaat vergelijking (17.d.) dan over in:

$$E(T_s(H)) = \bar{\tau}(H) \cdot E(T_s(0)) + (1 - \bar{\tau}(H)) \cdot E(T_a)$$

of, omdat  $1 - \bar{\tau}(H) = \bar{A}(H)$

$$E(T_s(H)) = E(T_s(0)) + \bar{A}(H) \cdot \{ E(T_a) - E(T_s(0)) \}$$

Eerste orde Taylor ontwikkeling van E geeft hiervoor:

$$T_s(H) = T_s(0) + \bar{A}(H) \cdot \{ T_a - T_s(0) \} \quad (^\circ\text{C}) \quad (18)$$

waarbij  $\bar{A}(H)$  voor 300 m hoogte en de 8 - 15  $\mu\text{m}$  band in de orde ligt van 0,1 (volgens Davies en Viezee(1964); vergelijk I.b.7.). Vervolgens bepaalt Saunders (1970) experimenteel dat voor de vergelijking

$$\Delta(a) = T_s(0) - T_s(H) = c \cdot (T_s(H) - T_a) \quad (^\circ\text{C}) \quad (19)$$

de constante "c" een waarde heeft van 0,1 voor 300 m hoogte kolom en 8 - 15  $\mu\text{m}$  band.

#### Opmerkingen:

- 1) Vergelijking van (19) met (18) toont dat  $c = \bar{A}/1 - \bar{A}$ .
- 2) De correctie zou volgens Saunders het verschil tussen het resultaat van de stralingsmeter en de bulk temperatuur (zie I.d.) minder dan  $\pm 0,2^\circ\text{C}$  maken.

#### I.c.4. Correctie voor invloed gereflecteerde straling.

Na het bepalen, volgens I.c.3., van de stralingstemperatuur op grondniveau uit de op meethoogte bepaalde temperatuur, dient vervolgens deze temperatuur nog te worden gecorrigeerd voor de invloed van de omgevingsstraling die, na reflectie aan het wateroppervlak, bijdraagt aan het meetresultaat. Veelal onderscheidt men hierbij bewolkte en onbewolkte situaties. Stellen we de ware oppervlaktetemperatuur  $T_o$ , dan geldt:

$$T_o = T_s(0) + \Delta(r) \quad (^\circ\text{C}) \quad (20)$$

Uitgangspunt voor de bepaling van  $\Delta(r)$  is vergelijking (17.a.); ook hier een uitwerking door middel van een bespreking van een aantal auteurs:

- Fuchs en Tanner (1966) benaderen vergelijking (17.a.) door te stellen:

- 1)  $\int_0^\infty \phi(\lambda) L(\lambda, T) d\lambda = f(T) \frac{\sigma T^4}{\pi}$  voor temperatuurwaarden in het beschouwde gebied; in dit gebied is de functie  $f(T)$  een, ten opzichte van  $\sigma T^4$ , langzaam met de temperatuur variërende functie.
- 2) De emissiecoëfficiënt  $\epsilon$  is constant voor de beschouwde bandbreedte:  $\bar{\epsilon}$ .

Hierdoor gaat (17.a) over in:

$$f(T_s(0)) \cdot \frac{\sigma T_s^4(0)}{\pi} = \bar{\epsilon} f(T_o) \frac{\sigma T_o^4}{\pi} + (1 - \bar{\epsilon}) \int_0^\infty \phi(\lambda) \cdot \frac{G(\lambda)}{\pi} d\lambda \quad (21)$$

Aan de hand van tabellen voor Planckse straling kan dan worden nagegaan dat algemeen geldt voor  $|T_o - T_s(0)| < 4^{\circ}\text{C}$ :  $f(T_o) \approx f(T_s)$  binnen 1%, zodat vergelijking (21) kan worden benaderd met:

$$T_s^4(0) = \bar{\epsilon} T_o^4 + \frac{(1-\bar{\epsilon})}{\sigma} \frac{1}{f(T_o)} \int_0^{\infty} \phi(\lambda) G(\lambda) d\lambda \quad (22)$$

In eerste orde Taylor ontwikkeling volgt hieruit:

$$T_s(0) = \bar{\epsilon}(T_s(0) + 4\Delta(r)) + \frac{1-\bar{\epsilon}}{\sigma} \frac{G^x}{T_s^3(0)}, \text{ zodat}$$

$$\Delta(r) = T_o - T_s(0) = \frac{1}{4} T_s(0) \frac{1-\bar{\epsilon}}{\bar{\epsilon}} \left(1 - \frac{G^x}{\sigma T_s^4(0)}\right) \text{ (K)} \quad (23)$$

waarbij:

$$G^x = \frac{1}{f(T_o)} \int_0^{\infty} \phi(\lambda) \cdot G(\lambda) d\lambda; \quad \text{tabel 5 geeft enkele getalwaarden (zie Lorenz, 1966).}$$

Tabel 5: Grootte van  $G^x$  en de daarmee samenhangende reflectie correctie  $\Delta(r)$ .

		$\bar{\epsilon} =$	0,9	0,95	1
Helder-droog :	$G^x = 80 \text{ W/m}^2$	$\Delta(r) =$	6,0	2,8	0,0 ( $^{\circ}\text{C}$ )
Helder-vochtig:	$G^x = 225 \text{ W/m}^2$	$\Delta(r) =$	2,8	1,3	0,0 ( $^{\circ}\text{C}$ )
Bewolkt-warm :	$G^x = 280 \text{ W/m}^2$	$\Delta(r) =$	1,6	0,7	0,0 ( $^{\circ}\text{C}$ )

Bij egale, lage en dikke bewolking kan de onderzijde van de bewolking als zwartstraler worden beschouwd (temperatuur:  $T_c$  ( $^{\circ}\text{C}$ )), zodat geldt:

$$\frac{1}{\pi} G(\lambda) = L(\lambda, T_c)$$

Wordt gesteld dat voor  $|T_c - T_s(0)| < 20^{\circ}$ :  $f(T_o) = f(T_s) = f(T_c)$  (binnen 7%) dan wordt (22):

$$T_s^4(0) = \bar{\epsilon} T_o^4 + (1-\bar{\epsilon}) T_c^4 \quad (24)$$

Analoog in eerste orde Taylor ontwikkeling benaderd:

$$T_s(0) = \bar{\epsilon}(T_s(0) + 4\Delta(r)) + (1-\bar{\epsilon})(T_s(0) + 4(T_c - T_s(0))), \text{ zodat}$$

$$\Delta(r) = T_o - T_s(0) = \frac{1-\bar{\epsilon}}{\bar{\epsilon}} (T_s(0) - T_c) = (1-\bar{\epsilon})(T_o - T_c) \text{ (}^{\circ}\text{C)} \quad (25)$$

N.B. Vergelijking (24) kan ook direct uit (17.a) worden afgeleid, door  $\epsilon(\lambda)$  en  $\phi(\lambda)$  voor de beschouwde band constant te veronderstellen.

-Lorenz (1971<sup>a</sup>, 1971<sup>b</sup> en 1973) benadert deze correctie door experimentele resultaten te vergelijken met de uitkomsten van (17.a) met als parameter  $G(\lambda)$  als functie van  $T(H)$ . Dit resulteerde in een correctiediagram (zie figuur 12) voor de reflectiecorrectie bij onbewolkte hemel, waarbij  $\Delta(r)$  volgt uit de gemeten  $T_s(H)$  en  $T_a(H)$ .

In geval van bewolkte hemel volgt Lorenz(1973) globaal Fuchs en Tanner, waarbij vergelijking (25) nog verder wordt benaderd door  $\bar{\epsilon} \approx 1$  te veronderstellen:

$$\Delta(r) = T_o - T_s(0) = (1 - \bar{\epsilon})(T_s(0) - T_c) \quad (^\circ\text{C}) \quad (26)$$

Opmerkingen.

- 1) In geval van bewolking is het meestal mogelijk de wolkenbasistemtemperatuur in eerste orde direct met de stralingsmeter te bepalen.
- 2) In geval van gedeeltelijke bewolking dient als  $\Delta(r)$  te worden genomen het gewogen gemiddelde van  $\Delta(r)$ -onbewolkt en  $\Delta(r)$ -bewolkt; ook bij loodrechte metingen, omdat t.g.v. de reflectie aan de aanwezige golven de totale halfruimte bijdraagt aan de gereflecteerde stralingsenergie. Zie ook Frank (1964) en Saunders en Wilkens (1966)
- 3) Saunders (1970) berekende  $\Delta(r)$  voor een aantal types bewolking voor meters met een bandbreedte van 8 - 15  $\mu\text{m}$  (zie figuur 13). Hem bleek verder dat speciaal in het geval van gebroken Cumulus-bewolking de lokale watertemperatuur soms een "ruis" van  $\pm 0,5^\circ\text{C}$  vertoont.

I.c.5. Correcties voor atmosferische invloed en reflectie tezamen.

Sommige auteurs beschouwen de atmosferische correctie en de reflectie tezamen:

$$T_o = T_s(H) + \Delta(a,r) \quad (27)$$

De belangrijkste methoden ter bepaling van  $\Delta(a,r)$  zullen aan de hand van een bespreking van een bepaalde auteur worden toegelicht:

-Frank (1964) gaat uit van vergelijking (14) en benadert deze op analoge wijze als Fuchs en Tanner (1966) (zie I.c.4):

- Stel: 1)  $\int_0^{\infty} \phi(\lambda) L(\lambda, T) d\lambda = f(T) \cdot \frac{\sigma T^4}{\pi}$  voor alle T-waarden in het geschouwde gebied
- 2) de emissiecoëfficiënt is constant voor de bandbreedte:  $\bar{\epsilon}$
  - 3) de atmosferische transmissiecoëfficiënt is constant voor de bandbreedte:  $\bar{\tau}$
  - 4) atmosfeer als zwarte straler:  $\frac{1}{\pi} G(\lambda) = L(\lambda, T_c)$ , waarbij  $T_c$  staat voor de hemeltemperatuur (bij heldere of bewolkte hemel)
  - 5)  $f(T_s) = f(T_o) = f(T_a) = f(T_c)$
  - 6) atmosferische absorptie = atmosferische emissie =  $\bar{A} = 1 - \bar{\tau}$

zodat (14) analoog aan (22) en (24) wordt:

$$T_s^4(H) = \bar{\epsilon} \cdot \bar{\tau} \cdot T_o^4 + (1 - \bar{\epsilon}) \cdot \bar{\tau} \cdot T_c^4 + \bar{A} T_a^4(H)$$

Als  $T_a$  (luchttemperatuur) =  $T_c$  (hemeltemperatuur) volgt hieruit:

$$T_s^4(H) = \bar{\epsilon} \cdot \bar{\tau} \cdot T_0^4 + (1 - \bar{\epsilon} \bar{\tau}) T_a^4(H)$$

waaruit  $T_0$  wordt opgelost:

$$T_0 = \left[ \frac{T_s^4(H) - (1 - \bar{\epsilon} \bar{\tau}) T_a^4(H)}{\bar{\epsilon} \bar{\tau}} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (K) \quad (29)$$

-Tien (1974) gebruikt dezelfde benaderingen als Frank (1964) en benadert (28) door middel van eerste orde Taylor ontwikkeling; er volgt dan:

$$\Delta(a, r) = T_0 - T_s(H) = \frac{(1 - \bar{\tau})}{\bar{\epsilon} \bar{\tau}} (T_s(H) - T_a(H)) + \frac{(1 - \bar{\epsilon})}{\bar{\epsilon}} (T_s(H) - T_c) \quad (^\circ C)$$

Stellen we  $\bar{\epsilon} = 0,99$  (voor 9,5 - 11,5  $\mu m$  band) en  $\bar{A} \ll 1$ , dan vinden we:

$$\Delta(a, r) = T_0 - T_s(H) = \bar{A} (T_s(H) - T_a(H)) + 0,01 (T_s(H) - T_c) \quad (^\circ C) \quad (30)$$

waarbij  $\bar{A} = 0 \text{ à } 0,05$  (voor 150 m hoogte, zie I.b.7).

-Saunders (1967<sup>a</sup>) geeft een experimentele methode aan ter bepaling van de grootte van de correctie. Uitgangspunt: bij meting onder hoek van  $60^\circ$  wordt de atmosferische weglengte tussen meter en oppervlak verdubbeld; tevens stelde hij vast dat voor een meter met een bandbreedte 8,25 - 12,35  $\mu m$  ook de reflectiecoëfficiënt van water ongeveer dubbel zo groot is bij meting onder  $60^\circ$  als bij meting onder  $0^\circ$ , zodat:

$$T_0 = T_s(H, 60^\circ) + 2\Delta(a, r)$$

$$T_0 = T_s(H, 0^\circ) + \Delta(a, r)$$

zodat

$$\Delta(a, r) = T_0 - T_s(H, 0^\circ) = (T_s(H, 0^\circ) - T_s(H, 60^\circ)) \quad (^\circ C) \quad (31)$$

Andere auteurs hebben hiertegen bezwaren omdat de verdubbeling sterk afhankelijk is van de frequentieband (Lorenz, 1971<sup>b</sup> vindt voor 9,5 - 11,5  $\mu m$  onder  $60^\circ$  een verviervoudiging van de reflectiecoëfficiënt!). Hiernaast stelt het feit dat bij  $60^\circ$  de reflectiecoëfficiënt sterk hoekafhankelijk is vaak te hoge eisen aan het meetsysteem (zie ook I.b.6).

-Shaw en Irbe (1972) bepaalden de correctiediagrammen, gereproduceerd in figuur 14, door vergelijking van de theoretische uitwerking van vergelijking (15) met experimentele resultaten (invloed van aerosol en ozon werd verwaarloosd). Het diagram geeft het verschil tussen  $T$  en  $T_s(H)$  in afhankelijkheid van het totale waterdampgehalte van de luchtlaag  $m_s$  (zie I.b) en het verschil tussen de gemiddelde luchttemperatuur van de  $w$  laag ( $\bar{T}$ ) en de gemeten stralingstemperatuur ( $T_s(H)$ ), zowel voor onbewolkte hemel als bewolkte hemel, en voor een meter met 8-14  $\mu m$  bandbreedte.

N.B. Hoewel Shaw en Irbe hun resultaten met de bucket-temperatuur (zie I.d) vergelijken, is het afwijkende gedrag van de skinlaag niet in rekening gebracht.

Opmerkingen:

- 1) De correctieberekeningen gelden in het algemeen slechts als de atmosferische tussenlaag isotherm is en de reflectiecoëfficiënt van het oppervlak niet door vervuiling is vergroot.
- 2) Bij metingen zeer dicht bij een voorwerp kan de atmosferische invloed en de reflectie-invloed (mits voor een afscherming wordt gezorgd) uiteraard worden verwaarloosd.
- 3) Idso en Jackson ('68<sup>a,b</sup>) toonden aan dat bij heldere hemel het dagelijks verloop van  $G(\lambda)$  te verwaarlozen is.
- 4) Directe invloed van de zon en de zeetoestand zijn in eerste orde te verwaarlozen (Saunders, '67a en Lorenz, '73).
- 5) Daar de meeste auteurs niet vermelden of een "in-flight" ijking heeft plaatsgevonden, is het vaak moeilijk te beoordelen in hoeverre de ijkcorrectie op grond van de omgevingstemperatuur (I.b.5) meespeelt in de bepaalde correctie, als die eveneens afhankelijk is van de omgevingstemperatuur.

I.d. Onderscheid tussen oppervlakte- en menglaag-temperatuur.

I.d.1. De skinlaag.

Bij vergelijking tussen de watertemperatuur gemeten met een stralings-thermometer en de temperatuur gemeten met conventionele technieken, blijkt dat er vaak tussen beide een duidelijk verschil bestaat (orde van grootte:  $0,5^{\circ}\text{C}$ ). Men ziet hierin het bewijs van het bestaan van een specifiek allerbovenste waterlaag, waarin de fysische processen moleculair en laminair zijn (zie o.a. Saunders, '67<sup>b</sup> en '73 en McLeish en Putland, '75). Juist uit dit laagje (de zgn. skinlaag, ter dikte van enkele  $\mu\text{m}$  à  $\text{mm}$ ) is de straling afkomstig die met behulp van de stralingsmeter wordt gemeten, omdat, zoals we reeds zagen, water voor straling rond het  $10\mu\text{m}$  golflengtegebied nagenoeg ondoorzichtig is. De op conventionele wijze bepaalde temperatuur is de temperatuur van de bovenste meter(s). ('Menglaag-temperatuur').

Daar de skinlaag zich juist op de grens van lucht en water bevindt, kan men een afwijkend temperatuurverdrag verwachten; zie o.a. Ewing en McAlister ('60) en Clauss et al. ('70). De temperatuur van de skinlaag wordt aangeduid met "SST" (Sea Surface Temperature; symbool  $T$ ); die van het diepere, gemengde oppervlaktewater met "TSSL" (Temperature Sea Surface Layer; symbool  $T$ ):\* Deze laatste vindt men ook aangeduid als bucket-temperatuur (afgeleid van de wijze van meten: de slagputs), bulk (water) temperatuur, mixed layer temperatuur of -vooral bij stralingsthermometrie- als "groundtruth."

Experimenten (Ewing en McAlister, '60) toonden aan dat de stabiliteit van de skinlaag groot is: de gemiddelde hersteltijd na verbreking is in de orde van 10 seconden. Dit is o.a. de reden, waarom de zeetoestand in eerste aanleg geen rol speelt t.a.v. de stralings-temperatuur. De invloed van de wind op  $T$  is ruwweg 10 x zo groot, als die van de golven (Chang en Wagner, '75).

Opmerking:

Naast de genoemde auteurs vindt men nog gegevens over de skinlaag bij o.a. Ogura ('69), Warnecke et al. ('69), Omholt ('73) en MacIntyre ('74).

\* Ondanks de gangbaarheid van deze nomenclatuur (Tauber, 1969: W.M.O. Technical Note 103) treft men vaak de afkorting SST aan, waar TSSL bedoeld wordt.

### I.d.2. Achtergronden bepaling verschil TSSL-SST.

De temperatuur van de skinlaag -of het temperatuurverschil tussen skin en menglaag- wordt over het algemeen bepaald door de energie-transportbalans door het grensvlak (interface) tussen zee en atmosfeer te beschouwen (zie figuur 15). Dit energietransport is afhankelijk van de mate van turbulentie in atmosfeer en zeewater (en dus o.a. afhankelijk van de gelaagdheid en de snelheid van de wind), van de temperatuur- en vochtigheidsgradiënten in de atmosfeer direct boven het water en van de temperatuurgradiënten in het water.

Ter berekening van de balans aan de hand van de transportvergelijkingen is uiteraard zowel kennis van de fysische verschijnselen in het grensvlak -een kennis die momenteel nog in het onderzoeksstadium verkeert- als de technische uitrusting om de diverse parameters dichtbij het grensvlak te kunnen bepalen -ook deze ontbreken- noodzakelijk. De huidige kennis berust veelal (bij gebrek aan beter) op metingen van de TSSL, terwijl bijvoorbeeld een belangrijke parameter als de verdamping nauw gerelateerd is met de SST (zie ook Davies et al, '71, McAlister en McLeish, '70 en Saunders, '67 en '73).

Hoewel de genoemde aspecten duidelijk buiten het kader van dit onderzoek vallen, is toch getracht om zowel de absolute grootte van de stralingstemperatuur, als ook de grootte van het verschil met de groundtruth te bepalen om de gevonden resultaten in orde van grootte te kunnen controleren en interpreteren. Tevens blijkt hieruit een andere toepassing van een stralingsthermometer: bijdrage in het balans-onderzoek.

In het hierna volgende zijn enige uit de literatuur bekende methoden ter bepaling van het verschil tussen SST en TSSL ( $T_o - T_w$ ) in het kort beschreven.

#### Opmerkingen:

- 1) Hupfer ('74): interpretatie TSSL-SST: afhankelijk van waterdiepte, warmtebalans, horizontale en momentane temperatuurgradiënten, getij, advectie, neerslag, dagelijkse en jaarlijkse gang.
- 2) Kamenkovich ('69) geeft een methode ter bepaling van de TSSL met behulp van de warmtebalans.
- 3) McAlister en McLeish ('69) probeerden de warmtebalans te bepalen door in de skinlaag temperatuurgradiënten te meten met behulp van een stralingsthermometer, gevoelig in twee verschillende golflengte banden; zie ook Katsaros en Businger ('73).

### I.d.3. Energieflux door grenslaag lucht-water.

Door vele auteurs is de bepaling van de energieflux door het lucht-water grensvlak beschreven. De belangrijkste zijn: Hasse ('63 en '71), Paulson en Parker ('72), Warsh ('73), Osborne ('64 en '65), Wolff ('65), Warsh et al ('72), Coantic ('73), Dingman ('72), Laevastu ('63), en anderen die nog in de tekst zullen worden genoemd.

Meestal komt hun benadering op het volgende neer:

Stel " $Q^x$ " de netto energieflex van het water naar de atmosfeer, dan geldt bij verwaarlozing van advectie en bij ontbreken van neerslag:

$$Q^x = Q_S + Q_L + Q_R \quad (W/m^2) \quad (32.a)$$

waarbij (zie figuur 15):

$Q_S$ : de flux van sensible warmte, in de luchtlaag direct boven het wateroppervlak

$Q_L$ : de flux van latente warmte (condensatie of verdamping), direct boven het wateroppervlak

$Q_R$ : de totale netto flux van uit het water tredende langgolvlige tegenstraling en in het water dringende zonnestraling en langgolvlige hemelstraling.

Variaties in  $Q_S$  kunnen grote verschillen, lokaal en momentaan, in de skintemperatuur veroorzaken (Hasse, '63).

Variaties in  $Q_L$  worden vooral door **windsnelheidsvariatiën** veroorzaakt en dragen derhalve ook sterk bij tot lokale en momentane variaties van de skintemperatuur.

De stralingsterm  $Q_R$  veroorzaakt een dagelijkse en jaarlijkse gang, die ook gemeten is: Clauss et al ('70) - zie figuur 16. (Ook: Richards en Webb '71).

Daar de skinlaag vrijwel volledig doorlaatbaar is voor kortgolvlige straling - zodat deze in eerste instantie bijdraagt aan het temperatuurgedrag van de dieper gelegen menglaag (Irbe, '69) - dient ten aanzien van de bepaling van de skinlaagtemperatuur bij de netto energieflex alleen de in de skinlaag geabsorbeerde en geëmitteerde langgolvlige straling in de term  $Q_R$  te worden beschouwd ( $Q_{ir}$ ). Vergelijking (32.a) gaat dan over in:

$$Q = Q_S + Q_L + Q_{ir} \quad (W/m^2) \quad (32.b)$$

Beide eerste termen van het rechterlid kunnen worden geschat met behulp van de zgn. "Bulk-transfer-equations" (Hicks, '75, Kitaygorodskii et al. '73 en anderen):

$$Q_S = \approx c_p \rho C_S \bar{u}_{10} \overline{\Delta T} = 1,9 \bar{u}_{10} (T_o - T_a(10)) \quad (W/m^2) \quad (33)$$

$$Q_L = -LE = L_p C_L \bar{u}_{10} \overline{\Delta q} = 4,7 \bar{u}_{10} (q_{max}(T_o) - q(T_a)) \quad (W/m^2) \quad (34)$$

$$\tau_o = \rho u_x^2 = \rho C_D \bar{u}_{10}^2 = 1,6 \cdot 10^{-3} \bar{u}_{10}^2 \quad (N/m^2) \quad (35)$$

Voor de derde term van het rechterlid van vergelijking (32.b) zijn in de literatuur vele uitdrukkingen te vinden (Moriyasu, '69, Idso en Jackson, '69, Laevastu, '70, Hupfer, '74 en Richter, '69). Gekozen is naar Keijman ('74):

$$Q_{ir} = \sigma T_a \left[ 1 - (0,53 - 0,067\sqrt{e})(1 + 0,13c) + 4(T_o - T_a)/T_a \right] \quad (W/m^2) \quad (36)$$

waarbij voor (33) tot en met (36) gebruikt is:

$\rho$	: dichtheid lucht ( $\rho \approx 1,3 \text{ kg/m}^3$ )
$c_p$	: soortelijke warmte lucht ( $c_p \approx 10^3 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$ )
$C_{S,L,D}$	: bulktransfercoëfficiënten (dimensieloos)
$E$	: verdamping van water ( $\text{kg/s m}^2$ )
$L$	: verdampingswarmte van water ( $L=2,5 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$ )
$\overline{\Delta T}$	: $\overline{T_o - T_a(10)}$ ( $^\circ\text{C}$ )
$\overline{\Delta q}$	: $q_{\text{max}}(\overline{T_o}) - q(\overline{T_a(10)})$ ( $\text{g/kg}$ )
$u_{10}$	: in tijd (10 min.) gemiddelde windsnelheid op $h=10 \text{ m}$ ( $\text{m/s}$ )
$u_x$	: wrijvingsnelheid van lucht boven water ( $\text{m/s}$ )
$\tau_o$	: turbulente schuifspanning van lucht op water ( $\text{N/m}^2$ )
$c$	: fractie bewolking (tussen 0 en 1)
$e$	: partiële waterdampdruk ( $\text{mbar}$ )

De grootte van de bulktransfercoëfficiënten worden gekozen naar Hicks ('75):  $C_S \approx C_L \approx 1,45 \cdot 10^{-3}$  en  $C_D \approx 1,25 \cdot 10^{-3}$ . Bij andere auteurs kunnen deze waarden wat verschillen, zie bijvoorbeeld Businger ('75):

$C_D \approx C_L \approx C_S \approx 1,5 \cdot 10^{-3}$ . Deze verschillen hangen veelal samen met de wijze waarop de overdracht van de windenergie op het water lokaal wordt geacht verdeeld te zijn over de "vertikale" impuls overdracht (leidend tot golfvorming) en de "horizontale" impuls overdracht (de tangentiële component van de totale windimpuls of schuifspanning  $-\tau_o$  die leidt tot lokale stroming) (zie bijv. McGrath en Osborne, '73). Andere methoden voor benadering van vergelijking (33) en (35) zijn ook mogelijk, zie bijvoorbeeld Businger ('73) en, ten aanzien van vergelijking (34), bijvoorbeeld Kahlig ('73).

#### I.d.4. Bepaling verschil TSSL-SST.

Stel het temperatuurverschil tussen de menglaag en skinlaag:

$$\Delta(B) = T_w - T_o \quad (^\circ\text{C}) \quad (37)$$

Voor het moleculaire energietransport door de skinlaag (ter dikte  $d$ ) geldt:

$$q = k_w \cdot \frac{\Delta(B)}{d} \quad (\text{W/m}^2) \quad (38)$$

Als aangenomen wordt dat de horizontale component van de windschuifspanning ( $\tau_o$ ) voornamelijk overgedragen wordt aan het water via de horizontale component van de (lokale) tangentiële windschuifspanningscomponent ( $\tau_o^1$ ) (zie McGrath en Osborne, 1970 en Saunders, 1967<sup>b</sup>), dan kan in analogie met het oppervlaktelaagje, waarin moleculair energietransport plaatsvindt, ook een laminair oppervlaktelaagje gedefinieerd worden waarin het impulstransport visceus is. Stellen we in eerste orde beide laagdikten gelijk ( $=d$ ) dan kan, in neutrale omstandigheden, voor de dikte van deze laminaire skinlaag worden geschreven (Businger, '75):

$$d = \lambda \frac{v}{v_x} \quad (\text{m}) \quad (39)$$



waarbij in (38) en (39):

$k_w$  : warmtegeleidingscoëfficiënt van zeewater ( $k_w \approx 0,6 \text{ W/m}^0\text{C}$ ) ( $T \approx 10^0\text{C}$ )

$\lambda$  : een evenredigheidsconstante (zie verder)

$\nu$  : kinematische viscositeit van zeewater

( $\nu = \eta/\rho_w \approx 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  ( $T \approx 10^0\text{C}$ ))

waarbij:  $\eta$  : dynamische viscositeit van water ( $\eta \approx 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ Pa.s}$ )

$\rho_w$  : dichtheid van water ( $\rho_w \approx 1,0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ )

$v_x$  : turbulente wrijvingsnelheid in zeewater ( $v_x = u_x \sqrt{\rho/\rho_w} = \sqrt{\tau_0/\rho_w} \text{ m/s}$ )

Uit vergelijkingen (35), (37), (38) en (39) volgt nu, geheel volgens Saunders ('67<sup>b</sup>):

$$\Delta(B) = T_w - T_0 = \lambda \cdot \frac{\nu}{k_w} \sqrt{\rho_w/\tau_0} \cdot Q \approx 0,014 \frac{Q}{u_{10}} \quad (0\text{C}) \quad (40)$$

waarbij  $T_w > T_0$  als  $Q > 0$ , d.w.z. uit het water gericht is.

Opmerkingen ten aanzien van de dimensieloze constante  $\lambda$

- 1)  $\lambda = 4$ : glad water (Hill, '72, McAlister en McLeish, '69)  
 $\lambda = 8$ : golvend water (Hasse, '71, Paulson en Parker, '72)
- 2) Paulson en Parker ('72) bevestigden deze waarden in windgootexperimenten en toonden aan dat de waarde onafhankelijk is van de grootte van de energieflex en windsnelheid. Saunders ('67<sup>b</sup>) laat zien dat de directe zonsinvloed en variaties in het zoutgehalte van het water te verwaarlozen zijn.
- 3) Bij numerieke uitwerking van vergelijking (40) is voor dit rapport  $\lambda = 8$  genomen, waarbij in  $\lambda$  de evenredigheidsconstante tussen  $\tau_0$  en  $\tau_0^1$  is opgenomen.

-Hasse ('71) stelde voor bijna neutrale stabiliteit van de atmosfeer en windsnelheden tussen 2 en 12 m/s:

$$\Delta(B) = T_w - T_0 = c_1 \frac{Q}{u_{10}} + c_2 \frac{Q_k}{u_{10}} \quad (0\text{C}) \quad (41)$$

waarbij  $Q_k$  = netto kortgolvlige stralingsflux; de constanten  $c_1$  en  $c_2$  zijn afhankelijk van de diepte (z) waarop de TSSL wordt bepaald (z:diepte onder wateroppervlak). Enkele getalwaarden zijn in tabel 6 gegeven.

Tabel 6: Coëfficiënten van vergelijking (41) ( $Q$ :  $\text{W/m}^2$ ,  $u_{10}$ :  $\text{m/s}$ , z: waterdiepte (m))

z	=	0,25	0,50	1,0	2,5	5,0	10,0	(m)
$c_1 \cdot 10^2$	=	1,35	1,37	1,41	1,47	1,50	1,53	( $\text{m}^3 \cdot 0\text{C/W.s}$ )
$c_2 \cdot 10^2$	=	0,23	0,25	0,27	0,30	0,33	0,36	( $\text{m}^3 \cdot 0\text{C/W.s}$ )

De overeenkomst met Saunders ('67<sup>b</sup>) is goed bij verwaarlozing van de kortgolvlige flux, toegestaan op grond van de geringe absorptie van de kortgolvlige straling in de skinlaag zelf.

Op grond van het voorgaande en gezien de vele onzekerheden, vooral ten aanzien van de grootte van de bulktransfercoëfficiënten (Saunders, '73 betwijfelt de toepasbaarheid van laboratoriumexperimenten), stellen we volgens vergelijking (40):

$$\Delta(B) = T_w - T_o = 0,014 \frac{Q}{u_{10}} \quad (^\circ\text{C}) \quad (42)$$

Op grond van vergelijkingen (32.b), (33), (34) en (36) kan hiervoor worden geschreven:

$$\Delta(B) = T_w - T_o = 0,026\overline{\Delta T} + 0,065\overline{\Delta q} + 0,014 \cdot \frac{Q_{ir}}{u_{10}} \quad (^\circ\text{C}) \quad (43)$$

waarbij dus:

$$\overline{\Delta T} = (T_o - T_a(10)) \quad (^\circ\text{C})$$

$$\overline{\Delta q} = (q_{\max}(T_o) - q(T_a(10))) \quad (\text{g/kg}) \quad (\text{zie vergelijking (11)})$$

$$Q_{ir} : \text{netto langgolvlige flux volgens vergelijking (36)} \quad (\text{W/m}^2)$$

$$u_{10} : \text{gemiddelde windsnelheid op 10 m boven wateroppervlak} \quad (\text{m/s})$$

#### Opmerkingen.

1) Orde van grootte van het temperatuurverschil ( $T_{SSL} - SST$ ):

Stel: -een verdamping van 5mm/dag:  $Q_L \approx 150 \text{ W/m}^2$

-een Bowen-ratio voor een neutrale atmosfeer boven zee van 0.3, d.w.z.  $Q_S = 0,3 \cdot Q_L \approx 45 \text{ W/m}^2$

-een netto langgolvlige uit zee gaande straling  $Q_{ir} \approx 30 \text{ W/m}^2$

-een gemiddelde windsnelheid  $\overline{u_{10}} \approx 10 \text{ m/s}$

Dan is volgens vergelijking (42):

$$\Delta B = T_w - T_o = +1,4 \cdot 10^{-2} \cdot 225/10 \approx +0,3^\circ\text{C}.$$

Dat wil zeggen dat de skinlaagtemperatuur in dit geval ongeveer  $0,3^\circ\text{C}$  lager is dan die van de menglaag.

(Vergelijk: Richards, '69; Lorenz, '71<sup>a</sup>; Hasse, '63; Osborne, '64; Ewing en McAlister, '60; Wolff, '65; McAlister en McLeish, '71 en Coantic, '73).

2) Sommige auteurs (Saunders, 1973; Hasse, 1963) vonden voor ( $T_w - T_o$ )

variatiës ter grootte van  $\pm 0,2^\circ\text{C}$  bij ruimtelijke variatiës van 2 à 20 m of tijd variatiës van 20 à 200 seconden, tijdens een totale energieflex van ongeveer  $200 \text{ W/m}^2$

3) In gevallen van grote stabiliteit of onstabiliteit mag vergelijking (43) niet meer worden toegepast. De geringe warmte-capaciteit van de skinlaag leidt dan tot grote lokale of momentane variatiës (Simpson en Hunter, '74 :  $\Delta T(\text{skin}) \approx \pm 3^\circ\text{C}$ ; Lorenz, '71<sup>d</sup>). Daar stralingsthermometrie bij voorkeur tijdens "fair weather" (pag. IX) met soms sterke variabele bewolking wordt uitgevoerd, moet hieraan goed aandacht worden besteed.

- 4) Mc Grath en Osborne ('73) vonden op theoretische gronden dat lokale variaties in  $(T_w - T_o)$  vooral kunnen optreden bij bepaalde windsnelheden (0,2, 4, 8 of 15 m/s) en bij grote temperatuurverschillen tussen lucht en oppervlaktewater.
- 5) Grossman et al. ('69) bewezen experimenteel dat vervuiling van het oppervlak de balans beïnvloedt: bedekking van het water met cetylalcohol betekende 60% minder verdamping en daardoor een skintemperatuurstijging van  $0,3^{\circ}\text{C}$ .
- 6) Osborne ('65), McAlister en McLeish ('71) en Chang en Wagner ('75) toonden aan dat de invloed van de golven op de skintemperatuur aequivalent is met  $0,1$  à  $0,01^{\circ}\text{C}$  of minder (vergelijk I.c.5).
- 7) Picket ('66) en Shaw en Irbe ('72) geven het verschil tussen de stralingstemperatuur op hoogte  $H(\text{m})$  gemeten  $(T(H))$  en de putstemperatuur  $(T_w)$ ; daar dit verschil bandbreedte afhankelijk is, is deze correctie moeilijk voor andere meters bruikbaar (zie ook I.c.5).

I.e. Samenvatting eerste hoofdstuk.

I.e.1. Algemeen.

Het eerste hoofdstuk omvat de theoretische achtergronden die nodig zijn om, vanuit het signaal van een stralingsthermometer<sup>x)</sup> gericht op een wateroppervlak, te komen tot de bepaling van de menglaagtemperatuur<sup>xx)</sup>. Het is voornamelijk een literatuurstudie, waarin getracht is de vele publikaties die op dit terrein bestaan, onder één noemer te brengen door een consequente keuze van parameters, symbolen en volgorde van bewerking. T.a.v. veel bijzonderheden is volstaan met verwijzing naar de literatuur. Nieuw is de ijkprocedure voorzover deze de invloed van de omgeving duidelijk scheidt van de overige correcties (I.b.5). In het hierna volgende zijn de voornaamste berekeningsformules kort samengevat, telkens onder verwijzing naar de relevante tekstgedeelten.

Het volgende schema geeft de correctieprocedure schematisch weer:

	Instrument	atmosf.	reflect.	skin		betr.par.
$T_w$	$= T_B + \Delta \text{ corr} + \Delta \text{ vl}$	$+ \Delta(a)$	$+ \Delta(r)$	$+ \Delta(B)$	$(^{\circ}\text{C})$	
	$\leftarrow (T_{zw}) \rightarrow$					I.b.4
	$\leftarrow (T_s(H)) \rightarrow$					I.b.5
	$\leftarrow (T_s(o)) \rightarrow$					I.c.3
	$\leftarrow (T_o) \rightarrow$					I.c.4
	$\leftarrow (T_w) \rightarrow$					I.d.4

<sup>x)</sup> Barnes-PRT-5 (9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$ ;  $3 \times 3^{\circ}$ ), meethoogte 150 m

<sup>xx)</sup> Menglaag: TSSL, zie pagina IX.

I.e.2. Bepaling van de gemeten stralingstemperatuur.

Na bepaling van de door de meter aangegeven temperatuur  $T_B$ , wordt deze gecorrigeerd tot de zwartstraler-temperatuur  $T_{zw}$ , aan de hand van de ijkresultaten met een eigenbouwzwartstraler als referentiebron; hierna dient de vlindercorrectie te worden toegepast om te komen tot de uiteindelijke stralingstemperatuur  $T_s$ , voor het geval dat de omgevings-temperatuur tijdens de meting ( $T_{omg}$ )<sup>s</sup> afwijkt van die tijdens de ijking ( $T_{ijk}$ ). In formule samengevat:

$$T_B = C_o + 0,035V_{out} \quad (^\circ C) \quad (\text{par. I.b.4 - (6)})$$

$$T_{zw} = T_B + \Delta_{corr} \quad (^\circ C) \quad (\text{par. I.b.4 - (7)})$$

$$T_s = T_{zw} + 0,1(T_{omg} - T_{ijk}) \quad (^\circ C) \quad (\text{par. I.b.5 - (9)})$$

waarbij:

$C_o$  : constante, afhankelijk van het ingestelde meterbereik: -10, +20 of +40

$V_{out}$  : gelijkspanningsoutput van de meter (mV)

$\Delta_{corr}$  : correctie op grond van de zwartstralerijking ( $^\circ C$ )

I.e.3. Correcties voor de invloed van de atmosfeer en van de reflectie.

Uit de, op hoogte H(m) boven het zeeoppervlak gemeten, stralings-temperatuur ( $T_s(H)$ ) wordt, na correctie voor de invloed van de atmosferische tussenlaag, de stralingstemperatuur op zeeniveau gevonden ( $T_s(O)$ ). Vervolgens wordt, door correctie voor de invloed van de omgeving - via reflectie aan het wateroppervlak -, hieruit de zogenaamde "skin"-temperatuur ( $T_o$ ) verkregen (I.d.1). In enkele gevallen worden beide correcties samengenomen. Zes verschillende methoden die representatief zijn voor de opvattingen van diverse auteurs, worden aangegeven:

Lorenz ('73):

$$T_s(O) = T_s(H) + 0,65\Delta(\text{diagram-10}) \quad (^\circ C) - H = 300 \text{ m} - (\text{par. I.c.3})$$

$$T_o = T_s(O) + \Delta(\text{diagram-12}) \quad (^\circ C) - \text{helder} - (\text{par. I.c.4})$$

$$\text{of } T_o = T_s(O) + (1-\bar{\epsilon})(T_s(O) - T_a(O)) \quad (^\circ C) - \text{bewolkt} - (\text{par. I.c.4-(26)})$$

Saunders ('70):

$$T_s(O) = T_s(H) + 0,065(T_s(H) - T_a(H)) \quad (^\circ C) - H = 300 \text{ m} - (\text{par. I.c.3-(19)})$$

$$T_o = T_s(O) + 0,65\Delta(\text{diagram-13}) \quad (^\circ C) - (\text{par. I.c.4})$$

Frank ('64):

$$T_o = [(T_s^4(H) - (1-\bar{\epsilon} \cdot \bar{\tau})T_a^4(H)) / \bar{\epsilon} \bar{\tau}]^{1/4} \quad (K) - (\text{par. I.c.5-(29)})$$

Tien ('74):

$$T_o = T_s(H) + \bar{A}(T_s(H) - T_a(H)) + (1-\bar{\epsilon})(T_s(H) - T_c) \quad (^\circ C) - (\text{par. I.c.5-(30)})$$

Saunders ('67<sup>a</sup>):

$$T_o = T_s(H) + [(T_s(H,0^\circ) - T_s(H,60^\circ))] \text{ (}^\circ\text{C)} \quad \text{-(par. I.c.5)}$$

Shaw en Irbe ('72):

$$T_o = T_s(H) + 0,65\Delta(\text{diagram-14}) \text{ (}^\circ\text{C)} - H = 300 \text{ m} \text{ -(par. I.c.5)}$$

waarbij:

- $\bar{\epsilon}$  : emissiecoëfficiënt van het wateroppervlak, gemiddeld over de bandbreedte van de meter. Voor 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  en loodrechte waarneming wordt gesteld:  $\bar{\epsilon} = 0,99$  (par. I.b.6).
- $\bar{A}$  : effectieve absorptie van de atmosfeer, gemiddeld over de tussen meter en wateroppervlak liggende luchtkolom. Voor  $H = 150 \text{ m}$  en 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  wordt gesteld:  $\bar{A} = (1 - \bar{\tau}) = 0,15 \text{ m}_w$ , waarbij de effectieve waterdampmassa ( $m$ ) volgt uit vergelijkingen (10) en (11) (par. I.b.7).
- $T_a(h)$  : luchttemperatuur op hoogte  $h$  (m), ( $^\circ\text{C}$ ).
- $T_c$  : hemeltemperatuur, ( $^\circ\text{C}$ )
- $T_s(H,60^\circ)$  : gemeten stralingstemperatuur op hoogte  $H$  (m) onder een hoek van  $60^\circ$ , ( $^\circ\text{C}$ )

Opmerkingen.

- 1) De gegeven formules zijn in principe geldig voor een atmosfeer die tussen aardoppervlak en waarnemings-hoogte isotherm en homogeen is en voor een onvervuild zeeoppervlak.
- 2) Daar waar nodig dienen de correcties voor 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  gelijk aan die voor 8 - 14  $\mu\text{m}$  maal een factor 0,65 te worden gesteld (par. I.c.3).
- 3) Daar waar nodig dient de correctie voor de atmosferische invloed evenredig met de hoogte te worden gesteld.

I.e.4. Bepaling van de menglaag-temperatuur.

Na het bepalen van de skinlaagtemperatuur ( $T_o$ ) wordt tenslotte de zgn. menglaag-temperatuur ( $T_w$ ) in eerste orde berekend, welke vergeleken kan worden met de groundtruth (bucket-temperatuur: TSSL) (par. I.d.1). De berekeningsformule hiervan is afgeleid door vergelijking van de methodes van Saunders ('67<sup>b</sup>) en Hasse ('71) en gaat uit van de zgn. "bulktransfer equations" voor het energietransport door de lucht-zee grenslaag (par. I.d.4 - (43)).

$$T_w = T_o + 1,4 \cdot 10^{-2} \frac{Q}{u_{10}} = T_o + 0,026 \cdot \bar{\Delta T} + 0,065 \cdot \bar{\Delta q} + 0,014 \cdot \frac{Q_{ir}}{u_{10}} \text{ (}^\circ\text{C)}$$

waarbij:

$Q$  : netto energieflex van het water in de atmosfeer ( $W/m^2$ )

$\frac{Q_{ir}}{\Delta T}$  : langgolvlige gedeelte van de netto stralingsflux (par. I.d.3-(36))

$\Delta T = T_o - T_a(10)$  (par. I.d.4)

$\Delta q = q_{max}(T_o) - q(T_a(10))$  (g/kg) (par. I.d.4)

$u_{10}$  : gemiddelde windsnelheid op 10 m boven het wateroppervlak (m/s)

#### I.e.5 Vergelijking met groundtruth.

Door vergelijking van de via I.e.4 berekende theoretische menglaag temperatuur met de overeenkomstige experimenteel bepaalde watertemperaturen, zal in hoofdstuk II getracht worden de beste correctiemethode uit I.e.2 aan te geven.

## HOOFDSTUK II: RESULTATEN EERSTE DEEL MEETCAMPAGNE

=====

### Overzicht.

Het tweede hoofdstuk behandelt de experimentele resultaten van de tien uitgevoerde meetvluchten. In dit stadium is het onderzoek voornamelijk gericht op het verwerven van praktische vaardigheid, achtergrondinformatie en kennis t.a.v. de gegevensverwerking.

In de laatste paragraaf (II.e) staan de resultaten nog eens samengevat, onder verwijzing naar relevante tekstgedeelten van het voorafgaande.

### II.a. Opzet.

#### II.a.1. Inleiding.

Het experimentele gedeelte van het evaluatie-onderzoek ten aanzien van de inzet van een stralingsthermometer ten behoeve van het kustwater-circulatieonderzoek en bestaande uit een aantal meetvluchten voor de Nederlandse kust, is gesplitst in twee delen.

Het eerste deel, te behandelen in dit hoofdstuk, heeft de volgende doelstellingen:

- het opdoen van praktische vaardigheid
- het leren kennen van de vorm van de patronen, o.a. ter bepaling van de gewenste dimensies van het waarnemingsrooster
- het toetsen van de in hoofdstuk I gegeven theoretische beschouwingen
- het nagaan van zaken als jaarlijks verloop en correlatie met andere parameters
- het opdoen van ervaring met verwerkingsprocedures

In het geheel waren voor deze fase 13 vluchten gepland, waarvan er, ten gevolge van technische problemen, in totaal 8 zijn uitgevoerd.

Dit hoofdstuk bevat in het kort de opzet van de meetprocedure en de verwerking van de resultaten en geeft een overzicht van de gevonden isolijnenpatronen van alle 10<sup>x</sup>) vluchten, benevens de omstandigheden waarin deze werden uitgevoerd, de correcties die werden toegepast en een algemene bespreking van de diverse resultaten.

#### II.a.2. Opzet eerste deel meetcampagne.

Om een zo duidelijk mogelijk beeld te krijgen van de mogelijke resultaten van een inzet van een stralingsthermometer, zijn ten aanzien van de opzet van het experimentele gedeelte een aantal beperkingen in het onderzoek aangebracht:

- Momentopnamen: d.w.z. in de tijd geïsoleerde opnamen van een zeegebied. Hoewel uiteindelijk t.b.v. circulatieonderzoek een "dynamische" successie van beelden nodig zou zijn, - d.w.z. meerdere, elk voor zich quasi synoptische, beelden van eenzelfde gebied in een tijdreeks - leek het voor het onderhavige onderzoek beter zich tot enkele opnamen te beperken. Van zo'n enkele opname kan binnen zekere grenzen worden aangenomen dat de verandering van de temperatuur in de tijd te verwaarlozen is (zie ook hoofdstuk III).

---

x) Inclusief de beide vluchten in het tweede gedeelte van de meetcampagne.

- Een vast zeegebied: om dezelfde redenen werd besloten het meetgebied te beperken tot één stuk kustwater, dat representatief is t.a.v. een mogelijke inzet van een stralingsthermometer. Gekozen werd een strook van ongeveer 25 km breedte tussen Hoek van Holland (inclusief lichteiland Goeree) en Den Helder (inclusief lichtschip Texel).

- Een vast vluchtpatroon: om het onderzoek qua vliegtechnische eisen en uitwerkingsprocedures zo simpel mogelijk te houden, werd van tevoren een vast vluchtpatroon voor alle vluchten gedurende het eerste experimentele gedeelte opgesteld. Doorslaggevend hierbij was de beschikbare tijd (zie hieronder) en de oriëntatiemogelijkheden. Figuur 17 geeft dit patroon; tevens is in de figuur het kader aangegeven waarin de resultaten zullen worden gepresenteerd (voor gegevens zie opmerking 1 aan het eind van deze paragraaf).

- Een vaste starttijd en vliegduur: om de kustwatercirculatiesituatie bij de diverse meetvluchten zoveel mogelijk identiek te laten zijn - t.b.v. onderlinge vergelijking - werd op grond van het getijstroombeeld gekozen als starttijd het moment van hoogwater te Hoek van Holland en als vliegduur 3 uur (boven zee). Uit figuur 18, een gestyleerd getijstroombeeld van het betreffende gebied, blijkt dat bij deze keuze tijdens de meting een vrij homogene, noordgaande getijstroom, parallel aan de kust, aanwezig is.

- Vaste meteorologische omstandigheden: meetvluchten werden slechts uitgevoerd als er geen kans bestond op neerslag, bewolking onder de 300 meter, slecht zicht of te veel wind (in verband met "laagvlieg-eisen").

- Vaste procedures: daar de twee grote problemen bij het operationeel inzetten van "remote sensing"-apparatuur in het algemeen de grote hoeveelheid te verwerken gegevens en de complexe organisatie zijn, is reeds bij dit evaluatie-onderzoek getracht vaste procedures te ontwikkelen met behulp van een draaiboek dat, naast de reeds genoemde vaste patronen, tijden en meteorologische omstandigheden, tevens vastlegde:

- de vliegvoorschriften: hoogte 500 ft, snelheid 120 knopen (220 km/h);
- de startprocedure: in overleg met vliegers;
- de meetprocedure: zowel ten aanzien van de voor- en naaijking van de meter als ten aanzien van de waar te nemen parameters tijdens de vlucht (m.b.v. formulieren). Deze parameters betroffen: vlieggegevens, luchttemperatuur, luchtvochtigheid, bewolking, wind, zicht, zeetoestand en oriëntatiekenmerken. Tevens werd de instelling en aflezing van de diverse instrumenten voorgeschreven;
- de inzameling van groundtruth-gegevens: ten tijde van overvliegen werden de meteorologische gegevens van lichteiland Goeree en lichtschip Texel verzameld;
- de wijze van uitwerking van de gegevens: zie II.a.3.

Opmerkingen:

- 1) Gegevens ten aanzien van vluchtpatronen:
  - totaal overgevlogen zeegebied: 2000 km<sup>2</sup>
  - totale vluchtlengte boven zee: 700 km in 3 uur
  - lokatiefout vliegtuig: maximaal 1 km
  - momentaan waargenomen zeeoppervlakte: 40 m<sup>2</sup> (cirkel met diameter 7,5 m)
  - relatief ruimtelijk oplossend vermogen langs vluchtlijn: 30 m
- 2) Figuur 19 geeft een overzicht van de waterdiepten in het desbetreffende gebied.



### II.a.3. Uitvoering.

Alle vluchten werden uitgevoerd met een Dakota van de Rijksluchtvaartdienst, waarin onder de vloer een voorziening was getroffen om de PRT-5 te bevestigen op een hoogte van 30 cm boven de vliegtuigwand. In de wand was een sleufvormige opening aangebracht, waardoorheen de meter zowel loodrecht naar beneden als onder een hoek van  $60^\circ$  naar voren kon "kijken". De verandering van de hoek kon tijdens de vlucht met de hand worden uitgevoerd. De temperatuur van deze meetruimte werd gemeten.

Bedoelde Dakota was reeds uitgerust als meetvliegtuig en had als zodanig veel voordelen: in de cabine was een instrumentenpaneel waarop alle relevante vlieggegevens direct konden worden afgelezen en het bevatte tevens een papierrecorder waarop het PRT-5 signaal continu werd geregistreerd. Ook had het vliegtuig plaatsbepalingsapparatuur aan boord, iets wat voor dit type metingen vrijwel onmisbaar is.

De vlucht zelf werd volgens een vast plan uitgevoerd (zie II.a.2).

De gegevensverwerking na afloop van de meetvlucht was gestandaardiseerd en bestond uit het digitaliseren van de recorderstrook m.b.v. een "pencil follower" (stapgrootte overeenkomstig 1 km langs de vluchtlijn, kleiner indien er grote variaties bleken op te treden). De gedigitaliseerde gegevens werden m.b.v. een computerprogramma gecorrigeerd (zie II.c.2), terwijl tevens per meting de plaats op de plotkaart werd berekend. Na het plotten van de gegevens op een (vaste) kaart, werden met de hand isolijnen om de  $0,2^\circ\text{C}$  getrokken (relatieve nauwkeurigheid van de meter). De gevonden patronen werden vervolgens op standaardformaat gebracht met isolijnen om de  $0,4^\circ\text{C}$  ( globaal de absolute nauwkeurigheid van de meter). Hoewel de waarnemingen vanuit een vliegtuig in principe niet als synoptisch beschouwd kunnen worden, werd er geen "verzeiling" toegepast; dat wil zeggen: er werd geen rekening gehouden met het feit dat tengevolge van het tijdsverschil tussen de waarnemingen, de watermassa zich volgens de optredende getijstroom heeft verplaatst.

Uit de verzeilingsberekeningen, uitgevoerd in hoofdstuk III (III.a.3), blijkt dat de onverzeilde temperatuurpatronen - op een geringe verschuiving evenwijdig aan de kust na - een goed beeld van de oppervlakte-temperatuurverdeling opleveren, ongeveer ten tijde van het midden van de waarnemingsperiode. De in II.b.3 te geven grootte van de temperatuurgradient loodrecht op de kust is derhalve realistisch en de vergelijking van de onverzeilde patronen met de lokale waterdiepte zinvol.

## II.b. Resultaten eerste gedeelte meetcampagne.

### II.b.1. Isolijnenpatronen.

De gestandaardiseerde isolijnenpatronen, zoals deze zijn gemeten tijdens alle 10 vluchten tussen februari 1972 en februari 1975 zijn, na correctie voor de diverse uitwendige invloeden (zie paragraaf II.c), weergegeven in de figuren 20 t/m 29. De meest relevante

gegevens staan in de figuren vermeld; een uitgebreid overzicht van de vluchtomstandigheden geeft tabel 7 (blz. 32).

### II.b.2. Toelichting op overzichtstabel 7.

#### -Getijfase.

Orgeveer twee dagen na nieuwe of volle maan treedt een springtij op; daartussen liggen de doodtij-tijdstippen. In tabel 7 is aangegeven of de meetvlucht tijdens springtij, doodtij of daartussenin werd uitgevoerd (normaal).

#### -Tijd na hoogwater bij Hoek van Holland.

In de tabel staat aangegeven het tijdsverschil (in uren) tussen de begin-tijd van de vlucht boven water en het moment van hoogwater bij Hoek van Holland (vergelijk met figuur 18).

#### -Afvoer Rijn.

De getallen in de tabel geven het stroomdebiet van de Rijn weer (in  $m^3/s$ ), twee dagen voor de dag van de meetvlucht gemeten bij Lobith. De waarden zijn niet zonder meer van toepassing op de uitstroming van de Waterweg bij Hoek van Holland (o.a. omdat het bij Lobith instromende Rijnwater zich verdeelt over de Waal, gedeeltelijk uitstromend via het Haringvliet, en de IJssel, uitstromend in het Randmeer).  
N.B. Het jaargemiddelde stroomdebiet is ongeveer  $2200m^3/s$ .

#### -Spuien bij IJmuiden.

In het algemeen wordt bij IJmuiden twee maal daags (bij eb) Noordzeekanaalwater in zee gespuid (althans zo gebeurde het tot maart 1975). Het gespuide water wijkt af van het zeewater door een veel lager zoutgehalte en heeft vaak ook een andere temperatuur, zodat het mogelijk herkenbaar is in de gevonden isolijnenpatronen (hetzelfde geldt uiteraard voor het Rijnwater). In de tabel zijn de gespuide hoeveelheden (in  $10^6m^3$ ) vermeld van de drie aan de meetvlucht voorafgaande lozingen. Gegeven zijn tevens het aantal uren voor de starttijd van het vliegtuig, waarop het spuien plaatsvond. Hierbij dient te worden bedacht dat bij vroegere metingen de menging met het zeewater vaak gering bleek te zijn, zodat mogelijk zelfs lozingen van een week voor de meetvlucht nog kunnen bijdragen tot een "zoetere" plek. Hoewel een en ander sterk afhankelijk is van de weersomstandigheden en de grootte van de reststroom ter plaatse, kan buiten de brandingszone (gezien de lengte van de buitenpier) een "plek" Noordzeekanaalwater worden verwacht ter grootte van één bij drie km evenwijdig aan de kust (cumulatief effect van een aantal lozingen van ongeveer  $4 \cdot 10^6m^3$  per keer). Deze "plek" kan onder invloed van de getijstroom zich tot op 10 à 15 km ten noorden of ten zuiden van IJmuiden verplaatsen. Gezien de grootte van de plek en het oplossend vermogen van het apparaat, mag worden verwacht dat, onder gunstige omstandigheden, de plek in het isolijnenpatroon zichtbaar is, mits deze zich op een vluchtlijn heeft bevonden. Aan de hand van het gestyleerde getijstroomptraan van figuur 18 kan worden nagegaan dat de plek zich tijdens het overvliegen ongeveer recht voor IJmuiden zou moeten bevinden en dus minstens op één vluchtlijn herkenbaar kan zijn (met uitzondering van de vlucht op 9-2-'72: Figuur 20).

N.B. Ook voor de kust van Scheveningen vinden continu (vuil) zoetwaterlozingen plaats.

-Gemiddelde zeewatertemperatuur.

De in de tabel opgenomen waarden ( $^{\circ}\text{C}$ ) zijn de gemiddelde maandtemperaturen (gemeten bij lichteiland Goeree en lichtschip Texel) opgegeven ten opzichte van het 20-jaars gemiddelde voor de lichtschepen Goeree en Texel over de jaren 1951 tot en met 1970 (zie ook II.c.2:T<sub>w</sub>).

-Hemeltemperatuur.

Opgegeven zijn de aan de hand van de bewolgingsgraad gewogen gemiddelden ( $T_c$ ) van de heldere hemeltemperatuur (gesteld op  $-50^{\circ}\text{C}$ ) en de, m.b.v. de stralingsthermometer (PRT-5) gemeten, wolkenbasistemperatuur.

-Bijzonderheden.

Waarnemingen tijdens neerslag of nevel zijn niet opgenomen in de resultaten.

TABEL 7  
 OVERZICHT VLUCHTOMSTANDIGHEDEN  
 voor toelichting: zie II.b.2

fig. nummer	datum	tijd boven zee (GMT)	getij-fase	tijd na HW-HVH (uur)	afvoer Rijn (m <sup>3</sup> /s)	spuien IJmuiden uur: 10 <sup>0</sup> m <sup>3</sup>	gemidd. zeewater-temp. (°C)	Tsky (°C)	Ta(H) (°C)	Ta(O) (°C)	f (%)	bewolking-grad	windsnelh.-richting (kn/grad)	golf-hoogte (m)	bijzonderheden
20	9-02-'72	1300-1530	dood	4,50	925	35:1,2 23:3,3 10:4,4	4,2+0,3	-20	8,0	4,4	90	8/8	7/200	0,5	in zuiden afgebroken t.g.v. lage bewoking, buien boven zee
21	20-10-'72	1230-1500	normaal	0,25	825	33:1,7 - -	14,4-1,4 10,8-0,8	-14 -20	7,5 7,5	8,0 6,8	78 64	6/8 6/8	22/345 10/300	2,5 1,5	
22	17-11-'72	1100-1400	dood	0,75	1190	20:1,9 -		-4	3,8	3,3	80	8/8	9/150	0,5	mist boven zee
23	12-01-'73	0830-1130	dood	1,75	1060	32:2,0 22:3,1 7:1,6	5,2+0,8	-42	4,0	4,4	76	1/8	13/045	1,0	hoogteproef (zie 6 IId)
24	16-02-'73	1300-1630	normaal	-0,50	1820	31:4,4 18:5,2 6:4,9	4,2+1,3	-28	6,6	5,2	90	6/8	8/330	0,8	mistflarden hoogteproef
25	16-03-'73	1300-1600	normaal	0,50	1900	33:5,8 20:2,2	4,5+1,5	-27	6,3	6,2	76	4/8	11/310	1,3	hoogteproef
26	13-04-'73	1130-1430	dood	0,75	1910	32:2,4 19:2,7 7:5,4	6,6+0,4	-41	19,0	14,2	70	1/8	7/085	<0,5	
27	18-05-'73	1530-1830	spring	0,50	2680	33:6,8 20:3,9 6:4,2	10,0+1,0	-43	20,7	18,9	82	2/8	7/215	0,5	
28	16-08-'74	1230-1530	normaal	0,00	1980	31:2,6 20:3,1	17,5+0,0	-15	9,0	6,0	84	7/8	12/110	0,5	afgebroken
29	3-02-'75	0730-1000	normaal	1,00	4410	31:1,3 18:7,1 6:5,1	4,2+1,8								

### II.b.3. Bespreking van de isolijnenpatronen (fig. 20 t/m 29).

#### Algemeen.

De resulterende isolijnenpatronen zijn gearceerd volgens de methode die gebruikt wordt bij topologische kaarten: warm  $\equiv$  hoog, koud  $\equiv$  laag.

Ten aanzien van de conclusies dienen vooraf de volgende beperkingen te worden vermeld:

- Het patroon is een tweedimensionale representatie (x,y) van een driedimensionaal (x,y,z) circulatieproces met eventuele frontvlakken.
- De patronen zijn niet in het licht van de circulatieproblematiek beschouwd; daartoe zijn eenmalige waarnemingen weinig geschikt (zie II.a.2) en hangt de interpretatie te zeer af van de probleemdefinitie.
- De weergegeven patronen berusten voornamelijk op de (subjectieve) interpretatie van de tekenaar, die heeft getracht uit de gemeten (lokale) variaties de hoofdlijnen (zo deze bestaan) weer te geven.
- Isolijnen kunnen ook het gevolg zijn van variaties in de emissiecoëfficiënt van water (bijv. t.g.v. lokale vervuiling) of het gevolg zijn van (lokale) variaties in de energiebalans.
- Het "ware" (exact synchrone) isolijnenpatroon op een gegeven tijdstip kan t.o.v. het weergegevene afwijken ten gevolge van inhomogene getijstroombewegingen, verloop van de temperatuur in de tijd of lokatiefouten van het meetvliegtuig.
- Aan de gemeten temperatuur en/of de correctie daarvan kunnen aanzienlijke fouten kleven (zie II.c.3).

Tegenover deze beperkingen kan men stellen dat verwacht mag worden dat, bij toepassing van deze meettechniek, in het algemeen vooral de onderlinge verschillen binnen één isolijnenpatroon belangrijk zijn.

#### Richting isolijnen.

In het algemeen verlopen (zoals werd verwacht) de isolijnen evenwijdig aan de kust, met vaak de neiging iets bezuiden Den Helder de kust te naderen, hetgeen verband houdt met de in- en uitstroming van het Marsdiep en de zich ter hoogte van Den Helder bevindende ondiepten als de Haaksgronden.

#### Zeewaartse temperatuurverloop.

Eveneens volgens verwachting neemt in de wintermaanden (oktober t/m april) de temperatuur toe en in de zomermaanden (mei, augustus) af, van de kust in zeewaartse richting gezien. Uit de patronen volgt als gemiddeld verloop over een strook langs de kust van gemiddeld 25 km breedte, loodrecht op de kust en zeewaarts als positief gerekend:

november:	$0,4 \pm 0,1^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$	vergelijk 20-	$:0,3^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$
februari:	$0,2 \pm 0,1^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$	(0,2/0,2/0,1)	jaarsgemiddelde: $0,4^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$
mei	$: 0,1 \pm 0,2^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$		$:-0,2^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$
augustus:	$-0,4 \pm 0,2^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$		$:-0,3^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$

De achter februari gegeven waarden zijn de gevonden gradiënten in resp. 1972, 1973 en 1975.

#### Complexiteit van de patronen.

Deze blijkt verreweg het grootst te zijn in de zomermaanden (mei en augustus); dit wordt verklaard door een zeer stabiele opbouw van de bovenste waterlagen in deze tijd, waardoor gemakkelijk grote lokale verschillen kunnen ontstaan (vergelijk I.d.4).

#### Sporen van Rijn- en Noordzeekanaal-water.

Deze zijn in de meeste figuren mogelijk aanwezig, veelal als kouder water in de winterperiode of als warmere plekken in de zomerperiode. Hieruit zou dan volgen dat de menging van in zee stromend water met zeewater gering is, hetgeen ook uit andere waarnemingen is gebleken. De mate van conservatisme van de temperatuur is kennelijk op korte termijn groot genoeg om voor wat dit betreft de remote sensing waarnemingen van zeewateroppervlaktetemperatuur te rechtvaardigen. In hoofdstuk III zal hierop nog verder worden ingegaan. Als de interpretaties ten aanzien van het Noordzeekanaal-water juist zijn, dan wijken de lokaties nogal wat af van de verwachte (vergelijk II.b.2).

#### Invloed van de diepte.

De invloed van de diepte is in alle kaarten zichtbaar als verloop van de temperatuur van het land naar zee en als invloed van de Haaksgronden bij Den Helder op de gevonden patronen. In hoofdstuk III zal dit effect nogmaals naar voren komen.

#### Overeenkomst met de groundtruth.

Dit punt komt ter sprake in de volgende paragraaf (II.c).

#### Kwaliteit.

De kwaliteit van de gepresenteerde patronen komt in het derde hoofdstuk aan de orde.

#### Onderlinge correlatie.

De onderlinge correlatie tussen de diverse maandelijkse vluchten lijkt op het oog nauwelijks aanwezig, tenzij men het globale isolijnenverloop hierbij betreft. Statistische toetsen zijn niet uitgevoerd.

### II.c. Correlatie met de groundtruth.

#### II.c.1. Algemeen.

Om een indruk te krijgen van de absolute nauwkeurigheid van de gevonden resultaten en ter toetsing van de diverse, in hoofdstuk I behandelde, correctiemethoden, zijn voor alle 10 vluchten de gemeten en berekende zeewateroppervlaktetemperaturen (SST:  $T_s$ ) vergeleken met de op dezelfde tijd gemeten menglaag temperaturen ( $T_m$ ) ter plaatse van het lichtschip Texel en van het lichteiland Goeree. <sup>w</sup> Tevens is nagegaan hoe goed de gevonden verschillen overeenkomen met die, gevonden uit de energiebalans-berekeningen.

In tabel 8 staan de diverse resultaten van de berekeningen vermeld, alsmede de waarden van de hierbij benodigde parameters; de aangegeven spreiding is steeds de standaarddeviatie van de individuele waarden.

TABEL 8  
OVERZICHT CORRECTIES (zie II.c.2)

datum	T <sub>zw</sub> (°C)	Δ <sub>vl</sub> (°C)	T <sub>s</sub> (H) (°C)	Δ(a,r) = T <sub>o</sub> - T <sub>s</sub> (H) (°C)						Δ(a,r) (°C)	T <sub>o</sub> (°C) gecorr.	Δ(B) = ΔS + ΔL + Δ <sub>ir</sub> (°C)			Δ(B) (°C)	T <sub>w</sub> (ber) (°C)	T <sub>w</sub> (wng) Texel Goeree (°C)	T <sub>w</sub> (ber) - T <sub>w</sub> (wng) (°C)	
				S'70		Fr'64		T'74				S, I'72	ΔS	ΔL					Δ <sub>ir</sub>
				S'67	L'73	S'70	Fr'64	T'74	S, I'72										
09-02-'72	7,0 6,0	-1,2	5,8 4,8	0,2 -	-0,1 -0,2	0,1 0,1	-0,1 0,2	0,2 0,2	0,0 -0,1	0,0 0,2	0,0 0,2	0,0 0,2	0,0 0,2	0,2 0,2	0,0 0,2	0,0 0,2	0,0 0,2		
20-10-'72	13,9 -	-1,3 -1,2	12,6 -	0,7 -	0,3 -	0,4 -	0,1 -	0,4 -	0,5 -	0,3 -	0,3 -	0,3 -	0,3 -	0,3 -	0,3 -	0,3 -	0,3 -		
17-11-'72	10,1 12,0	-1,2 -1,3	8,9 10,7	0,7 -	0,0 0,1	0,3 0,3	0,0 0,1	0,3 0,4	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3		
12-01-'73	8,8 8,7	-1,6	7,2 7,1	0,6 -	0,1 0,2	0,3 0,3	0,1 0,1	0,2 0,1	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3		
16-02-'73	6,0 5,9	-1,5 -1,7	4,5 4,2	1,3 0,9	0,4 0,4	0,4 0,3	0,0 0,0	0,5 0,4	0,4 0,4	0,5 0,4	0,5 0,4	0,5 0,4	0,5 0,4	0,5 0,4	0,5 0,4	0,5 0,4	0,5 0,4		
16-03-'73	7,1 7,1	-1,4 -1,5	5,7 5,6	1,1 1,2	0,0 0,0	0,2 0,3	0,0 0,0	0,3 0,4	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3	0,0 0,3		
13-04-'73	8,4 8,3	-1,5	6,9 6,8	1,0 0,2	0,2 0,2	0,3 0,3	0,0 0,0	0,3 0,4	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3	0,3 0,3		
18-05-'73	11,8 11,7	-0,6	11,2 11,1	1,1 1,2	-0,2 -0,2	0,1 0,1	-0,3 -0,3	0,4 0,3	0,1 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0		
16-08-'74	- 18,5	-0,4	- 18,1	- 0,4	- 0,1	- 0,3	- -0,1	- 0,5	- 0,2	- 0,2	- 0,2	- 0,2	- 0,2	- 0,2	- 0,2	- 0,2	- 0,2		
03-02-'75	- 8,1	-1,3	- 6,8	0,2 -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -		
Gemidd.	- 0,7 +0,4	-1,22 +0,41	- 0,7 +0,4	0,7 +0,4	0,1 +0,2	0,3 +0,1	0,0 +0,1	0,3 +0,1	0,2 +0,2	0,2 +0,2	0,2 +0,2	0,2 +0,2	0,2 +0,2	0,2 +0,2	0,2 +0,2	0,2 +0,2	0,2 +0,2		

II.c.2. Overzicht signaalcorrecties - toelichting tabel 8.

(zie voor details: paragraaf I.e)

-Bepaling van de skinlaagtemperatuur ( $T_o$ ).

De ware stralingstemperatuur op vlieghoogte ( $T_s(H)$ ) wordt bepaald door de gemeten stralingstemperatuur volgens de zwartstralerijking ( $T_{zw}$ ) te corrigeren voor de omgevingsinvloed op de meter (vergelijking (9)):

$$T_s(H) = T_{zw} + \Delta_{v1} \quad (^\circ\text{C})$$

Uit de gevonden waarde van  $T_s(H)$  volgt de ware wateroppervlakte-temperatuur ( $T_o$ ) na correctie voor de atmosfeer en reflectieinvloeden (vergelijking (27)):

$$T_o = T_s(H) + \Delta(a,r) \quad (^\circ\text{C})$$

waarbij  $\Delta(a,r)$  de somcorrectie is, bepaald volgens de diverse, in I.e.3 gegeven, methoden; verklaring afkortingen:

S'67	: Saunders ('67 <sup>a</sup> )	Fr'64	: Frank ('64)
L'73	: Lorenz ('73)	T'74	: Tien ('74)
S'70	: Saunders ('70)	S,I'72	: Shaw en Irbe ('72)

Hierbij is de methode van Saunders ('67<sup>a</sup>) ook meegenomen, ondanks het feit dat deze in principe bedoeld is voor een meter met een bandbreedte van 8,35 - 12,35  $\mu\text{m}$ ; het is echter de enige methode die tijdens de vlucht wordt ingezet en dus niet afhankelijk is van geextrapoleerde waarden voor de rand-parameters.

Ter berekening van de skinlaagtemperatuur  $T_o$  is uitgegaan van de gemiddelde correctiewaarde per meetvlucht ( $\Delta(a,r)$ ), bepaald uit de resultaten van alle correctiemethoden, met uitzondering van die door Saunders (1967<sup>a</sup>) (zie II.c.3).

-Bepaling van de menglaagtemperatuur ( $T_w(\text{ber})$ ).

Op de gevonden waarde van  $T_o$  wordt vervolgens de "energiebalans"-correctie (zie I.d.4) toegepast om te komen tot de (theoretische) waarde van de menglaagtemperatuur ( $T_w(\text{ber})$ ) (vergelijking (43)):

$$T_w(\text{ber}) = T_o + \Delta(B) \quad (^\circ\text{C})$$

waarbij de balanscorrectie ( $\Delta(B)$ ) het berekende verschil weergeeft tussen de skintemperatuur en de menglaagtemperatuur. De correctie is de som van:

$$\begin{aligned} \Delta S &= 0,026 (T_o - T_a(10)) \quad (^\circ\text{C}) \\ \Delta L &= 0,065 (q_{\text{max}}^a(T_o) - q_a(T_a(10))) \quad (^\circ\text{C}) \quad (T_a(10): \text{temp.lucht, } h = 10 \text{ m}) \\ \Delta_{\text{ir}} &= 0,014 \cdot \frac{Q_{\text{ir}}^a}{u_{10}} \quad (^\circ\text{C}) \quad (Q_{\text{ir}}^a \text{ volgens vergelijking (36)}) \end{aligned}$$



De zo berekende waarde voor  $T$  (ber) kan worden vergeleken met de, op dezelfde plaats en tijd, gemeten menglaagtemperatuur ( $T$  (wng)); zie tabel 8, waarbij de bovenste waarde steeds de putswaarnemingen van het lichtschip Texel en de onderste de waarneming op een gemiddelde diepte van 10 m van het lichteiland Goeree betreft.

Opmerkingen:

- 1) Gekozen is voor een vergelijk tussen de theoretische en experimentele menglaagtemperatuur in plaats van een vergelijking tussen de theoretische en experimentele skinlaagtemperatuur, omdat de balanscorrectie  $\Delta(B)$  zelf ook afhankelijk is van  $T$  ( $\delta \Delta(B)/\delta T \approx 0,1$  ( $^{\circ}C/^{\circ}C$ ), waarbij  $T_a = T_o = 10^{\circ}C$ ,  $f=75\%$ ,  $u_{10} = 5$  m/s en  $c=4/8$ )
- 2) De in de onderste rij van tabel 8 gegeven gemiddelde waarden dienen slechts om een indruk van de diverse ordes van grootte te geven.

II.c.3. Conclusies ten aanzien van de bepaling van de skinlaagtemperatuur.

Overzicht van de gemiddelde grootte van de correcties - zie tabel 8.

Omgevingsinvloed op meter  $\Delta_{vl} = T_s(H) - T_{zw} = -1,2 \pm 0,4^{\circ}C$

Atmosferische en reflectie-invloed:  $\Delta(a,r) = T_o - T_s(H) = 0,2 \pm 0,1^{\circ}C$

waarbij gemiddeld voor de afzonderlijke methoden werd gevonden:

S'67:  $0,7 \pm 0,4^{\circ}C$   
 L'73:  $0,1 \pm 0,2^{\circ}C$   
 S'70:  $0,3 \pm 0,1^{\circ}C$

Fr'64 :  $0,0 \pm 0,1^{\circ}C$   
 T'74 :  $0,3 \pm 0,1^{\circ}C$   
 S,I'72 :  $0,2 \pm 0,2^{\circ}C$

Opmerkingen:

- 1) Ten aanzien van  $\Delta(a,r)$ : De correcties volgens Saunders, '67<sup>a</sup> (S'67) blijken sterk van de andere correcties af te wijken en zijn, te meer daar deze correcties voor een andere bandbreedte bestemd zijn, niet meegenomen in de berekeningen.
- 2) Gemiddeld voor alle vergelijkingspunten geldt:  $T_o - T(0) = 1,2 \pm 2,3^{\circ}C$ .
- 3) De onderlinge verschillen en variaties blijken niet<sup>a</sup> groter te zijn dan de relatieve nauwkeurigheid van de meter.
- 4) De gegeven variatie is de standaarddeviatie per individuele waarde.

Keuze beste correctiemethode t.a.v. atmosfeer en reflectie.

Uit de waarden voor de diverse correcties in tabel 8 blijkt dat de verschillende benaderingswijzen van de oorspronkelijke berekeningsvergelijkingen, met uitzondering van Saunders ('67<sup>a</sup>), slechts geringe onderlinge afwijkingen vertonen; zo gering dat, gezien de relatieve meternauwkeurigheid en de grootte van de balanscorrectie (nauwkeurigheid), het niet juist zou zijn tot een waarderings-uitspraak te komen op grond van vergelijking met de groundtruth. Aangenomen is derhalve dat de, met uitzondering van Saunders ('67<sup>a</sup>), gemiddelde correctie ( $\Delta(a,r)$ ) de juiste correctie het dichtst benadert, ervan uitgaande dat elke afzonderlijke correctie vele kleine fouten in zich draagt.

Daar bij latere toepassingen het in de praktijk uiteraard niet zinvol is telkens de gemiddelde correctie te bepalen, worden de volgende correcties als beste benadering van de gemiddelde correctie aanbevolen:  
t.a.v. de diagram-methode : Shaw en Irbe ('72) : figuur 14  
t.a.v. correcties-formules : Tien ('74) : vergelijking (30).

Hoewel de correctie-resultaten volgens de methode van Saunders (1967<sup>a</sup>) duidelijk afwijken van de overige resultaten, is deze methode erg aantrekkelijk omdat deze - in tegenstelling tot alle andere - op een eenvoudige wijze veelvuldig tijdens een meetvlucht toegepast kan worden. Derhalve is nagegaan of er een verband bestaat tussen de resultaten van de methode van Saunders en het gemiddelde resultaat van alle overigen. Het bleek echter dat tussen beide geen positieve significante lineaire regressie bestaat.

#### Correlatie tussen de gemiddelde correctie en diverse rand-parameters.

- 1) Verloop  $\Delta(a,r)$  in de tijd -d.w.z. tussen eerste en laatste vlucht- is niet aanwezig.
  - 2) Bij een onderzoek naar de mogelijke correlaties tussen de gemiddelde correctie per vlucht en een aantal vluchtparameters, bleek dat ten aanzien van een 95% betrouwbaarheidseis  $\Delta(a,r)$  significant correleert met:
    - het temperatuurverschil tussen skinlaag en lucht ( $T_o - T_a$ ) ( $\rho = 49\%$ )
    - de gemiddelde windsnelheid op 10 m hoogte ( $u_{10}$ ) ( $\rho = 65\%$ )
    - de golfhoogte (H) ( $\rho = 59\%$ )
    - het tijdsverschil tussen het moment van hoogwater te Hoek van Holland (theoretische starttijd) en de werkelijke starttijd ( $\rho = -62\%$ )
- (Bij 16 paren per vergelijking is de ondergrens significantie: 50%)  
Geen significante correlatie bestaat er met:
- de correctie volgens Saunders ('67<sup>a</sup>) (zie boven) ( $\rho = 17\%$ )
  - het temperatuurverschil tussen skinlaag en menglaag ( $T_o - T_w$ ) ( $\rho = 29\%$ )
  - de gemiddelde luchtvochtigheid (f) ( $\rho = -6\%$ )
  - de bewolkingsfractie (c) ( $\rho = -15\%$ )

#### Opmerkingen:

- 1) De positieve correlatie met ( $T_o - T_a$ ) is, gezien de wijze van correctieberekening, te verwachten (zie bijvoorbeeld vergelijking (30)).
- 2) Verrassend is de correlatie met de windsnelheid en het tijdsverschil tussen theoretische en werkelijke starttijd, omdat deze grootheden niet rechtstreeks bij de berekening zijn betrokken. De verklaring is niet duidelijk. Mogelijk berust een en ander op toeval: zie het geringe aantal vergelijkingspunten (10 à 17) en het, eveneens opvallende, ontbreken van correlatie met parameters waar deze wel mocht worden verwacht. Theoretisch blijft het ook mogelijk dat de gemiddelde correctie niet juist is; opvallend is bijvoorbeeld dat de correctie volgens Saunders ('67<sup>a</sup>) in enkele gevallen wel duidelijk correleert met de bewolkingsgraad.

II.c.4. Conclusies ten aanzien van de bepaling van de menglaag-temperatuur.  
Overzicht van de gemiddelde grootte van de correctie - zie tabel 8.

Verskil skin-menglaag:  $\overline{\Delta(B)} = T_w(\text{ber}) - T_o = 0,4 \pm 0,1^\circ\text{C}$   
 waarbij gemiddeld voor de afzonderlijke deelcorrecties werd gevonden:

$$\begin{aligned} \overline{\Delta S} &= 0,03 \pm 0,06^\circ\text{C} \\ \overline{\Delta L} &= 0,13 \pm 0,07^\circ\text{C} \\ \overline{\Delta_{\text{ir}}} &= 0,23 \pm 0,05^\circ\text{C} \end{aligned}$$

Vergelijking berekende menglaag-temperatuur met de groundtruth.

Gemiddeld over beide testpunten van alle 10 vluchten, wordt voor het verschil tussen de waargenomen menglaag-temperatuur ( $T_w(\text{wng})$ ) en de bijbehorende berekende menglaag-temperatuur ( $T_w(\text{ber})$ ) gevonden:

$$\overline{T_w(\text{ber}) - T_w(\text{wng})} = + 0,7 \pm 0,8 \cdot \sqrt{10} = 0,7 \pm 0,25 (^\circ\text{C})$$

Met andere woorden in een meetpunt is gemiddeld de berekende  $T_w$  0 à  $1,5^\circ\text{C}$  hoger dan de waargenomen  $T_w$ .

Opmerking:

Daar eerder gevonden werd:  $\overline{T_w(\text{ber}) - T_o} = \overline{\Delta(B)} = + 0,4 (^\circ\text{C})$

volgt voor het gemiddeld verschil tussen de waargenomen menglaag-temperatuur en de berekende skinlaag-temperatuur:

$$\overline{T_w(\text{wng}) - T_o} = - 0,3 (^\circ\text{C})$$

Andere onderzoekers vonden voor deze laatste waarde gemiddeld:  $+ 0,5 \pm 1,0 (^\circ\text{C})$ ; de hier gevonden waarde ligt dus binnen de marge.

Te verwachten niet-systematische fout in de vergelijking van  $T_a(\text{wng})$  met  $T_w(\text{ber})$

Een schatting levert:

$$\begin{aligned} \text{fout } T_w(\text{wng}): & \text{ meetnauwkeurigheid : } + 0,2^\circ\text{C} ) \\ & \text{ plaatsnauwkeurigheid: } \pm 0,2^\circ\text{C} ) \Delta T_w(\text{wng}) \pm 0,35^\circ\text{C} \\ & \text{ tijdnauwkeurigheid : } \pm 0,2^\circ\text{C} ) \\ \\ \text{fout } T_w(\text{ber}): & \text{ meetnauwkeurigheid : } + 0,2^\circ\text{C} ) \\ & \text{ ijknaauwkeurigheid : } \pm 0,2^\circ\text{C} ) \\ & \Delta v_l : \pm 0,2^\circ\text{C} ) \\ & \Delta(a,r) : + 0,2^\circ\text{C} ) \Delta T_w(\text{ber}) \pm 0,45^\circ\text{C} \\ & \Delta(B) : \pm 0,2^\circ\text{C} ) \end{aligned}$$

Zodat de absolute niet-systematische fout in ( $T_w(\text{ber}) - T_w(\text{wng})$ ) kan worden geschat op  $+ 0,6^\circ\text{C}$ , hetgeen redelijk overeenkomt met de gevonden spreiding in het verschil ( $0,8^\circ\text{C}$ ). Lokale vervuiling van het zeeoppervlak en tijdelijke fluctuaties in de atmosfeer en de zee zouden tot de spreiding kunnen bijdragen.

Mogelijke verklaring van het gevonden gemiddeld verschil tussen  $T_w(\text{ber})$  en  $T_w(\text{wng})$ .

Het voor de 10 vluchten gevonden gemiddeld verschil tussen de, uit de stralingstemperatuur berekende, menglaag-temperatuur ( $T(\text{ber})$ ) en de waargenomen zeewatertemperatuur ( $T_w(\text{wng})$ ), zijnde  $0,7^\circ\text{C}$ , is significant hoger dan de geschatte  $w$  standaarddeviatie ervan ( $0,25^\circ\text{C}$ ) en wordt in principe veroorzaakt door systematische fouten. Het zou kunnen zijn dat een systematische fout van de orde van  $0,5^\circ\text{C}$  in  $T(\text{ber})$  optreedt tengevolge van een systematische fout in één of meer van de toegepaste correcties, dus in  $\Delta_{v1}$ ,  $\Delta_{(a,r)}$  of  $\Delta(B)$  (vergelijk tabel 8). Een systematische fout groter dan  $0,2^\circ\text{C}$  in  $\Delta_{v1}$  of  $\Delta_{(a,r)}$  wordt echter onaannemelijk geacht. De derde correctie,  $\Delta(B)$ , heeft een grote mate van onzekerheid, omdat deze recht evenredig is met de onzekere coëfficiënt  $\lambda$  (vergelijking (39) en (40)) en omdat in de energieflex  $Q$  de vrij onzekere bulktransfercoëfficiënten  $C_S$ ,  $C_L$  en  $C_D$  voorkomen (vergelijking (32b), (33), (34) en (35)). Maar omdat de correctie  $\Delta(B)$  gemiddeld slechts  $+0,4^\circ\text{C}$  bedraagt is een systematische fout hierin van circa  $+0,5^\circ\text{C}$  evenmin goed denkbaar (uit tabel 8 volgt dat bij alle metingen de energieflex  $Q$  steeds positief was).

De meest aannemelijke verklaring voor de gevonden betrekkelijk grote afwijking tussen  $T(\text{ber})$  en  $T_w(\text{wng})$  lijkt dan ook een toevallig samen gaan van positieve  $w$  systematische fouten van  $0,1$  à  $0,2^\circ\text{C}$  in alle drie correcties en een negatieve systematische fout van dezelfde grootte in de slagputs-temperatuur  $T_w(\text{wng})$ . Daarnaast zou ook eventuele lokale vervuiling van het zeeoppervlak een systematische fout kunnen veroorzaken\*. In principe zou het mogelijk zijn uit voldoende nauwkeurige vergelijkende bepalingen van de skinlaag-temperatuur  $T_o$  en de slagputs-temperatuur  $T_w(\text{wng})$  de parameters  $\lambda$ ,  $C_S$ ,  $C_L$  en  $C_D$ , die in de correctie  $\Delta(B)$  voorkomen, te schatten. Anders gezegd: deze meetmethodiek kan bijdragen tot het bepalen van grootheden die juist in het grenslaagonderzoek van belang zijn. Immers reeds werd gesteld (zie I.d.2) dat de hier gebruikte waarden veelal berusten op vroeger onderzoek, waarbij juist de skinlaagtemperatuur onbekend was.

II.d. Experimentele bepaling van de atmosferische invloed.

II.d.1. Algemeen.

Tijdens de eerste meetserie is in drie gevallen (de vluchten in februari, maart en april 1973) getracht experimenteel de grootte van de atmosferische invloed te bepalen, door op een bepaalde plaats boven zee stralingstemperaturen te meten op verschillende hoogten (100 tot 1000 ft). Hoewel hierbij was gekozen voor een zeegebied met een (vermoede) redelijk homogene oppervlaktetemperatuurverdeling en met visuele "grond"-kenmerken zoals boeien, bleken de variaties van de meetwaarden ten gevolge van de hoogteverschillen van dezelfde orde te zijn als die t.g.v. de inhomogeniteiten (in plaats en/of tijd) in de oppervlaktetemperatuur. De opzet deze proef onder beter geconditioneerde omstandigheden (zoals het vliegen tussen twee visuele "grond"-kenmerken, met een herhalingsfrequentie van minstens vijf maal per vlieghoogte) in het tweede gedeelte van het meetprogramma, is mislukt, ten gevolge van de reeds eerder vermelde technische problemen (zie II.a.1 en III.a.1).

\*zie I.d.4, opmerking 5.

### II.d.2 Resultaten.

Gezien de hierboven gesignaleerde geringe kwaliteit van de experimentele resultaten, wordt afgezien van een gedetailleerde beschrijving. Gezien echter het feit dat dit de enige directe waarnemingen van de atmosferische invloed zijn, volgt hieronder (onder voorbehoud) het resultaat, gemiddeld over alle drie metingen:

$$(T_s(0 \text{ ft}) - T_s(500 \text{ ft})) = 0,5^{\circ}\text{C} \pm 0,5$$

De gemiddelde, met behulp van vergelijking (26) geschatte correctie ten gevolge van de reflecties aan het wateroppervlak, is  $0,2^{\circ}\text{C}$ , zodat de totale correctie  $0,7^{\circ}\text{C}$  zou zijn. De overeenkomst met de gemiddelde atmosferische en reflectiecorrectie voor deze 3 vluchten volgens tabel 8 ( $\Delta(a,r) = 0,2^{\circ}\text{C}$ ) is slecht.

### II.e. Samenvatting tweede hoofdstuk.

#### II.e.1. Algemeen.

Het tweede hoofdstuk behandelt de experimentele resultaten van de tien uitgevoerde vluchten. In dit stadium is het onderzoek voornamelijk gericht op het verwerven van praktische vaardigheid, achtergrondinformatie en kennis t.a.v. de gegevensverwerking.

#### II.e.2. Meetresultaten.

De opzet en de wijze van uitvoering en verwerking van de metingen, beschreven in paragraaf II.a, heeft als uitgangspunt: alle meetvluchten zoveel mogelijk onder gelijke omstandigheden en uitwendige parameters uit te voeren en een standaardwijze van waarneming en gegevensverwerking te realiseren.

De resulterende isolijnpatronen, gegeven in figuur 20 t/m 29, worden in paragraaf II.b beschreven; de voornaamste conclusies zijn:

- De richting van de isolijnen en de grootte van de temperatuurgradiënten loodrecht op de kust, komen overeen met de reeds bekende gegevens of verwachtingen.
- De complexiteit van de patronen, lokaal door de meter vastgelegd, blijkt een belemmerende factor bij de uitwerking te zijn; in het algemeen is deze complexiteit in de zomer zo groot dat het gebruik van deze methode bij kustwateronderzoek in de zomerperiode voorlopig dient te worden afgeraden. Men zou de bestudering van de watermassa-circulatie met behulp van isolijnenpatronen dienen te beginnen in de wintermaanden, wanneer de temperatuurverdeling niet al te zeer beïnvloed wordt door lokale en momentane effecten (II.b.3).
- Het opsporen van "vreemde" watermassa's (zoals Rijn- en spuiwater) lijkt soms mogelijk.
- Correlatie tussen de diverse maandelijke vluchten werd vooralsnog niet gevonden.

In het algemeen dient opgemerkt te worden dat de in dit hoofdstuk gerepresenteerde oppervlaktewater-temperatuurpatronen geen "dynamische" (zie II.a.2) reeks vormen en dientengevolge niet geschikt zijn om in het kader van watermassacirculatiestudie geïnterpreteerd te worden; ook aan de gegeven absolute waarden van de temperatuur mag slechts beperkte waarde worden gehecht, gezien het grote aantal mogelijke fouten.

### II.e.3. Vergelijking met de groundtruth.

In paragraaf II.c wordt per vlucht -telkens op twee meetplaatsen- de, uit de waarneming met de stralingsthermometer berekende, temperatuur van de menglaag vergeleken met de op dezelfde plaats gemeten experimentele waarde (groundtruth). De berekenings- en vergelijkingsresultaten (tabel 8) leidden tot de volgende conclusies:

- De gemiddelde totale correctie voor de atmosferische en reflectie-invloed over de resultaten van vijf van de zes in I.e.3 aangegeven correctiemethoden (t.a.v. PRT-5: 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  op vlieghoogte: 150 m) bedraagt: 0,2<sup>o</sup>C; hierbij is de methode van Saunders ('67<sup>a</sup>), die sterk afwijkt, niet meegenomen. Alle overige correcties volgens de diverse methoden (in I.e.3 gegeven) verschillen zo weinig (orde van grootte gelijk aan de relatieve meternauwkeurigheid) en de invloed van het theoretische temperatuurverschil tussen de skinlaag en de menglaag (gemiddeld: 0,4<sup>o</sup>C) was van die mate, dat als juiste correctie werd aangenomen: de gemiddelde correctie waarden. Het bleek dat deze het best werd benaderd door de methoden van Tien ('74) en Shaw en Irbe ('72).
- Een correlatie tussen de gemiddelde correcties en de resultaten van de methode van Saunders ('67<sup>a</sup>) -welke methode experimenteel zeer aantrekkelijk is- kon niet worden vastgesteld; evenmin als een correlatie met het temperatuurverschil skinlaag-menglaag, de luchtvochtigheid en de bewolgingsfractie. Wel werd een correlatie geconstateerd met het temperatuurverschil skin-lucht, de gemiddelde windsnelheid, de golfhoogte en het tijdsverschil tussen de theoretische en praktische starttijd. Duidelijke conclusies konden aan een en ander niet worden verbonden.
- De uit de resultaten van de meetvluchten berekende menglaag-temperatuur bleek 0,7<sup>o</sup>C hoger te zijn dan de experimenteel waargenomen temperatuur. De oorzaak hiervan wordt gezocht in de tot op heden onvoldoende kennis van de lucht-zee wisselwerkingsprocessen en/of in lokale variaties van de energiebalans. De gevonden spreiding is van dezelfde orde als de theoretisch te verwachten spreiding.

### II.e.4. Experimentele bepaling atmosferische correctie.

In paragraaf II.d wordt tenslotte, onder voorbehoud, een experimenteel bepaalde waarde van de atmosferische correctie gegeven; deze komt slecht overeen met de eerder berekende theoretische correcties.

### HOOFDSTUK III: RESULTATEN TWEEDE DEEL MEETCAMPAGNE

#### Overzicht.

Het derde hoofdstuk omvat het onderzoek naar de eigenschappen van de temperatuur-isolijnenpatronen zoals deze volgens de standaardmethode (hoofdstuk II) uit de waarnemingen en na correctie (hoofdstuk I) worden verkregen. Uitgangspunt zijn de waarnemingen van de meetvlucht in augustus 1974 waarbij een deel van het overvlogen zeeoppervlak in meer detail en herhaald "bemonsterd" werd. In de laatste paragraaf (III.e) staan de resultaten nog eens samengevat, onder verwijzing naar relevante tekstgedeelten van het voorafgaande.

#### III.a. Opzet en uitvoering.

##### III.a.1. Inleiding.

Zoals reeds is vermeld in het vorige hoofdstuk (II.a.1) bestond het experimentele gedeelte van het evaluatie-onderzoek uit twee delen: het eerste deel -opdoen van ervaring en van achtergrondinformatie - werd in het vorige hoofdstuk beschreven. Dit hoofdstuk behandelt de opzet, uitwerking en de resultaten van het tweede gedeelte van de meetcampagne. In beginsel waren de doelstellingen van het tweede gedeelte als volgt geformuleerd:

- onderzoek van de mate van representativiteit van de gevonden isolijnenpatronen; d.w.z.: in hoeverre ligt bij het gekozen vluchtplan een temperatuurpatroon vast, hoe groot zijn de reële fluctuaties op korte termijn (1 tot 3 uren) en hoe groot zijn de interpretatiemarges;
- onderzoek naar de invloed van diverse uitwendige omstandigheden, zoals het weerbeeld, de vlieghoogte, de getijfase, de zeetoeestand, de waterdiepte, de lokatie en dag-/nachteffecten;
- onderzoek naar de correlatie tussen de resultaten van de waarnemingen tijdens twee of meer opeenvolgende getijfasen;
- de metingen ten behoeve van deze drie doelstellingen op zodanige tijdstippen te realiseren dat de voortijdig afgebroken meetreeks (jaarcyclus) van het eerste gedeelte van de meetcampagne zou kunnen worden afgerond.

Evenals tijdens het eerste gedeelte van de meetcampagne kon door technische gebreken slechts een gedeelte van de geplande vijf vluchten worden uitgevoerd binnen de voorziene meetperiode. Om het onderzoek niet over een al te lange periode uit te spreiden en om de verkregen resultaten binnen een aanvaardbare tijd te kunnen rapporteren, werd besloten de metingen aan het eind van de geplande periode te stoppen. In totaal zijn in de tweede periode twee vluchten (augustus 1974 en februari 1975) uitgevoerd,

waarvan slechts één (augustus 1974) de gewenste meetresultaten opleverde, omdat de meter tijdens de tweede vlucht defect raakte. Een en ander heeft tot gevolg dat de boven vermelde doelstellingen maar ten dele konden worden gerealiseerd (voornamelijk de eerste) en wel uitsluitend op basis van de meetgegevens van de augustusvlucht. Wat betreft de tweede vlucht (februari 1975) is volstaan met het presenteren van het verkregen isolijnenpatroon (figuur 29).

### III.a.2. Opzet tweede deel meetcampagne.

Op grond van het voorgaande wordt de verslaglegging van de meetopzet van het tweede deel van de meetcampagne beperkt tot die van de vlucht van augustus 1974 (zie ook hoofdstuk II, figuur 28):

- de meetopzet is, met uitzondering van het vluchtplan, geheel gelijk aan die van het eerste deel (zie II.a.2);
- het vluchtplan (figuur 30) is enerzijds zodanig dat nog een, met de resultaten van het eerste deel vergelijkbaar, isolijnenpatroon voor het grootste deel van het in hoofdstuk II beschouwde vlieggebied kon worden verkregen, maar anderzijds ten opzichte van het eerste vluchtplan zodanig beperkt, dat voldoende vliegtijd resteerde om een bepaalde lus (III) meermalen en in meer detail waar te nemen binnen één meetperiode.\*)

Het plan voor de vluchten van augustus 1974 en februari 1975 was erop gericht iets te weten te komen over:

- de mate van representativiteit van de gevonden temperatuurpatronen;
- de mogelijkheid om voor een bepaald zeegebied significante veranderingen (uitgaande boven de foutenmarge) in het temperatuurpatroon over een tijdsbestek van enkele uren vast te stellen;
- de fouten die in het temperatuurpatroon kunnen ontstaan door interpolatie tussen de vluchtlijnen.

Het zeegebied dat voor deze doeleinden werd geselecteerd is het gebied omsloten door lus III (zie figuur 30).

Het vluchtplan is gesplitst in vier delen:

- 1) vier slagen loodrecht op de kust: lus I, II, III(1) en IV,
- 2) herhaling van slag III : lus III (2),
- 3) drie bekorte waarnemingen van slag III: detail D(1), D(2) en D(3),
- 4) herhaling van slag III : lus III(3).

Een overzicht van deze waarnemingen staat vermeld in tabel 9; voor de gegevens omtrent de uitwendige omstandigheden wordt verwezen naar tabel 7.

### III.a.3. Uitvoering.

#### Procedure.

De waarnemings- en verwerkingsprocedures van de vluchtgegevens zijn geheel identiek met die van het eerste deel van de meetcampagne (II.a.3) zodat in eerste stadium de standaard-isolijnenpatronen werden verkregen. Deze werden als volgt benut:

\*) zie voetnoot op pagina 46.



TABEL 9  
OVERZICHT MEETVLUCHT OP 16 AUGUSTUS 1974

Traject (zie fig. 30)	Omschrijving	Code	Tijden (GMT)	Tijd na HW-HvH (uur)	Meteogegevens (is. Texel)				Roosters/lijnen		Bijzonderheden
					T <sub>a</sub> (°C) (uur:GMT)	T <sub>w</sub> (°C)	windsnelh. -richting (kn/grad)	golf- hoogte (m)	aantal rooster- punten	aantal lijn- punten	
lus I	1e slag	I	12.25- 12.49	0	18,2 (12.00)	17,4	05/220	0,5	-	-	HW-HvH: 12.30 GMT
lus II	2e slag	II	12.51- 13.17	0,5	-	-	-	-	-	-	-
lus III	3e slag	III(1)	13.25- 13.54	1,0	-	-	-	-	305 305	27 27	lus III+(II en IV) lus III op zich
lus IV	4e slag	IV	13.57- 14.20	1,5	-	-	-	-	-	-	-
lus III	1e herha- ling lus III	III(2)	14.26- 14.56	2,0	-	-	-	-	305	27	-
1e Detail lus III	1e bekorte vaarneming	D(1)	14.59- 15.08	2,5	18,8 (15.00)	17,8	07/220	0,5	48	7	-
2e Detail lus III	2e bekorte vaarneming	D(2)	15.10- 15.26	3 <sup>-</sup>	-	-	-	-	78	12	-
3e Detail lus III	3e bekorte vaarneming	D(3)	15.29- 15.50	3 <sup>+</sup>	-	-	-	-	139	19	Verzeiltijd: 15.30 GMT
lus III	2e herha- ling lus III	III(3)	15.52- 16.22	3,5	19,0 (18.00)	17,8	06/220	0,5	305	27	-
Gemiddeld verloop (Texel + Goeree) van 13.40 +16.10 GMT					18,7+18,8 +0,2	17,6+17,8 +0,1	6+7: +1 230 +10	0,5	-	-	-

- ten aanzien van lus I t/m IV: ter verkrijging van het standaard-isolijnenpatroon: zie figuur 28;
- ten aanzien van de driemaal gevlogen lus III: ter verkrijging van inzicht in de nauwkeurigheid en in de variatie van op deze wijze bepaalde temperatuurpatronen binnen één meetperiode\*);
- ten aanzien van de detailopnamen D(1) t/m D(3): ter beoordeling van de mate van onzekerheid van de tussen de vluchtlijnen geïnterpoleerde temperatuur-waarden.

Gebruikte methoden ter beoordeling van de representativiteit en van het verloop met de tijd van het temperatuurpatroon.

Deze beoordeling is op twee manieren gedaan.

1. Kwalitatief: een kwalitatieve beoordeling werd verkregen door visuele vergelijking van de diverse patronen gebaseerd op de totale en bekorte opnamen van lus III, zie figuur 31 en 32. Beide figuren berusten op hetzelfde waarnemings-materiaal doch zijn getekend door verschillende onderzoekers. Ter vergelijking is in figuur 31 tevens de lokale waterdiepte weergegeven. In figuur 32 is een extra isolijnenpatroon weergegeven, dat berust op de "verzeilde" (zie onder en figuur 33) gegevens van alle totale waarnemingen van lus III (III (1) t/m III (3)), voortaan aan te duiden met III (V).
2. Kwantitatief: een kwantitatieve beoordeling werd verkregen door paren gedigitaliseerde isolijnenpatronen ("roosters") puntsgewijs te vergelijken. In figuur 36 is een voorbeeld van een dergelijk rooster gegeven. Het aantal temperatuurwaarden per rooster is in tabel 9 gegeven. De vergelijking bestond uit de berekening per roosterpaar van het gemiddelde temperatuurverschil en de gemiddelde spreiding van het temperatuurverschil per roosterpuntpaar en de correlatiecoëfficiënt van een roosterpaar, alle als functie van het overeenkomstig gemiddelde verschil in waarnemingstijd van de paren (tabel 10 en figuur 38).

Enige algemene aspecten.

Enkele algemene aspecten die mede van invloed zijn op het resultaat van de beoordeling volgen hieronder.

Buiteninformatie. Bij het tekenen van de isolijnenpatronen die in hoofdstuk II zijn gepresenteerd is de onderlinge samenhang van naast elkaar gelegen slagen mede in aanmerking genomen. De beoordeling van een dergelijk patroon wordt in dit hoofdstuk verkregen door vergelijking van patronen die alleen berusten op waarnemingen van één enkele lus (lus III). Deze patronen zijn echter, met uitzondering van het eerste totale patroon van lus III, noodgedwongen tot stand gekomen zonder gebruikmaking van de gegevens van de naastliggende burens (dus zonder zg. "buiteninformatie"). Het is daarom nodig ook bij het patroon van de eerste opname van de totale lus III onderscheid te maken tussen enerzijds het patroon dat getekend werd met mede inachtneming van de gegevens van de lussen II

\*) Onder één meetperiode wordt verstaan de tijdsduur (van ongeveer drie uur) van één volledige waarneming (één vlucht) langs de kust, zoals deze tijdens het eerste deel van de meetcampagne werd uitgevoerd.

en IV, het zg. III (1+)-patroon, en anderzijds het patroon dat zonder buiteninformatie getekend is, het zg. III(1)-patroon. Het patroon zonder buiteninformatie zal steeds gebruikt worden bij onderlinge vergelijking. (zie III.b.1.).

Subjectiviteit van de onderzoeker. Het resultaat van een vergelijking wordt beïnvloed door het feit dat de vorm van een patroon deels bepaald wordt door de subjectieve interpretatie van de waarnemingsgegevens. Om de grootte van deze invloed te schatten wordt hier ondersteld dat de verschillen tussen twee patronen ten gevolge van verschillen in subjectieve interpretatie ongeveer even groot zullen zijn als de verschillen tussen twee patronen die, berustend op identiek waarnemingsmateriaal, door twee verschillende onderzoekers zijn getekend. (zie III.b.1.).

Verzeiling van de waarnemingen van lus III. De isolijnenpatronen en de daarop berustende roosters van de totale en bekorte opnamen van lus III zijn niet alleen onderling vergeleken, maar ook met het patroon (rooster) dat gebaseerd werd op een compositie van de "verzeilde" gegevens van alle drie opnamen van de totale lus III: III(V) (zie figuur 32). Hiertoe zijn de waarnemingslocaties verplaatst naar de vermoedelijke posities van het water op het tijdstip ongeveer halverwege de uitvoering van de bekorte opnamen van lus III (15.30 GMT).

Uitgangspunt: de gemiddelde getijstroom\*) over het tijdsinterval tussen waarnemingen en verzeilmoment, telkens voor twee punten per vliegtrajectdeel loodrecht op de kust: het beginpunt vlak onder de kust en het eindpunt op zee. De verzeilde posities van de drie totale opnamen van lus III staan aangegeven in figuur 33.

Bij de verzeilingsberekening van de bekorte waarnemingen van lus III bleken deze een zo geringe verschuiving te geven ( $\leq 1$  km), dat dit binnen de foutenmarge van de vliegtuiglocatie lag.

De verzeilingsberekening van de totale lussen I t/m IV bleek een noordgaande verschuiving van ongeveer 5 km op te leveren. Zie paragraaf II.a.3.

#### Opmerking:

Uit tabel 9 blijkt dat de meteorologische omstandigheden tijdens de diverse waarnemingen van lus III vrijwel gelijk zijn gebleven.

### III.b. Resultaten kwalitatieve patroon-beoordeling.

De kwalitatieve (visuele) beoordeling van de in de figuren 31 en 32 gereproduceerde isolijnenpatronen van de totale en de bekorte waarnemingen van lus III is gesplitst in twee delen: discussie van enige algemene aspecten (III.a.3) in III.b.1. en conclusies ten aanzien van de gegeven doelstellingen (III.a.2) in III.b.2.. Uiteraard beperken de conclusies zich tot de omgeving en seizoensperiode van de augustusvlucht in 1974.

\*) Volgens "stroomatlas Nederland"-1963.

### III.b.1. Discussie van enige algemene aspecten.

Buiteninformatie. Vergelijking van de patronen III (1+) en III(1) in de figuren 31 en 32 illustreert dat de onzekerheid in de ligging van de isolijnen bij ontbrekende buiteninformatie (uiteraard) vergroot wordt. Tevens blijkt echter dat ook zonder buiteninformatie het mogelijk is te komen tot een redelijk samenhangend isolijnenpatroon per gevlogen lus.

Subjectiviteit van de onderzoeker. De optredende variaties in de patronen ten gevolge van de subjectieve interpretatie volgen uit de vergelijking van overeenkomstige patronen van figuur 31 en van figuur 32. De redelijke onderlinge overeenstemming ten aanzien van de algemene vorm van de patronen toont dat de interpretatie-marge (en dus de afstand tussen de vluchtlijnen) niet te groot is.

Verzeiling. Vergelijking van de patronen, berustend op onverzeilde gegevens, met het patroon dat berust op de verzeilde gegevens van alle gehele opnamen van lus III (figuur 32: III(V)) toont dat de correctie voor de gemiddelde water-verplaatsing onder invloed van de getijstrooming tijdens een meetperiode (figuur 33) niet tot een duidelijke verbetering leidt. De vergelijking met III(V) zal dan ook in III.b.2. verder buiten beschouwing blijven.

### III.b.2. Kwalitatieve conclusies ten aanzien van de patronen.

Conclusies ten aanzien van de onverzeilde patronen, zonder buiteninformatie.

#### Patroonvariatie binnen één meetperiode.

Vergelijking van de patronen berustend op de gehele opnamen van lus III (III(1), III(2) en III(3)), zowel in figuur 31 als in figuur 32, toont dat de hoofdlijnen van een patroon in het algemeen redelijk bewaard blijven, binnen het tijdsbestek van een meetperiode (circa 3 uren).

#### Interpolatie tussen de vluchtlijnen.

Vergelijking van de patronen berustend op de bekorte opnamen van lus III (D(1), D(2) en D(3)) onderling en met de patronen van de gehele opnamen, zowel in figuur 31 als in figuur 32, toont een bevredigende nauwkeurigheid van de interpolatie tussen de vluchtlijnen.

#### Opmerking.

In de meeste patronen worden nabij de kust plekken met betrekkelijk warm water gevonden dat vermoedelijk uit het Noordzeekanaal afkomstig is (zie II.b.2.).

### III.c. Resultaten kwantitatieve patroon-beoordeling.

Zoals in III.a.3. is aangegeven, berust de kwantitatieve beoordeling van de patronen op de onderlinge vergelijking van de rooster-gegevens, behorend bij de isolijnenpatronen van de diverse

waarnemingen van lus III. Speciaal deze methode werd gekozen op grond van de verwachting dat bij toepassing van de infrarood-meettechniek er dikwijls van roosters en roostervergelijkingen gebruik zal worden gemaakt, gezien de noodzakelijke verwerking van de meetgegevens met behulp van een computer. Hoewel de hier gerapporteerde resultaten, zoals gesteld, slechts betrekking hebben op de omgeving en de seizoensperiode van deze meetvlucht, zal de gevolgde procedure met de bereikte conclusies als leidraad kunnen dienen bij het (noodzakelijke) vooronderzoek in geval van elke operationele inzet van deze meetmethode.

Deze paragraaf is, evenals bij de kwalitatieve beoordeling, gesplitst in twee delen. In het eerste deel (III.c.1.) wordt nagegaan wat de waarde is van de roostervergelijking-methode als maatstaf voor de beoordeling van de representativiteit van de patronen, door de grootte van de niet-systematische fout in een roosterpunt te schatten. In het tweede deel (III.c.2.) worden de resultaten van de diverse roostervergelijkingen gegeven alsmede de conclusies die daaraan verbonden kunnen worden.

### III.c.1. Discussie van de methode voor de beoordeling van de representativiteit.

De niet systematische fout in de temperatuur-waarde in een roosterpunt wordt bepaald door de volgende vijf factoren (zie ook III.a.3.). Voor elk van deze factoren is een schatting gemaakt van de bijdrage die deze levert tot de niet-systematische fout.

#### 1. Meterfout.

De relatieve meterfout draagt bij aan de niet-systematische fout; in dit rapport wordt de fabriekopgave overgenomen:  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

#### 2. Bepaling isolijnenpatroon.

##### 2.a. Ontbreken van buiteninformatie:

Aangenomen wordt dat de beoordeling van een isolijnenpatroon, berustend op de waarnemingen van een gehele vlucht, overeenkomt met de beoordeling van een patroon, berustend op de waarnemingen van een enkele lus.

Het ontbreken van buiteninformatie bij het bepalen van het patroon van een lus vergroot de interpretatie-marge. De bijdrage hiervan tot de niet-systematische fout wordt benaderd door de standaarddeviatie in de temperatuurverschillen van de roosters berustend op het patroon van resp. III(1+) en III(1). Resultaat:  $0,23^{\circ}\text{C}$ .

##### 2.b. Invloed subjectieve interpretatie:

Zoals gesteld in III.a.3., wordt aangenomen dat de bijdrage van de subjectieve interpretatie tot de niet-systematische fout in de temperatuurwaarde van een roosterpunt, benaderd wordt door de standaarddeviatie in de temperatuurverschillen tussen twee roosters die berusten op isolijnenpatronen, die door twee verschillende onderzoekers zijn getekend aan de hand van identieke waarnemings-gegevens.

In een appendix aan dit hoofdstuk wordt nader op deze berekening ingegaan. Hier wordt volstaan met de vermelding van het gemiddelde resultaat van zes van dergelijke roostervergelijkingen:  $0,25^{\circ}\text{C}$ .

### 3. Bepaling temperatuur in een roosterpunt.

#### 3.a. Invloed roosterkeuze:

Aangenomen wordt dat de bijdrage van het optredende informatie verlies bij digitalisering van een isolijnenpatroon benaderd wordt door de standaarddeviatie in de temperatuurverschillen van roosters, die, berustend op eenzelfde isolijnenpatroon, op verschillende manieren berekend zijn.

Gemiddeld over drie dergelijke vergelijkingen werd gevonden:  $0,13^{\circ}\text{C}$ .

#### 3.b. Invloed subjectieve interpretatie:

Aangenomen wordt dat de bijdrage van de subjectieve interpretatie bij de interpolatie tussen de isolijnen van een patroon benaderd wordt door de standaarddeviatie in de temperatuurverschillen van roosters, die, berustend op eenzelfde isolijnenpatroon, door verschillende onderzoekers berekend zijn. Gemiddeld over twee vergelijkingen werd gevonden:  $0,13^{\circ}\text{C}$ .

Samenvattend: de combinatie van de genoemde factoren levert als schatting voor de grootte van de niet-systematische fout in de temperatuurwaarde van een roosterpunt:  $0,44^{\circ}\text{C}$ .

Met andere woorden: als een vergelijking van twee isolijnenpatronen door middel van de bepaling van het verschil tussen de twee overeenkomende roosters, resulteert in een standaarddeviatie van circa  $0,4^{\circ}\text{C}$ , dan zijn beide patronen niet significant verschillend (althans volgens de hier gevolgde berekeningsmethode).

#### Opmerkingen:

- 1) Verzeiling: (zie III.a.3) Gebruik makend van de verzeilde posities van de gehele waarnemingen van lus III (zie figuur 33), zijn ook roosterpaar-verschillen berekend na verzeiling van de individuele gehele waarnemingen. Uit de resultaten (enige zijn gegeven in tabel 10) bleek geen wezenlijke verbetering, zodat deze vergelijkingen verder buiten beschouwing zullen blijven.
- 2) "Lijnvergelijking": Als controle op het resultaat van een roosterpaarvergelijking, zijn de resultaten ervan steeds vergeleken met het resultaat van een overeenkomstige vergelijking van die deelverzameling van de roosterpunt-paren die op of direkt naast het oorspronkelijk gevlogen traject zijn gelegen, zg. "Lijnparen" (zie tabel 9). Bij deze lijnparenvergelijking worden de verschillen ten gevolge van subjectieve interpretatie geacht minimaal te zijn. Ter illustratie is het waargenomen en gedigitaliseerde temperatuurverloop langs de noordelijke resp. zuidelijke slag van lus III weergegeven in de figuren 34 en 35.
- 3) Voorbeeld rooster: in figuur 36 is ter illustratie het rooster berustend op het isolijnenpatroon III (1+) (eerste waarneming van gehele lus III, inclusief buiteninformatie) gegeven. De op de roosterwaarden berustende isolijnen in de figuur komen goed overeen met het oorspronkelijke patroon (zie figuur 31).

### III.c.2. Kwantitatieve resultaten afgeleid uit de patronen.

#### Verloop gemiddelde patroon-temperatuur in de tijd.

In figuur 37 zijn de gemiddelde patroon(rooster)-temperaturen,  $\bar{T}$ , (fig.37-A) en de gemiddelde spreiding (standaard-deviatie) van de temperatuurwaarde in een roosterpunt ten opzichte van de gemiddelde rooster-temperatuur,  $S$ , (figuur 37-B) weergegeven als functie van het gemiddelde moment van de waarneming, en wel voor het gehele rooster van lus III en voor de deelroosters van D(1), D(2) en D(3).

Uit figuur 37-A volgt dat, ten aanzien van de volledige slagen, III(1) t/m III(3), de gemiddelde rooster-temperatuur een daling van circa  $0,08^{\circ}\text{C}/\text{uur}$  vertoont over de duur van de gehele meetperiode van ongeveer 3 uur.

Deze daling kan eenvoudig worden geïnterpreteerd als een gevolg van de dalende zon en past qua grootte en teken in de normale dagelijkse gang van de zeewatertemperatuur voor augustus in dit gebied (Verploegh, 1959).

Tevens toont de figuur een duidelijke afname van de gemiddelde temperatuur voor de bekorte slagen bij toenemende lusgrootte. Het verloop is toe te schrijven aan de heersende temperatuur-gradient loodrecht op de kust. Gecorrigeerd voor de eerder genoemde daling gedurende de meetperiode, komt dit effect neer op een gradient van ongeveer  $0,05^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ; vergelijk II.b.3.

Het onregelmatige gedrag in geval van de kleinste oppervlakken - D(1) en D(2) - kan wellicht worden toegeschreven aan het betreffende geringe aantal roosterpunten en/of de geringere diepten vlak voor de kust.

Uit figuur 37-B volgt dat de standaarddeviatie van de temperatuur per (deel)rooster ongeveer  $0,5^{\circ}\text{C}$  bedraagt.

Tevens blijkt dat een systematisch verloop als functie van de waarnemingstijd niet aanwezig is. Hieruit volgt dat een verloop in de signaal-bepalende omstandigheden (zie hoofdstuk II), die het resultaat van een onderlinge vergelijking van de patronen zou beïnvloeden, waarschijnlijk niet is opgetreden.

#### Resultaten van de roosterpaar-vergelijkingen.

In tabel 10 en figuur 38 staan de resultaten van de diverse roosterpaar-vergelijkingen gegeven. De tabel is gesplitst in drie delen: de onderlinge vergelijking van de roosters, behorend bij de drie bekorte opnamen van lus III, de vergelijking van de bekorte opnamen met de gehele opnamen en de onderlinge vergelijking van de gehele opnamen.

De tabel geeft onder andere (voor de notatie zie ook de Appendix): het gemiddelde temperatuurverschil ( $\Delta\bar{T}$ ), de gemiddelde spreiding van het temperatuurverschil over de roosterpunten ( $S_{\Delta}$ ), de covariantie van beide roosters ( $S_{t,u} = a_{nt}a_{nu} + b_{nt}b_{nu}$ ) en de correlatie coëfficiënt ( $\rho_{t,u} = S_{t,u}/S_t S_u$ ), steeds als functie van het bijbehorende tijdsverschil tussen de gemiddelde waarnemingstijden ( $\Delta t$ ). De berekening van de overeenkomstige verschillen tussen lijnpaaren leverde vrijwel gelijke resultaten en deze zijn derhalve niet in de tabel opgenomen.

Tabel 10: Resultaten roosterpaar-vergelijkingen (zie ook figuur 38)  
(Gegevens van één onderzoeker t.a.v. lus III; voor notatie zie appendix)

Lussen-paar	$\Delta t^*$ (min)	Resultaat vergelijking			aantal punten	5% on- der- grens (%)
		$\Delta T + S_{\Delta}$ ( $^{\circ}C$ )	covariantie $S_{t,u}$ ( $^{\circ}C^2$ )	$\rho$ (%)		
D(2)-D(1)	14	-0,07±0,53	0,145 (0,12)**	55	41	26
D(3)-D(1)	36	-0,03±0,52	0,095 (0,095)	45	41	26
D(3)-D(2)	22	+0,11±0,56	0,17 (0,14)	56	78	19
Gemiddeld: na verzeiling		0,00±0,54 (-0,02±0,53)	0,14 (0,12)	52 (46)		
D(1)-III(1)	84	+0,21±0,52	0,045 (0,10)	28	48	24
D(1)-III(2)	23	+0,11±0,32	0,17 (0,19)	77	48	24
III(3)-D(1)	63	+0,02±0,43	0,095 (0,12)	56	48	24
Gem. na verzeiling		+0,12±0,42 (+0,05±0,36)	0,10 (0,14)	54 (68)	48 (37)	24 (27)
D(2)-III(1)	98	-0,13±0,74	-0,035 (-0,02)	-13	78	19
D(2)-III(2)	37	-0,21±0,80	0,02 (0,04)	12	78	19
III(3)-D(2)	49	+0,08±0,54	0,165 (0,11)	60	78	19
Gem. na verzeiling		-0,09±0,69 (-0,13±0,63)	0,05 (0,045)	20 (15)	78 (68)	19 (20)
D(3)-III(1)	120	-0,16±0,64	0,025 (0,06)	14	139	14
D(3)-III(2)	59	-0,11±0,83	0,01 (0,05)	6	139	14
III(3)-D(3)	27	+0,12±0,40	0,22 (0,19)	76	139	14
Gem. na verzeiling		-0,05±0,62 (-0,08±0,58)	0,085 (0,10)	32 (40)	139 (126)	14 (15)
III(2)-III(1)	61	-0,03±0,46	0,21 (0,19)	71	304	10
III(3)-III(1)	147	-0,19±0,56	0,15 (0,175)	52	304	10
III(3)-III(2)	86	-0,16±0,69	0,18 (0,23)	43	304	10
Gem. na verzeiling		-0,13±0,57 (-0,14±0,50)	0,18 (0,20)	55 (65)	304 (219)	10 (11)

\*  $\Delta t$ : tijdsverschil in minuten tussen gemiddelde waarnemingsmomenten.

\*\* Waarden tussen haakjes betreffen het resultaat na verzeiling (III.c.1:opm. nr.2).



In figuur 38 zijn de gegevens uit tabel 10 grafisch uitgezet. Uit figuur 38-A blijkt dat het verloop van de gemiddelde verschil-temperatuur duidelijk beïnvloed wordt door het verloop van de gemiddelde rooster-temperaturen zelf (zie figuur 37). In figuur 38-B en -C is, volgens verwachting, een afname te constateren van de correlatie en de covariantie tussen de roosterparen bij toenemend verschil tussen de gemiddelde waarnemingsmomenten. De afname is echter gering en bij berekening van de lineaire regressie, over de meetperiode niet significant.

#### Conclusies:

Op grond van de resultaten van de roosterpaar-vergelijkingen en rekening houdend met de geschatte niet-systematische fout ( $0,44^{\circ}\text{C}$ ), kunnen de volgende conclusies getrokken worden.

1. Representativiteit: Binnen één meetperiode (circa 3 uur) zijn de in hoofdstuk II gegeven isolijnenpatronen redelijk representatief voor de temperatuur-verdeling van het zeewater-oppervlak.
2. Interpolatie: Het gekozen horizontaal ruimtelijk oplossend vermogen is groot genoeg, om, binnen de nauwkeurigheid van de toegepaste meet- en berekenings-methode, te komen tot een representatieve interpolatie tussen de vluchtlijnen.

#### Opmerking:

De niet-systematische fout in de temperatuur-waarde van een roosterpunt, van een rooster gebaseerd op een isolijnenpatroon van een gehele vlucht (combinatie van lus-patronen met buiteninformatie) kan, op grond van het in III.c.1 gestelde, geschat worden op  $0,37^{\circ}\text{C}$ .

#### III.d.Toepassing in kader onderzoek kustwater-circulatie.

Ten aanzien van de toepassing van Remote Sensing technieken (i.c. IRT), als hulpmiddel bij onderzoeken op het gebied van de kustwatercirculatie, kunnen de resultaten van III.b en III.c als volgt worden samengevat:

De verdeling van de temperatuur van het zeewateroppervlak in een strook voor de Nederlandse kust ter grootte van  $2000\text{ km}^2$  kan binnen een getijperiode redelijk representatief in kaart worden gebracht en omgezet worden in een digitaal temperatuurrooster met een maaswijdte van  $1,5\text{ km}$  en een gemiddelde spreiding van  $0,4^{\circ}\text{C}$ .

Deze conclusie is vooralsnog slechts geldig voor het betrokken zeegebied en de betrokken waarnemingsperiode. In geval van toepassing van de meetmethode onder andere omstandigheden zullen de in dit rapport gevolgde procedures herhaald dienen te worden en eventueel zelfs worden uitgebreid ten aanzien van die factoren die hier ten gevolge van instrumentele gebreken niet meer nagegaan konden worden (III.a).

### III.e. Samenvatting derde hoofdstuk.

#### III.e.1. Algemeen.

Het derde hoofdstuk omvat het onderzoek naar de eigenschappen van de isolijnenpatronen zoals deze volgens de standaardmethode (Hoofdstuk II) uit de waarnemingen en na correctie (hoofdstuk I) worden verkregen. Het speciaal op dit doel gerichte tweede deel van de meetcampagne (§ III.a) leverde feitelijk te weinig meetmateriaal op -slechts één volledige vlucht: augustus 1974 (figuur 28)- zodat een aantal aspecten van de patronen (III.a.1) niet onderzocht zijn en het resterend onderzoek gebaseerd is op een gering aantal waarnemingen, beperkt in plaats en tijd.

Desondanks lijkt het zinvol in het kader van een evaluatie-onderzoek aan deze eigenschappen geruime aandacht te besteden. Immers de gebruikte waarnemings- en verwerkingsmethoden zijn gekozen met het oog op de toepassing ervan bij kustwatercirculatie-onderzoek. Derhalve mag worden verwacht dat dezelfde methoden zullen worden gebruikt bij toekomstige metingen in dit kader (zie ook III.c).

#### III.e.2. Beoordeling isolijnenpatronen.

Het vluchtplan (III.a.2) is zodanig opgezet (fig. 30), dat uit de meetgegevens zowel het "standaard"isolijnenpatroon (fig. 28) als ook een aantal opeenvolgende en meer in detail waargenomen patronen van een speciale slag (nr. III) worden verkregen. In totaal is deze slag 3x in zijn geheel en 3x in meer detail gevlogen. Onder de aanname dat de eigenschappen van een isolijnenpatroon, gebaseerd op de meetgegevens van een gehele vlucht, overeenkomen met die van een patroon, gebaseerd op de gegevens van een enkele slag, is het onderzoek toegespitst op de onderlinge vergelijking van de zes waarnemingen. Verder is, gezien de geringe hoeveelheid meetgegevens, het onderzoek beperkt (III.a.2) tot de beoordeling van de representativiteit van een patroon en de grootte van de fouten tengevolge van de subjectieve interpretatie van de gegevens en de interpolatie tussen de vluchtlijnen. Er zijn twee methoden gevolgd (III.a.3) om tot een beoordelingsuitspraak te komen: een "kwalitatieve" beoordeling, bestaande uit de visuele vergelijking van alle zes isolijnenpatronen (figuur 31 en 32) en een "kwantitatieve" beoordeling, door paren gedigitaliseerde patronen (z.g. "roosters" zie figuur 36) puntsgewijs te vergelijken.

#### III.e.3. Kwalitatieve beoordeling.

De kwalitatieve beoordeling (§ III.b) aan de hand van figuur 31 en 32 leidt tot de volgende conclusies:

- Het ontbreken van informatie aan de rand van het patroon van één slag - bij een herhaalde waarneming werden de naast gelegen slagen niet meer gevlogen - heeft geen al te grote invloed op het patroon van de slag (vergelijk: III(1+) en III(1)).
- De redelijke overeenkomst tussen figuur 31 en 32 (elk door een onafhankelijke onderzoeker getekend op basis van het oorspronkelijke meetmateriaal) toont dat de gekozen afstand tussen de

vluchtlijnen en/of de invloed van de subjectieve interpretatie niet te groot is.

- Vergelijking van de patronen berustend op de (onverzeilde) gehele lus waarnemingen (III(1), III(2) en III(3)) in beide figuren, toont dat de patroonvorm binnen een meetperiode (circa 3 uren) redelijk bewaard blijft.

- Vergelijking van de patronen berustend op de detailopnamen van de slag (D(1), D(2) en D(3)) onderling en met de gehele patronen, toont een bevredigende nauwkeurigheid van de interpolatie tussen de vluchtlijnen.

#### III.e.4. Kwantitatieve beoordeling.

De kwantitatieve beoordeling (III.e), berustend op vergelijking van gedigitaliseerde isolijnenpatronen ("roosters"), geeft de volgende resultaten:

- ten aanzien van de niet-systematische fout in een roosterpunt: (III.c.1). Een schatting van de grootte van de invloed van enige (objectieve en subjectieve) factoren op de temperatuurwaarde in een roosterpunt geeft voor de grootte van de gemiddelde niet-systematische fout in een roosterpunt:  $0,44^{\circ}\text{C}$ . In het bijzonder blijkt de verhouding van de werkelijke temperatuurvariatie in een roosterpunt tot die tengevolge van de subjectieve interpretatie van de meetgegevens minimaal 3:1 te zijn (zie appendix, pag. 56).
- ten aanzien van het verloop van de gemiddelde rooster-temperatuur in de tijd (figuur 37): tijdens de meetperiode (circa 3 uren) vertoont de gemiddelde temperatuur van de waarnemingen van de gehele derde slag een daling van  $0,08^{\circ}\text{C}/\text{uur}$ ; deze waarde past in de dagelijkse variatie. De afname van de gemiddelde temperatuur van de detail-waarnemingen bij toenemende gemiddelde rooster-afstand tot de kust komt overeen met de in hoofdstuk II gevonden temperatuur gradient loodrecht op de kust. De grootte van de variatie (standaard-deviatie) in de temperatuurwaarde over de roosterpunten van een rooster bedraagt gemiddeld  $0,5^{\circ}\text{C}$ , onafhankelijk van het moment van waarneming.
- ten aanzien van de resultaten van de roosterpaarvergelijkingen: in tabel 10 en figuur 38 zijn de resultaten van de diverse vergelijkingen weergegeven. Daaruit blijkt dat binnen een meetperiode (circa 3 uren) de in hoofdstuk II gegeven isolijnenpatronen redelijk representatief zijn voor de temperatuurverdeling van het zee-oppervlak en dat het gekozen horizontaal ruimtelijk oplossend vermogen bij de waarnemingen, binnen de nauwkeurigheid van de gevolgde procedures, groot genoeg is om tot een representatieve interpolatie tussen de vluchtlijnen te komen.

#### III.e.5. Conclusie op grond van de beoordelingsresultaten.

Voor het zeegebied en de waarnemingsperiode van de besproken vlucht kan, op grond van het voorgaande, gesteld worden (III.d) dat het mogelijk is met behulp van de hier besproken remote sensing techniek (i.c. IRT) de verdeling van de temperatuur van het zeeoppervlak binnen een getijperiode redelijk representatief in kaart te brengen en deze om te zetten in een digitaal temperatuur-rooster met een maaswijdte van 1,5 km en een gemiddelde spreiding van  $0,4^{\circ}\text{C}$ .

APPENDIX.

Invloed van de onderzoeker op het isolijnenpatroon (ad III.c.1-2b)

1. Inleiding.

Het doel van de hier volgende beschouwing is -a- een idee te krijgen van de grootte van de niet-systematische fouten in de temperatuur die worden geïntroduceerd bij het (subjectief) tekenen van een isolijnenpatroon en -b- na te gaan in hoeverre deze fouten (zoals gehoopt mag worden) kleiner zijn dan de "reële" (ware) temperatuurvariaties in het patroon.

De beschouwing heeft betrekking op zes gevallen waarin twee onderzoekers dezelfde meetgegevens onafhankelijk van elkaar tot isolijnenpatronen omwerkten. De hierop berustende roosters zijn in al deze gevallen door dezelfde onderzoeker berekend, zodat in feite alleen de faktor 2-b van paragraaf III.c.1 hierbij in het spel is.

2. Uitgangspunt.

Uitgangspunt zijn de gedigitaliseerde isolijnenpatronen ("roosters"), berustend op de waarnemingen van een lus op een gemiddeld tijdstip  $t$  of  $u$ . De temperatuurwaarde in een roosterpunt varieert ten opzichte van de gemiddelde roostertemperatuur ten gevolge van het "reële" temperatuurverloop in een patroon - symbool "a" - en ten gevolge van interpretatiefouten - symbool "b" -.

Stel:  $T_{nt}$  is de geïnterpreteerde temperatuurwaarde in het roosterpunt  $n$  van een rooster  $t$ , en dat geldt:

$$T_{nt} = T'_{nt} + \overline{b}_t + b_{nt} = \overline{T}'_{nt} + a_{nt} + \overline{b}_t + b_{nt}$$

waarbij:

$T'_{nt}$  : de reële temperatuur, hier gedefinieerd als de temperatuur in punt  $n$  van rooster  $t$ , indien er geen interpretatiefout gemaakt zou zijn bij de bepaling van het isolijnenpatroon.

$\overline{T}'_{nt}$  :  $T'_{nt}$  gemiddeld over alle roosterpunten.

$a_{nt}$  :  $T'_{nt} - \overline{T}'_{nt}$ ; de "reële" afwijking in een roosterpunt; er geldt:  $\overline{a}_{nt} = 0$ .

$\overline{b}_t + b_{nt}$  : interpretatiefout in punt  $n$  van rooster  $t$ .

$\overline{b}_t$  : gemiddelde interpretatiefout van rooster  $t$ ; er geldt:  $\overline{b}_{nt} = 0$ .

3. Vraagstelling.

Gezocht worden schattingen van de varianties van  $a_{nt}$ ,  $b_{nt}$  en van  $\overline{b}_t$  per rooster en over de verschillende roosters.

4. Gegevens.

Bekend zijn:  $T_{nt}$  voor een aantal roosters (ten dele betrekking hebbend op isolijnenpatronen die, berustend op dezelfde meetgegevens, door verschillende onderzoekers bepaald zijn) en de daaruit berekende grootheden als gemiddelden, standaard-deviaties, correlaties en

covarianties. In de volgende drie onderdelen wordt telkens nagegaan wat bekend is en hoe dit, volgens het gestelde in punt 2 uitgedrukt kan worden in de reële variatie en de interpretatie fout.

4-a. per rooster (t): Bekend zijn:

$\overline{T}_{nt}$  : de geïnterpreteerde temperatuur, gemiddeld over een rooster t.

$S^2_t$  : de variantie van de geïnterpreteerde temperatuur over het rooster t.

Op grond van het onder punt 2 gestelde kan hiervoor geschreven worden (zie ook opmerking 1):

$$\begin{aligned}\overline{T}_{nt} &= \frac{1}{N} \sum T_{nt} = \overline{T}_{nt}^1 + \overline{b}_t \\ S^2_t &= \overline{(T_{nt} - \overline{T}_{nt})^2} = \overline{(a_{nt} + b_{nt})^2} = \overline{a_{nt}^2} + \overline{b_{nt}^2}\end{aligned}\quad (1)$$

4-b. per roosterpaar (t,u): Bekend zijn:

$\Delta T_{t,u}$  : het gemiddelde verschil van de geïnterpreteerde temperaturen.

$S^2_{\Delta t,u}$  : de variantie van dit temperatuurverschil over de roosterpunten.

$S_{t,u}$  : de covariantie van de geïnterpreteerde temperaturen van beide roosters.

$\rho_{t,u}$  : de correlatiecoëfficiënt van beide roosters.

Op grond van het onder punt 2 gestelde kan hiervoor geschreven worden (zie ook opmerking 1 hierna):

$$\begin{aligned}\Delta T_{t,u} &= \overline{(T_{nt} - T_{nu})} = \overline{T}_{nt} - \overline{T}_{nu} \\ S^2_{\Delta t,u} &= \overline{(T_{nt} - T_{nu} - \overline{T}_{nt} + \overline{T}_{nu})^2} = \overline{(a_{nt} + b_{nt} - a_{nu} - b_{nu})^2} = \\ &= S_t^2 + S_u^2 - 2 \overline{(a_{nt} a_{nu} + b_{nt} b_{nu})}\end{aligned}\quad (2a)$$

$$\begin{aligned}S_{t,u} &= \overline{(T_{nt} - \overline{T}_{nt})(T_{nu} - \overline{T}_{nu})} = \overline{(a_{nt} + b_{nt})(a_{nu} + b_{nu})} = \\ &= \overline{a_{nt} a_{nu} + b_{nt} b_{nu}}\end{aligned}\quad (2b)$$

$$\rho_{t,u} = S_{t,u} / S_t \cdot S_u = \overline{(a_{nt} a_{nu} + b_{nt} b_{nu})} / S_t \cdot S_u \quad (2c)$$

4-c. per twee onderzoekers (1, 2) - beiden dezelfde meting t onafhankelijk van elkaar bewerkend tot roosters(1) resp. (2)- Bekend zijn:

$\Delta T_t(1,2)$  : het gemiddeld temperatuurverschil van beide onderzoekers.

$S^2_{\Delta t}(1,2)$  : de variantie van het temperatuurverschil volgens beide onderzoekers over het rooster.

$S_t(1,2)$  : de covariantie van de temperaturen volgens beide onderzoekers.

$\rho_t(1,2)$  : de correlatie-coëfficiënt van de temperaturen volgens beide onderzoekers.

$\overline{\Delta T_t(1,2)}$  : de variantie van de gemiddelde temperatuurverschillen gemiddeld over alle roosters, gebaseerd op isolijnenpatronen van beide onderzoekers.

Op grond van het gestelde in punt 2 kan hiervoor geschreven worden (zie ook opmerkingen 1, 2 en 3 hierna):

$$\begin{aligned} \overline{\Delta T_t(1,2)} &= \overline{(T_{nt}(1) - T_{nt}(2))} = \overline{T_{nt}(1)} - \overline{T_{nt}(2)} = \overline{b_t(1)} - \overline{b_t(2)} \\ S_{\Delta t}^2(1,2) &= \overline{(T_{nt}(1) - T_{nt}(2) - \overline{T_{nt}(1)} + \overline{T_{nt}(2)})^2} = \\ &= \overline{(a_{nt}(1) + b_{nt}(1) - a_{nt}(2) - b_{nt}(2))^2} = \\ &= \overline{(b_{nt}(1) - b_{nt}(2))^2} = 2\overline{b_{nt}^2} - 2\overline{b_{nt}(1)b_{nt}(2)} \end{aligned} \quad (3a)$$

$$\begin{aligned} S_t(1,2) &= \overline{(T_{nt}(1) - \overline{T_{nt}(1)})(T_{nt}(2) - \overline{T_{nt}(2)})} = \\ &= \overline{(a_{nt}(1) + b_{nt}(1))(a_{nt}(2) + b_{nt}(2))} = \\ &= \overline{a_{nt}^2} + \overline{b_{nt}(1)b_{nt}(2)} \end{aligned} \quad (3b)$$

$$\begin{aligned} \rho_t(1,2) &= S_t(1,2)/S_t(1).S_t(2) = \overline{(a_{nt}^2 + b_{nt}(1)b_{nt}(2))} / \\ &S_t(1).S_t(2) \end{aligned} \quad (3c)$$

$$\overline{\Delta T_t(1,2)}^2 = \overline{(b_t(1) - b_t(2))^2} = 2\overline{b_t^2} - 2\overline{b_t(1)b_t(2)} \quad (4)$$

#### Opmerkingen:

1. De "reële" variaties "a" worden statistisch onafhankelijk ondersteld van de "interpretatie" variaties "b"; zie vergelijking: (1), (2) en (3).
2. Gesteld wordt dat de variantie van de interpretatiefout per rooster  $\overline{(b_{nt}^2)}$  en de variantie van de gemiddelde interpretatiefout voor de zes roosters tezamen,  $\overline{b_t^2}$ , voor beide onderzoekers dezelfde zijn; zie vergelijking (3a) en (4).
3. Als beide roosters op hetzelfde meetmateriaal berusten dan geldt voor de "reële" variaties:  $a_{nt}(1) = a_{nt}(2) = a_{nt}$ ; zie vergelijking (3).

#### 5. Berekening.

Men mag a priori verwachten dat er enige positieve correlatie bestaat tussen de interpretatiefouten van beide onderzoekers d.w.z. dat de laatste termen van (3a), (3b) en van (4) positief zijn. Als evenwel aangenomen wordt dat deze correlatie gering is (zie ook punt 7 hierna), is het mogelijk een (minimum) schatting voor de grootte van deze fout en een (maximum) schatting voor de reële variatie te maken op grond van het voorgaande.

- Gemiddelde interpretatie fout (zie (4)):  $\overline{b_t^2}$  (min.) =  $\frac{1}{2} \overline{\Delta T_t(1,2)}^2$  (5)  
(over alle roosters)
- Variantie interpretatie fout over rooster (zie (3a)) :  $\overline{b_{nt}^2}$  (min.) =  $\frac{1}{2} S_{\Delta t}^2(1,2)$  (6)

- Reële temperatuur variantie over rooster (zie (1) en (6)):  $\overline{a_{nt}^2}(\max) = S_t^2 - \frac{1}{2} S_{\Delta t}^2$  (1,2) (7)  
(waarbij  $S_t^2$  benaderd wordt door het gemiddelde van  $S_t^2(1)$  en  $S_t^2(2)$ ).

Uit vergelijking (2) volgt tenslotte een schatting van de covariantie van de geïnterpreteerde temperaturen van twee roosters: zie tabel 10 en figuur 38-c.

### 6. Resultaten.

Volgende tabel geeft de berekenings-resultaten en de daaruit volgende waarden volgens de vergelijkingen (6) en (7).

Tabel: Vergelijking onderzoekers (voor verklaring symbolen: zie tekst)

Lus	1e onderz.		2e onderz.		verschil			berekening		
	$\overline{T_t(1)}$	$S_t(1)$	$\overline{T_t(2)}$	$S_t(2)$	$\overline{\Delta T_t(1,2)}$	$S_{\Delta t}(1,2)$	$\rho_t(1,2)$	$\overline{\Delta T_t(1,2)}^2$	$\overline{b_{nt}^2}$	$\overline{a_{nt}^2}$
III(1)	18,699	0,455	18,675	0,456	0,024	0,21	0,89	0,0006	0,02	0,19
III(2)	18,666	0,648	18,618	0,589	0,048	0,21	0,95	0,0023	0,02	0,36
III(3)	18,510	0,641	18,484	0,592	0,026	0,25	0,92	0,0007	0,03	0,35
D(1)	19,314	0,485	19,280	0,501	0,034	0,19	0,93	0,0012	0,02	0,22
D(2)	18,963	0,583	18,960	0,526	0,003	0,32	0,86	0,0000	0,05	0,26
D(3)	18,814	0,606	18,751	0,592	0,063	0,34	0,84	0,0040	0,06	0,30
Gemiddeld:					0,033	0,25	0,90	0,0015	0,03	0,28

### 7. Conclusies.

Uitgaande van de in punt 6 gegeven resultaten wordt tenslotte de gewenste schatting voor de grootte van de verhouding tussen de interpretatiefouten en de reële temperatuur-varianties verkregen; gemiddeld blijkt:

$$\sqrt{\overline{b_{nt}^2}/\overline{a_{nt}^2}} = (\frac{1}{2} \times 0,015/0,28)^{\frac{1}{2}} \approx 0,05$$

$$\sqrt{\overline{b_{nt}^2}/\overline{a_{nt}^2}} = (0,03/0,28)^{\frac{1}{2}} \approx 0,33$$

Zoals uit het in punt 5 gestelde volgt zijn deze verhoudingen met de gegeven getallen vermoedelijk iets onderschat.

Samenvattend: de gemiddelde interpretatiefout in een isolijnenpatroon ( $\overline{b_t}$ ) was in deze gevallen ten opzichte van de reële variaties praktisch te verwaarlozen; de (niet-systematische) interpretatiefout in de temperatuur van een roosterpunt bedroeg ongeveer  $0,2^{\circ}\text{C}$ . Dit is circa  $1/3$  van de totale standaarddeviatie in de temperatuur voor deze patronen van lus III. Mede gezien het feit dat de gevonden waarden minimum-schattingen zijn, is als interpretatiefout van een isolijnenpatroon in III.c.1 (zie punt 2-b) de gemiddelde standaarddeviatie van het verschil tussen roosterparen berustend op de respectievelijk interpretatie van twee onderzoekers genomen:  $S_{\Delta t}(1,2) = 0,25^{\circ}\text{C}$  (zie tekst en vergelijking (6)).

SUMMARY

Determination of sea surface temperature from infrared radiation-  
A critical evaluation of the method

I. Theory.

1. Introduction (§ I.a). Chapter I contains a short description of the method with its theoretical background. It gives a survey of the methods used by various authors to correct the instrument<sup>1)</sup> signal in order to derive the true mixed layer temperature. New is the calibration procedure, separating the ambient influences on the meter from the instrument factors (I.b. 4 and 5). In the next sections, in which the signal correction formulae are given or indicated, it is useful to refer to the following scheme.

Schematic definitions of the signal correction parameters								
$T_w$	=	$T_B$	+ $\Delta_{corr}$	+ $\Delta_{vl}$	+ $\Delta(a)$	+ $\Delta(r)$	+ $\Delta(B)$	(°C)
		← $T_{zw}$ →						§ I.b.4
		← $T_s(H)$ →						§ I.b.5
		← $T_s(0)$ →						§ I.c.3
		← $T_o$ →						§ I.c.4
		← $T_w$ →						§ I.d.4

- $T_w$  : true mixed layer temperature
- $T_B$  : temperature measured by the Barnes PRT-5
- $T_{zw}$  : black body temperature
- $T_s(h)$  : radiation temperature at h metres
- $T_s$  : above of the sea surface
- (h = 0): sea surface; h = H: flight altitude)
- $T_o$  : true skin temperature<sup>2)</sup>
- $\Delta_{corr}$  : instrument correction
- $\Delta_{vl}$  : correction for ambient temperature differences
- $\Delta(a)$  : correction for atmospheric influences
- $\Delta(r)$  : correction for reflection on the water surface
- $\Delta(B)$  : difference between  $T_w$  and  $T_o$

Remarks:

- 1) Infrared radiation thermometer: Barnes PRT-5: 9.5-11.5  $\mu m$ ,  $3 \times 3^\circ$ ; H = 150m.
- 2) The skin temperature  $T_o$  is the temperature of the upper water boundary layer of which the infrared radiation originates.



2. Calculation of the radiation temperature  $T_S(H)$  (§ I.b). After calculation of the meter-temperature  $T_B$  from the instrument output flying at an altitude of  $H$  metres, the so-called black body temperature  $T_{\text{bb}}$  is determined with the aid of the results of a black body (see figure 5) calibration ( $\Delta_{\text{corr}}$ ). The radiation temperature  $T_S(H)$  follows then by correcting for the ambient temperature differences during the measurement ( $\Delta_{v1}$ ). Formula (6), (7) and (9) give:

$$T_S(H) = T_B + \Delta_{\text{corr}} + 0.1 (T_{\text{omg}} - T_{\text{ijk}}) \quad ^\circ\text{C}$$

where  $T_{\text{omg}}$  and  $T_{\text{ijk}}$  are the ambient temperatures during the measurement and during the black body calibration, respectively.

3. Calculation of the skin temperature  $T_0$  (§ I.c). Starting from the radiation temperature  $T_S(H)$ , the correction for the influence of the atmospheric layer between meter and sea surface  $\Delta(a)$  is applied<sup>1)</sup>, resulting in the radiation temperature at sea level  $T_S(0)$ . From this the skin temperature is found by applying the correction for the reflection of ambient radiation on the water surface  $\Delta(r)$ . The calculation of  $\Delta(a)$  and  $\Delta(r)$  differs from author to author; sometimes even both corrections are combined,  $\Delta(a, r)$ . In this report six different approximations, labeled by the authors name, are taken into account: Lorenz (1975), Saunders (1967<sup>a</sup> and 1970), Frank (1964), Tien (1974) and Shaw and Irbe (1972). See I.e.3, pages 24 and 25. In their calculations the following parameters are used, among others:

- $\bar{\epsilon}$  : averaged emission coefficient of water; in our case (9.5 - 11.5  $\mu\text{m}$ ) we used  $\bar{\epsilon} = 0.99$ , valid for a clean water surface. See table 1, page 7.
- $\bar{A}$  : effective absorption of the air column between meter and sea surface; in our case ( $H = 150$  m) we used:  $\bar{A} = 0.15 m_w$ ; where  $m_w$  : quantity of precipitable water (cm or  $\text{g}/\text{cm}^2$ ). See table 4, page 9.
- $T(h)$  : air temperature at  $h$  metres altitude.
- $T^a$  : sky or cloud base temperature.
- $T_S^c(H, 60)$  : radiation temperature, measuring under an angle of 60 degrees with the vertical.

4. Calculation of the mixed layer temperature  $T_w$  (§ I.d). After the calculation of the true skin temperature  $T_0$ , the mixed layer temperature  $T_w$  can finally be calculated by correcting for the temperature difference (see figure 15) over the skin layer:  $\Delta(B)$ . The formula for  $\Delta(B)$  has been deduced from the papers of Saunders (1967<sup>b</sup>) and Hasse (1971) and is based on the so called bulk-transfer-equations (see page 19) for the energy flux through the air-sea-interface. Formula (43) gives: 2)

Remarks:

- 1) If necessary the atmospheric correction for the 9.5-11.5  $\mu\text{m}$  interval used was calculated from the correction of the 8-14  $\mu\text{m}$  interval, by multiplying the latter with a faktor 0.65 (Weiss, 1971).
- 2) During the printing of this report a simular calculation procedure was found in an article by Hicks and Hess: J. Phys.Ocean.Vol 7(1): 141-145, jan. 1977

$$T_w = T_o + 0.014 \frac{Q}{\bar{U}_{10}} = T_o + 0.026 \cdot \bar{\Delta T} + 0.065 \cdot \bar{\Delta q} + 0.014 \cdot \frac{Q_{ir}}{\bar{U}_{10}} \quad ^\circ\text{C}$$

where:  $Q$  is the net energy flux from the water to the atmosphere and  $Q_{ir}$  the net outward longwave radiation flux (I.d.3: (36)), both in  $\text{W/m}^2$ ;  
 $\Delta T = T_o - T_a(10)$  and  $\Delta q = q_{\text{max}}(T_o) - q(T_a(10))$  in  $\text{g/kg}$  (I.d.4);  $\bar{U}_{10}$  is the averaged wind velocity at 10 metres above the water surface, in  $\text{m/s}$ .

## II. Measuring Results.

1. Introduction (§ II.a). Chapter II describes the flightplan and the standard measuring procedures and gives the experimental results of ten measuring flights made over a sea area along the Dutch shore. See figures 17 and 30.

2. Measuring results (§ II.b). The isotherm patterns which are the outcome of these ten flights are given in the figures 20 up to 29; the relevant flight data are listed in table 7 (page 32). The following conclusions can be drawn from these results:

- The general direction of the isotherms and the magnitude of the temperature gradient perpendicular to the shoreline agree well with the expectations.
- The complexity of the patterns, especially during summer, strongly complicates the elaboration of the results. A possible routine use of this remote sensing system should therefore be better started in the winter period, when local and temporal temperature fluctuations are rather small.
- In some of the figures it is possible to detect traces of Rhine water and sluice water from IJmuiden.
- As yet no correlation was found between the temperature patterns of subsequent monthly flights.

3. Comparison with groundtruth (§ II.c). During each flight mixed layer water temperatures ("groundtruth") and other parameters were measured at two points along the flightpath (l.v. Goeree and Texel). Calculation of the mixed layer temperature from the flightdata,  $T_w(\text{ber})$ , and comparison with the groundtruth,  $T_w(\text{wng})$ , learnt that (see table 8, page 35):

- The correction for the atmospheric and reflection influences combined,  $\Delta(a, r)$ , averaged over all methods except that of Saunders (1967<sup>a</sup>) - which deviated strongly from the others - and averaged over both points in all flights, is  $0.2^\circ\text{C}$ .

It appears that the average correction was approximated best by the results of the methods of Tien (1974), equation (30), and of Shaw and Irbe (1972), figure 14.

- The calculated difference  $\Delta(B)$  between the skin temperature and the calculated mixed layer temperature is positive in each case and has an average value of  $0.4^\circ\text{C}$ .
- The calculated mixed layer temperature appears, in the average, to be  $0.7^\circ\text{C}$  higher than the groundtruth. No clear explanation could be given for this difference.

### III. Examination of the pattern properties.

1. Introduction (§ III.a). Chapter III deals with the examination of the properties of the isotherm patterns as obtained from the measurements according to the standard procedures (chapter II) and after applying the corrections (chapter I). In order to obtain the necessary data, a second measuring campaign had been planned but, due to technical failures, only one flight (August 1974, figure 28) was completely successful. The conclusions, therefore, had to be based on this one flight.

2. Examination of the patterns (§ III.a.3). The flightplan was designed such that the "standard" patterns would be acquired as well as a sequence of patterns from more detailed records of one particular loop (III, figure 30). This loop has been flown three times as a whole and three times in more detail; see table 9, page 45. These six patterns have been examined with respect to their representative quality and to the magnitude of the error caused by subjective interpretation of data and subjective interpolation between flightlines.

3. Qualitative examination (§ III.b). A visual comparison of the patterns given in the figures 31 and 32 (both based on the same data but drawn independently by two different persons) gives an idea of the influence of subjective interpretation.

4. Quantitative examination (§ III.c). Digitized temperature patterns were obtained by laying a grid with mesh size 1.5 km over the area; an example is given in figure 36.

From this data estimates could be made for the contributions of various error sources to the total random error in the temperature in a grid point; this total error was estimated to be  $0.4^{\circ}\text{C}$  (standard error).

The patterns appeared to be reasonable conservative within a period of about three hours. See table 10 (page 52) and figure 38 where, among others, the mean temperature differences and the correlation coefficients of pairs of patterns are given as function of the difference in observation time.

## LITERATUUR

- 1) Bignell, J.K., 1970  
The water vapour infrared continuum.  
Quart.J.Roy.Met.Soc. Vol. 96(409):  
390-403 (July 1970).
- 2) Buettner, K.J.K., Kern, C.D.,  
1965  
The determination of infrared emissivi-  
ties of terrestrial surfaces.  
J.Geophys.Res. Vol. 70(6): 1329-1337,  
1965.
- 3) Businger, J.A., 1973  
Turbulent transfer in the atmospheric  
surface layer.  
Workshop on Micromet. Air Force Cambridge  
Res.Lab. Am.Met.Soc. 1973.
- 4) Businger, J.A., 1975  
Interactions of sea and atmosphere.  
WR 75-6, KNMI, De Bilt, Holland, 1975.
- 5) Campassaro, P., Ricolfi, T.,  
1966  
Effective emissivity of a spherical  
cavity.  
J.Appl.Opt. Vol. 5(6): 929-932 (June  
1966).
- 6) Carlon, H.R., 1970  
Infrared emission by fine water aerosols  
and fogs.  
J.Appl.Opt. Vol. 9(9): 2000-2006,  
September 1970.
- 7) Carrier, L.W., Cato, G.A.,  
von Essen, K.J., 1967  
The backscattering and extinction of  
visible and infrared radiations by  
selected major cloud models.  
J.Appl.Opt. Vol. 6(7): 1209-1216, July  
1967.
- 8) Chang, J.H., Wagner, R.N.,  
1975  
Lab.measurements of surface temperature  
fluctuations induced by small amplitude  
surface waves.  
J.Geophys.Res. Vol. 80(18): 2677-2687,  
June 1975.
- 9) Clark, H.L., 1967  
Some problems associated with airborne  
radiometry of the sea.  
J.Appl.Opt. Vol. 6(12): 2151-2157,  
December 1967.
- 10) Clark, J.R., Frank, J.L., 1963  
Infrared measurement of sea surface  
temperature.  
Undersea Technology 4: 20-23, October  
1963.
- 11) Clauss, E., Hinzpeter, H., and  
Müller-Glewe, J., 1970  
Messungen zur Temperaturstruktur im Wasser  
an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre.  
"Meteor" Forschungsergebnisse, Reihe B,  
no. 5: 90-94, 1970.

- 12) Coantic, M., 1973 Une revue des processus physiques des interactions océan-atmosphère.  
Moderne Topics in Microwave Prop. and Air-Sea Interaction. Zancla 1973.
- 13) Colacino, M., Vivona, F.M., 1970 Sea surface temperature measurements by infrared radiometer.  
J.Pure and Appl.Geophys. Vol. 83(VI): 98-110, 1970.
- 14) Combs, Al., Weickmann, H.K., Nader, C., Tobo, A., 1965 Application of infrared radiometers to meteorology.  
J.Appl.Met. Vol. 4(2): 253-262 . April 1965.
- 15) Davies, J.A., Robinson, P.J., Nunez, M., 1971 Field determinations of surface emissivity and temperature for Lake Ontario.  
J.Appl.Meteor. Vol. 10(4): 811-819, 1971.
- 16) Davies, P.A., Viezee, W., 1964 A model for computing infrared transmission through atmospheric water vapour and carbon dioxide.  
J.Geophys.Res. Vol. 69(18): 3785-3794, 1964.
- 17) Deirmendjan, D., 1964 Scattering and polarization properties of water clouds and bases in the visible infrared.  
J.Appl.Opt. Vol. 3(2): 189-196. February 1964.
- 18) Deschamps, P.J., Lecompte, P., Van Houtte, J.C., 1971 Interpretation des mesures de température de la mer par radiométrie infrarouge.  
Agard Conf.Proc. no. 90: C8 9071, 1971.
- 19) Dingman, S.L., 1972 Equilibrium temperatures of water surfaces as related to air temperature and solar radiation.  
Water Resources Res. Vol. 8(1): 42-49. February 1972.
- 20) Ewing, G., McAlister, E.D., 1960 On the thermal boundary layer of the ocean.  
Science. Vol. 131(3410): 1374-1376, 1960.
- 21) Frank, J.L., 1964 Accuracy of airborne infrared thermometry.  
Workshop Report, Bureau of Sportfish and Wildlife, no. 202, November 1964.
- 22) Friedman, D., 1969 Infrared characteristics of ocean water (1,5 - 15  $\mu$ m).  
Appl.Optics, Vol. 8(10): 2073-2078, October 1969.
- 23) Fuchs, M., Tanner, C.B., 1966 Infrared thermometry of vegetation.  
Agronomy J. Vol. 58( ): 597-601, 1966.

- 24) Gates, D.M., 1968  
Sensing biological environments with a portable radiation thermometer. J.Appl.Opt. Vol. 7(9): 1803-1807, September 1968.
- 25) Gorodetskii, A.K., Gurvich, A.S., Migulin A.V., 1967  
The determination of the groundtemperature from an airplane by measuring the outgoing radiation in the 8-14  $\mu\text{m}$  band. Atm. and Ocean.Phys. Vol. 3: 373-375, 1967.
- 26) Grossman, R.L., Beau, B.R., Marlatt, W.E., 1969  
Airborne infrared radiometer investigation of water surface temperature with and without an evaporation-retarding monomolecular layer. J.Geophys.Res. Vol. 74(10): 2471-2476, 1969.
- 27) Hasse, L., 1963  
On the cooling of the sea surface by evaporation and heat exchange. Tellus (15): 363-366, 1963.
- 28) Hasse, L., 1971  
The sea surface temperature deviation and the heatflow at the sea-air interface. Boundary-Layer Meteorology. Vol. 1(3): 368-379, 1971.
- 29) Hicks, B.B., 1975  
A procedure for the formulation of bulk transfer coefficients of water. Boundary-Layer Meteorology. Vol. 8: 515-524, 1975.
- 30) Hill, R.H., 1972  
Laboratory measurements of heat transfer and temperature structure near an air-water interface. J.Phys.Oceanogr. Vol. 2: 190-198, April 1972.
- 31) Hodges, J.A., 1972  
Aerosol extinction contribution to atmospheric attenuation in infrared wavelengths. J.Appl.Opt. Vol. 11(10): 2304-2310, October 1972.
- 32) Holter, M.R., Ligault, R.R., 1965  
Orbital sensors for oceanography. Oceanography from space. Woods Hole - ref. no. 65-10: 98-99 (1965).
- 33) Hudson, R.D.  
Infrared system engineering. Uitgave: Wiley Interscience Series-London.
- 34) Huebner, G.L., 1968  
The uses of remote sensing in oceanography. Publ. of Texas A and M University. 1968.
- 35) Hupfer, 1974  
Über den mittleren Wärmehaushalt der ufernahe Zone der W.Ostsee. Geophys.und Geologie. Serie 3, Heft 1, Band 1, 1974.

- 36) Idso, S.B., Jackson, R.D., 1968<sup>a</sup>      Significance of fluctuations in sky radiant emittance for infrared thermometry. *Agronomy J.* Vol. 60( ): 388-392. 1968.
- 37) Idso, S.B., Jackson, R.D., 1968<sup>b</sup>      A note on the role of sky radiance in infrared thermometry. *J.Appl.Met.* Vol. 7(3): 521-522, 1968.
- 38) Idso, S.B., Jackson, R.D., 1969      Thermal radiation from the atmosphere. *J.Geophys.Res.* Vol. 74(23): 5397-5403. October 1969.
- 39) Idso, S.B., Fuchs, H., Tanner, C.D., 1971      Comments on "Errors in thermometry and radiometry". *J.Appl.Met.* Vol. 10(5): 1041-1042 , October 1971.
- 40) Idso, S.B., 1975      On the influence of surface albedo on the change in the atmospheric radiation balance due to aerosols. *J.Atmosph.Environm.* Vol. 9(8): 766-767. August 1975.
- 41) Irbe, J.G., 1969      Some unusual surface water temperature patterns in the Great Lakes, as determined by airborne radiation thermometer surveys. *Proc. 12th Conf.Great Lakes Res.:* 583-607, 1969.
- 42) Kahlig, P., 1973      Zur theoretische Begründung einiger empirischen Verdunstungsformulen. *Arch.Met.Geoph.Biokl. Serie A,* vol. 22(4): 409-424, 1973.
- 43) Kamenkovich, V.M., 1969      A model for determining the surface temperature of the ocean. *Oceanology.* Vol. 9(1), 1969.
- 44) Karoli, A.R., Hicksey, J.R., Nelson, R.E., 1967      An absolute calibration source for laboratory and satellite infrared spectrometers. *J.Appl.Opt.* Vol. 6(7): 1183-1188, July 1967.
- 45) Katsaros, K.B. and Businger, J.A., 1973      Comments on the determination of the total heat flux from the sea with a two-wavelengths radiometer system as developed by McAlister. *J.Geophys.Res.* Vol. 78(12): 1964-1970, April 1973.
- 46) Keijman, Q.R., 1974      The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data. *Bound.Layer Meteor.* Vol. 7: 399-407, 1974.
- 47) Kimura, R., Misawa, N., 1970      Observations of sea surface temperature by infrared radiation thermometer. *J.Oceanogr.Soc.Japan.* Vol. 26(1): 22-37. February 1970.

- 48) Kitaygorodskii, S.A., Kutnetsov, O.A., Panin, G.L., 1973 Coefficients of drag, sensible heat and evaporation in the atmosphere over the surface of the sea. Izv.Atm.and Ocean.Phys. Vol. 9(11): 1135-1141, 1973.
- 49) Kondrat'ev, K.Y. et al, 1966 The spectra distribution of the infrared radiation in the free atmosphere. Izv.Atm.and Ocean.Phys. Vol. 2(2): 121-136, 1966.
- 50) Kondrat'ev, K.Y., 1972 Radiation in the atmosphere. Uitgave: Acad.Press, New York, 1969. WMO no. 309, 1972.
- 51) Laevastu, 1963 Energy exchanges in the North Pacific: its relation to weather and its oceanographic consequences. Hawaii Inst.Geophys.Rep.no. 30, March 1963.
- 52) Laevastu, Clark and Wolff, 1970 Annual cycles of heat in the northern hemisphere oceans and heat distribution by ocean currents. Technical note no. 53, January 1970, Fleet Monthly Weather Central.
- 53) Lecomte, P., Deschamps, G., 1970 Mesure de la temperature superficielle de l'océan du moyen d'un radiomètre infrarouge. Cahiers Oceanogr. 12e Annex (2): 155 e.v. Février 1970.
- 54) Lecomte, P., Deschamps, P.Y., Van Houtte, J.C., 1973 Améliorations apportées à la mesure de la temperature de surface de l'océan par l'utilisation d'un radiomètre infrarouge. Appl.Opt. Vol. 12(9): 211-2121, 1973.
- 55) Lenschow, D.H., Dutton, J.A., 1964 Surface temperature variations measured from an airplane over several surface types. J.Appl.Met. Vol. 3: 65-69, February 1964.
- 56) Lorenz, D., 1966 The effect of the long wave reflectivity of natural surfaces on surface temperature measurements using radiometers. J.Appl.Meteor. Vol. 5( ): 421-430, 1966.
- 57) Lorenz, D., 1968 Temperature measurements of natural surfaces using infrared radiometers. Appl.Optics, Vol. 7(9): 1705-1710, 1968.
- 58) Lorenz, D., 1971<sup>a</sup> Zur Methodik der Oberflächentemperaturmessung von Wasser mit Infrarotstrahlungsthermometern. Forschungsber.Wehrtechn.71-6, Dok.Zeitschr. Bundeswehr, Bonn, 1971.



- 59) Lorenz, D., 1971<sup>b</sup> Zur Methodik der radiometrischen Messung der Wasseroberflächentemperatur. Meteor.Rdsch. Vol. 24(5): 148-156, September-Oktober 1971.
- 60) Lorenz, D., 1971<sup>c</sup> Wasseroberflächentemperatur - Messungen mit Infrarot-Strahlungsthermometern. Besond.Mitt.z.Dt.Gewässerkd1.Jahrb. no. 31: 484-501, 1971.
- 61) Lorenz, D., 1971<sup>d</sup> Flugzeugmessungen des Oberflächentemperaturs über See. Forschungsber.Wehrtechn. 71-7, Dok.Zentr. Bundeswehr, Bonn, 1971.
- 62) Lorenz, D., 1973 Die radiometrische Messung des Boden- und Wasseroberflächentemperatur und ihre Anwendung ins besonder aus dem Gebiet der Meteorologie. Ztschr.für Geophysik, Band 39: 627-701, 1973.
- 63) Lowrey,W.P., Gay, L.W., 1970 Errors in infrared thermometry and radiometry. J.Appl.Meteor. Vol. 9(6): 929-933, December 1970.
- 64) MacIntyre, F., 1974 Top millimeters of the ocean. J.Sc.Am., May 1974.
- 65) Malkevich, Gergiyevskiy, Rozenburg, Shikurov, Chavic, 1973 The transparency of the atmosphere in the infrared. Atm. and Ocean.Phys. Vol. 9(12): 718-724. December 1973.
- 66) Marlatt, W.E., 1967 Remote and in situ temperature measurements of land and water surfaces. J.Appl.Meteor. Vol. 6( ): 272-279, April 1967.
- 67) McAlister, E.D., McLeish, W., 1969 Heat transfer in the top millimeter of the ocean. J.Geophys.Res. 74( ): 3408-3414, 1969.
- 68) McAlister, E.D., McLeish, W., 1970 A radiometric system for airborne measurement of the total heat flow from the sea. Appl.Opt. Vol. 9(12): 2697-2705, 1970.
- 69) McAlister, E.D., McLeish, W., 1971. Airborne measurements of the total heat flux from the sea during Bomex. J.Geophys.Res. Vol. 76(18): 4172-4180. June 1971.
- 70) McGrath, J.R., Osborne, M.F.M., 1973 Some problems associated with winddrag and infrared image of the sea surface. J.Phys.Oceanogr. Vol. 3(3): 318-327. June 1973.

- 71) McLeish, W., and Putland, G.E., 1975  
Measurements of winddriven flowprofiles  
in the top millimeters of water.  
J.Phys.Oceanogr. Vol. 5(3): 516-518, April  
1975.
- 72) Mikhaylov, B.A., Zolojarev, V.M., 1970  
Emissivity of liquid water.  
Atmosph.and Ocean.Phys. Vol. 6(1): 96-97,  
1970.
- 73) Moriyasu, S., 1969  
On the change of monthly seasurface tem-  
peratures in the W.N. Pacific (I).  
Ocean.Mag. Vol. 21(1): 1-11, July 1969.
- 74) Ogura, Y., et al., 1969  
Survey of sea surface temperature of the  
Tsushima warm current with airborne and  
seaborne radiation thermometers.  
J.Met.Soc.Japan. Vol. 47(4): 310-318 . 1969.
- 75) Omholt, T., 1973  
Estimation of the oceanic momentum sublayer  
thickness.  
J.Phys.Ocean. Vol. 3(3): 337-338, July 1973.
- 76) Osborne, M.F.M., 1964  
The interpretation of infrared radiation from  
the sea in terms of its boundary layer.  
Deutsch.Hydr.Zeitschr. Jahrgang 17, Heft 3:  
115-136, 1964.
- 77) Osborne, M.F.M., 1965  
The effect of convergent and divergent flow  
patterns on infrared and optical radiation  
from the sea.  
Deutsch.Hydr.Zeitschr. Jahrgang 18, Heft 1:  
1-25, 1965.
- 78) Paulson, C.A., Parker, T.W., 1972  
Cooling of a water surface by evaporation,  
radiation and heat transfer.  
J.Geophys.Res. Vol. 77(3): 491-495, 1972.
- 79) Pickett, R.L., 1966  
Environmental corrections for an airborne  
radiation thermometer.  
Proc. 4th Symp.Remote Sensing of Environment-  
Willow Run Lab.- Ann Arbor, Michigan, USA,  
1966.
- 80) Platt, C.M.R., 1972  
Airborne infrared radiance measurements  
(10-12  $\mu$ m) off tropical eastcoast Australia.  
J.Geophys.Res. Vol. 77(9): 1597-1609,  
March 1972.
- 81) Razumovskii, I.T., 1973  
Reducing the influence of sky radiation in  
radiation thermometer measurements of sea  
surface temperature.  
Atm.and Ocean.Phys. Vol. 9(12): 755-756,  
December 1973.
- 82) Richards, T.L., 1969  
Remote sensing by infrared techniques.  
Instrum.and Obs.Tech. - Hyd.Symp.no. 7-1969.

- 83) Richards, T.L., Webb, M.S., 1971      Watertemperature and evaporation regimes and freeze-up characteristics of selected lakes in Northern Ontario. Climatol.Studies, no. 18, Atm.Environment Service, Toronto, 1971.
- 84) Richardson, W.S., and Wilkins, C.H., 1958      An airborne radiation thermometer. Deep-Sea Research 5: 62-71, 1958.
- 85) Richter, D., 1969      Darstellung von Methoden zur rechnerischen Bestimmung der Gebietverdunstung. Abh.Met.Dienstes DDR, no. 98, Band 13, 1969.
- 86) Robinson, P.J., Davies, J.A., 1972      Laboratory determinations of water surface emissivity. J.Appl.Meteor. Vol. 11(8): 1391-1393, 1972.
- 87) Saunders, P.M., Wilkens, C.H., 1966      Precise airborne radiation thermometry. Proc.4th Symp.on Remote Sensing of Environment. Willow Run - Ann Arbor, Mich., USA, 1966.
- 88) Saunders, P.M., 1967<sup>a</sup>      Aerial measurement of sea surface temperature in the infrared. J.Geophys.Res. Vol. 72(16): 4109-4117. August 1967.
- 89) Saunders, P.M., 1967<sup>b</sup>      The temperature at the ocean-air interface. J.Atmosph.Sc. Vol. 24( ): 269-273, 1967.
- 90) Saunders, P.M., 1970      Corrections for airborne thermometry. J.Geophys.Res. Vol. 75(36): 7596-7601, 1970.
- 91) Saunders, P.M., 1973      The skin temperature of the ocean. A review. Mem.Soc.Roy.Sc.Liège, series 6(VI): 93-98, 1973.
- 92) Shaw, R.W., Irbe, J.G., 1972      Environmental adjustments of the airborne radiation thermometer measuring water surface temperature. Water Resources Research. Vol. 8(5): 1214-1225, 1972.
- 93) Simpson, J.H., Hunter, J.R., 1974      Fronts in the Irish Sea. Nature. Vol. 250(5465): 1104-1106, August 1974.
- 94) Tien, C.L., 1974      Atmospheric corrections for airborne measurements of sea surface temperatures. J.Appl.Opt. 13(8): 1745-1746, August 1974.

- 95) Verploegh, G., 1959  
Klimatologische gegevens voor de Nederlandse lichtschepen over de periode 1910-1940. (III) Mededelingen en Verhandelingen KNMI, no. 67, 1959.
- 96) Warnecke, G., McMillan, Allison, L.J., 1969  
Satellite surface temperature measurements.  
NASA Techn. Note. TN-D-5142, 1969.
- 97) Warnecke, G., Allison, McMillan Szekiolda, 1971  
Remote sensing of ocean currents and surface temperature changes derived from the Nimbus II satellite.  
J.Phys.Oceanogr. Vol. 1(1): 45-60. June 1971.
- 98) Warsh, K.L., Brower, W.A. and Garstang, M., 1972  
Comparison of sensible and latent heat flows computed from measurements by ship and spar buoy in the tropical ocean.  
Deutsch.Hydr.Zeitschr. 25.Jahrgang, Heft 2, 1972.
- 99) Warsh, K.L. 1973  
Relation of sea-air interface energy fluxes to convective activity in the tropical Atlantic Ocean.  
J.Geophys.Res. Vol. 78(3): 504-510, January 1973.
- 100) Weiss, M., 1967  
Infrared in meteorology.  
Weatherwise. Vol. 20(4): 156-161, August 1967.
- 101) Weiss, M. 1971  
Airborne measurements of earth surface temperature (ocean and land) in the 10-12  $\mu\text{m}$  and 8-14  $\mu\text{m}$  regions.  
Appl.Opt. Vol. 10(6): 1280-1287, 1971.
- 102) Wolff, P.M., 1965  
Oceanography from space.  
Woods Hole, ref.no. 65-10-1965.

## TOELICHTING OP DE FIGUREN

### Ad hoofdstuk I.

- Figuur 1 Zwarte voorwerpstraling (in  $W/m^2$ ) bij de voorkomende maximale ( $+35^{\circ}C$ ) en minimale ( $-2^{\circ}C$ ) oceaanwater-oppervlaktetemperatuur. Tevens is aangegeven de atmosferische absorptie (in %) voor een weglengte van 1000 ft en een golflengte-interval van 0-25  $\mu m$ . In de figuur staat aangegeven welke 3-atomige moleculen voornamelijk de absorptie veroorzaken bij een bepaalde golflengte. (Naar Holter en Ligault, 1965)
- Figuur 2 De spectrale gevoeligheid ( $\phi(\lambda)$ ) van de twee types infraroodstralingstemperatuurmeters; kromme 1 : 8 - 14  $\mu m$ , kromme 2: 9,5 - 11,5  $\mu m$  bereik. (Naar Lorenz, 1973)
- Figuur 3 Langgolvlige hemelstraling ( $G(\lambda) / \pi$ ) in de buurt van het zenith, per ruimtehoek, over een golflengte-interval van 0 - 15  $\mu m$ . Kromme 1: onbewolkt, kromme 2: bewolkt. (Naar Bell, geciteerd door Lorenz, 1973)
- Figuur 4 Principeschema van de infraroodstralingstemperatuurmeter: Barnes PRT-5.
- Figuur 5 Schema van de eigenbouw zwartstraler, ter ijking van de PRT-5.
- Figuur 6 Emissiecoëfficiënt van zuiver water ( $\epsilon(\lambda)$ ) in een golflengte-interval van 0 - 15  $\mu m$ . (Naar Robinson en Davies, 1972)
- Figuur 7 Emissie- en reflectiecoëfficiënt van een glad wateroppervlak als functie van de waarnemingshoek, bij de golflengtes: 8,0, 11,0 en 12,5  $\mu m$ . (Naar McSwain en Bernstein, geciteerd door Buettner en Kern, 1972)
- Figuur 8 Emissiecoëfficiënt van oceaanwater in het golflengte-interval van 6 - 15  $\mu m$ ; bij loodrechte waarneming en onder een hoek van  $60^{\circ}$  waarneming. (Naar Frank, 1964)
- Figuur 9 Emissiecoëfficiënt van de atmosfeer bij ongeveer  $0^{\circ}C$ , in het golflengte-interval van 0 - 24  $\mu m$ . (Naar Idso en Jackson, 1969)
- Figuur 10 Atmosferische correctie ( $T_s(0) - T_s(H)$ ) voor meethoogte  $H = 300$  m en een meter met bandbreedte: 8 - 14  $\mu m$ . Abscis: op  $H = 300$  m gemeten stralingstemperatuur ( $T_s(H)$ ); ordinaat: op  $H = 300$  m gemeten luchttemperatuur ( $T_a(H)$ ). (Naar Lorenz, 1973)
- Figuur 11 Idem als figuur 10, voor een meethoogte  $H = 900$  m.

- Figuur 12 Reflectiecorrectie ( $T - T_0$ ) voor een glad wateroppervlak en een meter met bandbreedte:  $9,5 - 11,5 \mu\text{m}$ , bij heldere hemel. Abscis: op  $H = 0$  m gemeten stralingstemperatuur ( $T_0$ ); ordinaat: op  $H = 0$  m gemeten luchttemperatuur ( $T_a$ ). (Naar Lorenz, 1973).
- Figuur 13 Reflectiecorrectietabel ( $T - T_0$ ) voor diverse soorten bewolking en een meter met bandbreedte:  $8 - 15 \mu\text{m}$ . (Naar Saunders, 1970).
- Figuur 14 Atmosferische en reflectiecorrectie ( $T - T(H)$ ) voor een meter met bandbreedte:  $8 - 14 \mu\text{m}$ . Figuur 14.a: onbewolkt; figuur 14.b: bewolkt. Abscis: verschil tussen de gemiddelde luchttemperatuur ( $T(h)$ ) en de op hoogte  $H$  gemeten stralingstemperatuur ( $T_s(H)$ ); ordinaat: totale hoeveelheid water in de luchtkolom tussen meter en meetobject ( $m_w$ ). (Naar Shaw en Irbe, 1972)
- Figuur 15 Schematisch overzicht van de componenten van de energieflux door de lucht-water grenslaag. (Naar Hasse, 1971).
- Figuur 16 Gemiddelde dagelijkse gang van de wateroppervlakte-temperatuur ( $T$ ) en de menglaag-temperatuur ( $T_w$  op 20 cm diepte) van de Noordatlantische Oceaan in februari;  $12^\circ\text{N}$ ,  $35^\circ\text{W}$ . (Naar Clauss et al, 1970).

Ad hoofdstuk II.

- Figuur 17 Het kustwater-waarnemingsgebied (zie ook inzet). Het kader ( $51^\circ 48' - 53^\circ 10' \text{N}$ ,  $03^\circ 30' - 04^\circ 50' \text{O}$ ) is het kader van de isolijnenpatronen in figuur 19 t/m 29. Lichteiland Goeree en lichtschip Texel zijn de controlepunten op zeeniveau; "Spijkerboor" is een plaatsbepalend radiobaken. De laatste meetvluchten hebben in het zuiden een enigszins gewijzigd patroon, omdat daarbij gebruik is gemaakt van een nieuw radiobaken bij Rotterdam.
- Figuur 18 Het gestyleerde getijstrooppatroon voor de Nederlandse kust; links bovenaan: zuidpunt Texel; vervolgens de kust tussen Den Helder en Hoek van Holland; onderaan: noordpunt Maasvlakte. De aangegeven tijden - in hele uren - zijn de verschil-tijden t.o.v. het moment van hoogwater te Hoek van Holland. De pijlen geven de gemiddelde getijstroom-richting aan; de stroomsnelheid is aangegeven in knopen. Het kruis geeft telkens de globale lokatie aan van het vliegtuig gedurende het gekozen tijds-interval - zie gestippeld kader -. (Naar: Stroom-atlas Nederland, 1963.)

- Figuur 19 Overzicht waterdiepten (in meters, tijdens gemiddeld laagwater spring) in het waarnemingsgebied.
- Figuur 20 Het zeewateroppervlakte-temperatuurpatroon, zoals dat volgt uit de metingen op 9 februari 1972. In de figuur staan de relevante randparameters vermeld. De temperatuurwaarden zijn gecorrigeerd volgens de in hoofdstuk II beschreven methode. Het patroon is niet verzeild. Het kader is gegeven in figuur 17.
- Figuur 21 Idem figuur 20 voor de meetvlucht op 20 oktober 1972. Hierbij zijn de waarnemingen in het zuiden afgebroken op grond van de ter plaatse heersende slechte weersomstandigheden.
- Figuur 22 Idem figuur 20 voor de meetvlucht op 17 november 1972.
- Figuur 23 Idem figuur 20 voor de meetvlucht op 12 januari 1973.
- Figuur 24 Idem figuur 20 voor de meetvlucht op 16 februari 1973; rond lichtschip Texel werd een hoogteproef uitgevoerd.
- Figuur 25 Idem figuur 20 voor de meetvlucht op 16 maart 1973; rond lichtschip Texel werd een hoogteproef uitgevoerd.
- Figuur 26 Idem figuur 20 voor de meetvlucht op 13 april 1973; bij de "Munitiestortplaats" ( $52^{\circ}31'N$ ,  $04^{\circ}04'O$ ) werd een hoogteproef uitgevoerd.
- Figuur 27 Idem figuur 20 voor de meetvlucht op 18 mei 1973.
- Figuur 28 Idem figuur 20 voor de meetvlucht op 16 augustus 1974 tijdens het tweede deel van de meetcampagne; het vluchtplan is in figuur 30 gegeven.
- Figuur 29 Idem figuur 28 voor de meetvlucht op 3 februari 1975; de vlucht is voortijdig afgebroken t.g.v. technische problemen met de meetsensor.

Ad hoofdstuk III.

- Figuur 30 Vluchtplan van het tweede gedeelte van het experimentele onderzoek. Naast de vier aangegeven slagen zijn, in de inzet, de drie detailvluchten gegeven. De meetvolgorde was: lus I t/m IV, herhaling lus III, detail 1 t/m 3, herhaling lus III.

- Figuur 31 Isolijnenpatronen van alle waarnemingen van slag III van de augustus 1974 vlucht, zoals deze door de eerste onderzoeker zijn bepaald op basis van de gecorrigeerde meetgegevens langs de vluchtlijnen. Links boven zijn de waterdiepten (in meters) van het betreffende gebied gegeven. Het patroon III (1 +) is getekend op grond van de eerste waarneming van slag III, rekening houdend met de waarnemingen van slag II en IV; de overige patronen zijn gebaseerd op de waarneming van de betreffende slag alleen.
- Figuur 32 Idem 31; getekend door de tweede onderzoeker. Links boven is het patroon III (V) gegeven, dat gebaseerd is op de verzeilde vluchtlijnen van alle waarnemingen van de gehele slag III (vergelijk met figuur 33).
- Figuur 33 Verzeiling van de drie maal gevlogen gehele slag III van de augustus 1974 vlucht. Aangegeven is de geografische positie op 15.30 GMT van het overgevlogen water, geschat volgens de gemiddelde getijstroomsterkte in de periode tussen de meting en de verzeiltijd. Tevens is in de figuur aangegeven de globale richting van de wind, de getijstroom en de oppervlaktetemperatuurgradiënt.
- Figuur 34 Het oppervlaktetemperatuurverloop langs de noordelijke vluchtlijnen van slag III van de augustus 1974 vlucht; van boven naar beneden in de waarnemingsvolgorde.
- Figuur 35 Idem figuur 37 langs de zuidelijke vluchtlijnen.
- Figuur 36 Voorbeeld van een temperatuurrooster van slag III van de augustus 1974 vlucht (lus III (1+)); de ingetekende isothermen zijn bedoeld ter vergelijking met het oorspronkelijke patroon: zie figuur 31.
- Figuur 37 Het verloop van de gemiddelde roostertemperatuur (fig. 35 - A :  $\bar{T}$ ) en de spreiding daarvan over de roosterpunten (fig. 35 - B : S) als functie van het gemiddelde moment van waarneming. De punten betrekking hebbend op hetzelfde (deel)rooster (deel zeeoppervlak) zijn verbonden, onderscheid is gemaakt tussen punten berekend op grond van een slag langs de rand van het betreffende oppervlak (O) en die, die berekend zijn op grond van een slag die een groter gebied omsloot (.).  
Tevens in de figuur aangegeven is de gemiddelde afstand (in km) van de diverse (deel)rooster tot de kust.
- Figuur 38 Het verloop van het gemiddelde temperatuurverschil over roosterparen (36-A), de bijbehorende spreiding (36-B) en de covariantie (36-C) over de roosterpunten als functie van het overeenkomstige verschil tussen de gemiddelde waarnemings-momenten ( $\Delta t$  in minuten). Punten betrekking hebbend op hetzelfde (deel)rooster zijn verbonden.



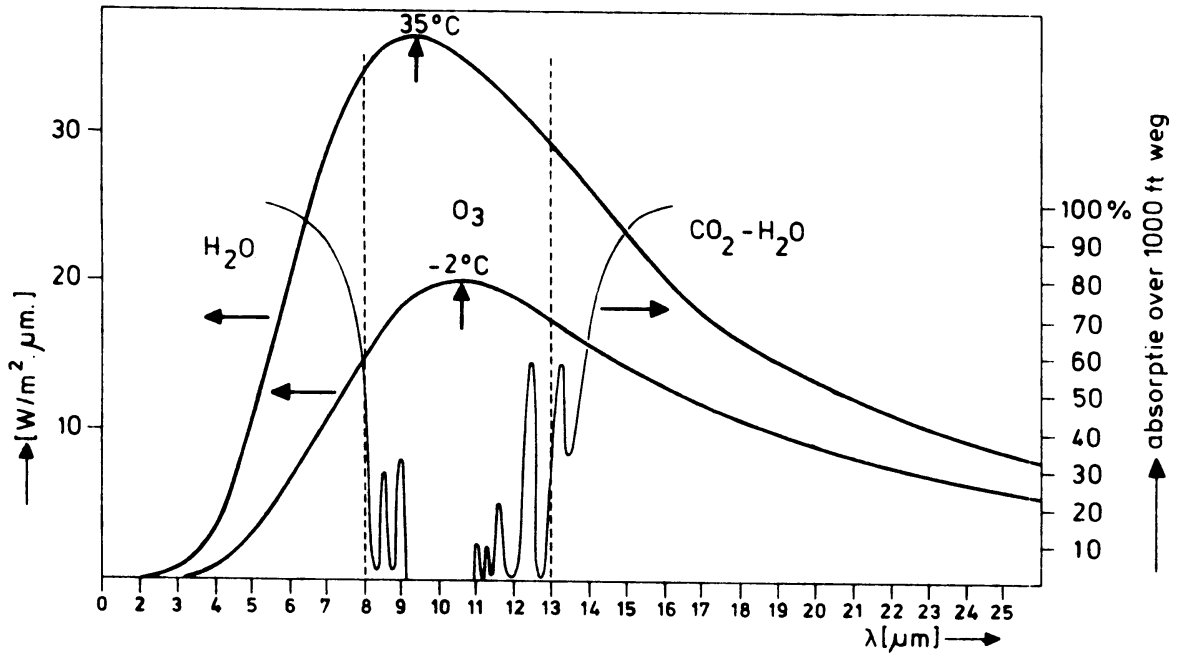


Fig.1 Zwart voorwerp straling en atmosferische absorptie (naar Holter en Ligault)

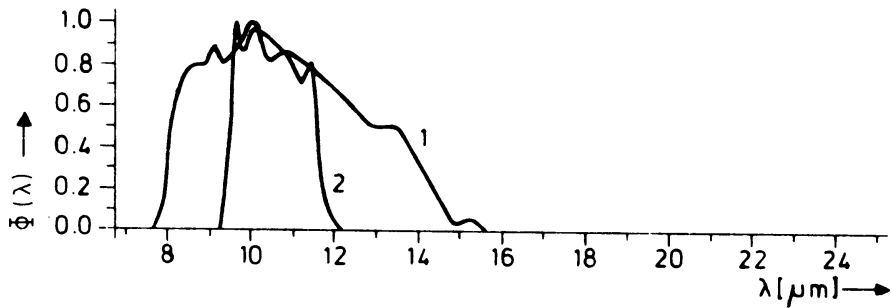


Fig. 2 Spectrale gevoeligheid stralingsmeters: 1: 8 - 14  $\mu\text{m}$ ,  
2: 9,5 - 11,5  $\mu\text{m}$  (naar Lorenz)

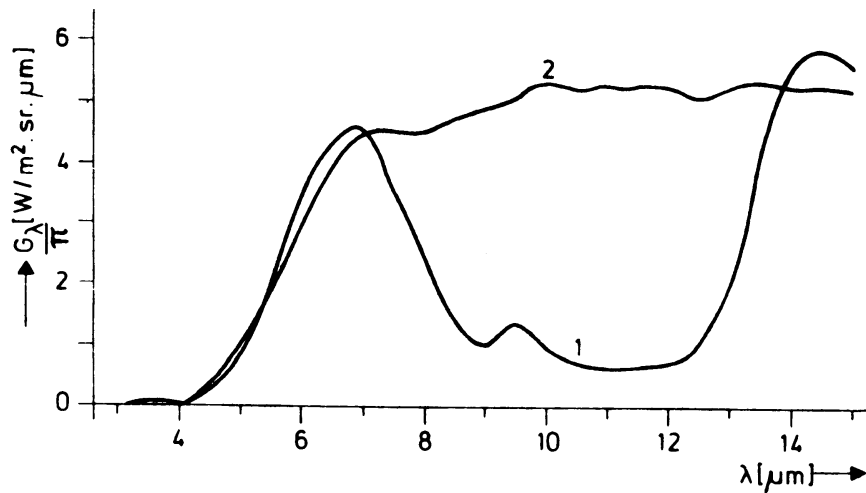


Fig. 3 Langgolwige hemelstraling uit zenith: 1: helder, 2: bewolkt (naar Bell)

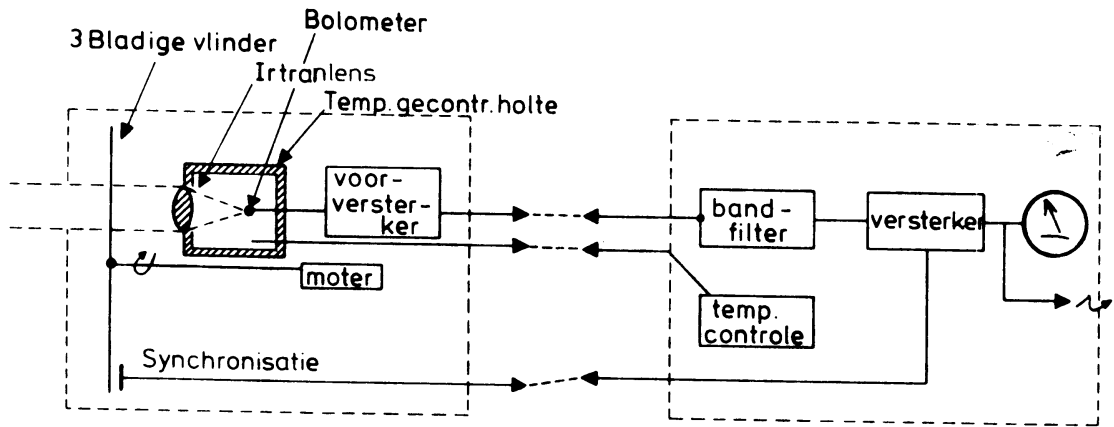


Fig. 4 Principe Barnes PRT-5

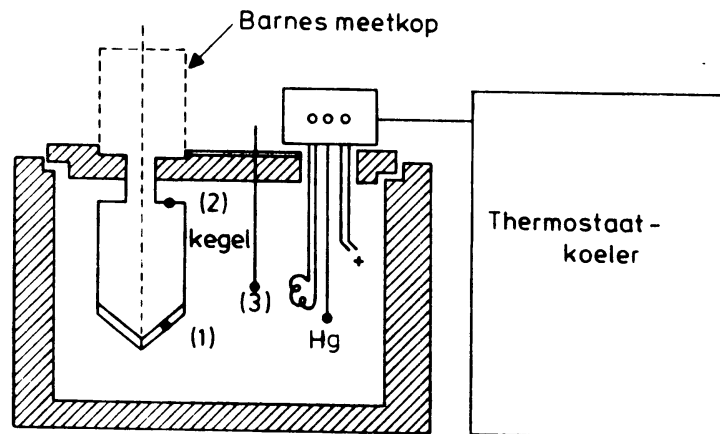


Fig. 5 "Zwartstraler" ter ijking Barnes (ontwerp KNMI 1973)

Gegevens : thermostaat :  $\pm 0,05^\circ$

wanddikte bak : 5 cm

kegel : AL - afmetingen : 16 x 21 cm

(1)-(2)-(3) : thermokoppels ter bepaling van evenwichtssituatie en temperatuur

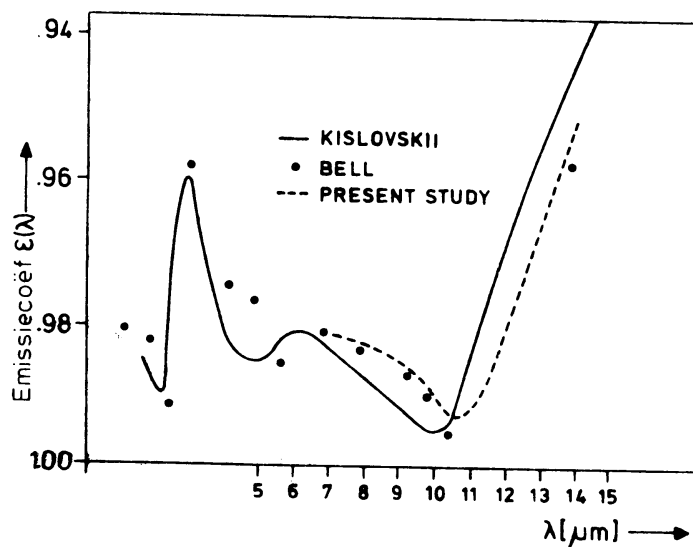


Fig. 6 Emissiviteit van zuiver water (naar Robinson en Davies)

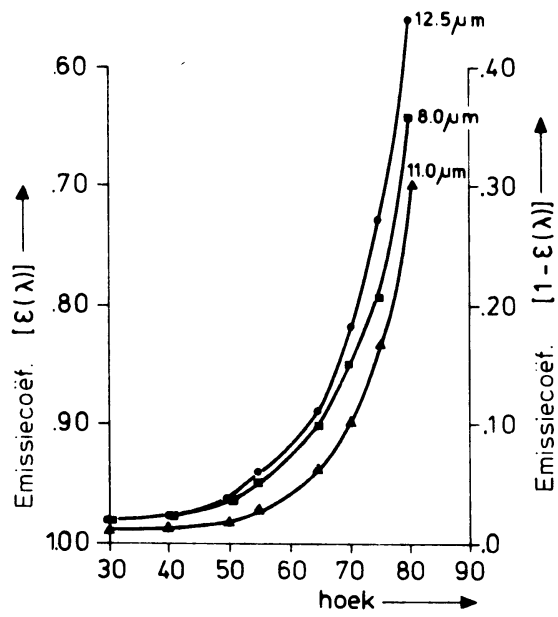


Fig. 7 Emissiecoëf. van een glad wateroppervlak (naar McSwain en Bernstein)

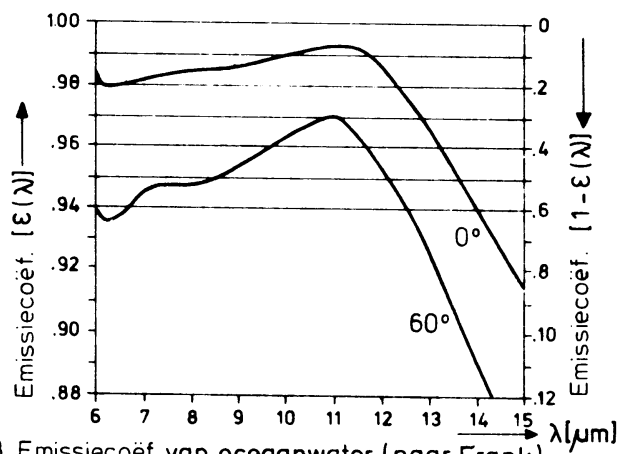


Fig. 8 Emissiecoëf. van oceaanwater (naar Frank)

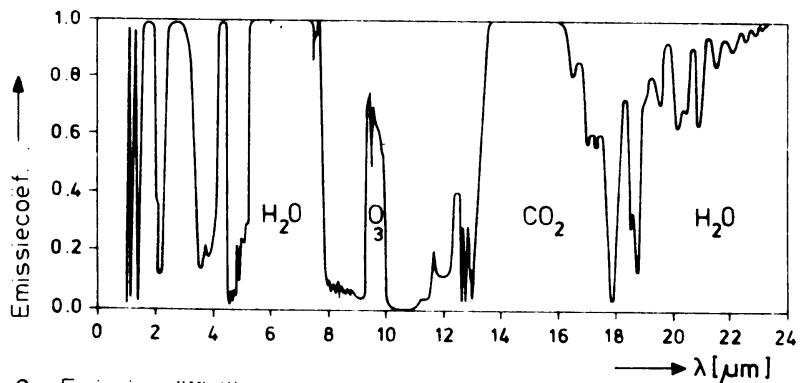


Fig. 9 Emissiecoëfficiënt van de atmosfeer bij 0°C (naar Idso en Jackson)

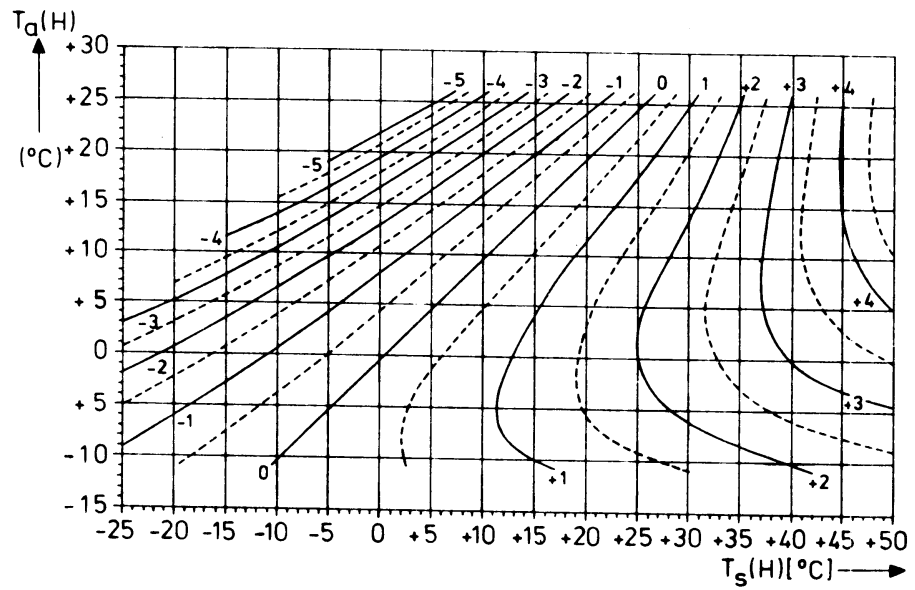


Fig.10 Atmosferische correctie voor H= 300m en bandbreedte van 8-14 μm (naar Lorenz)

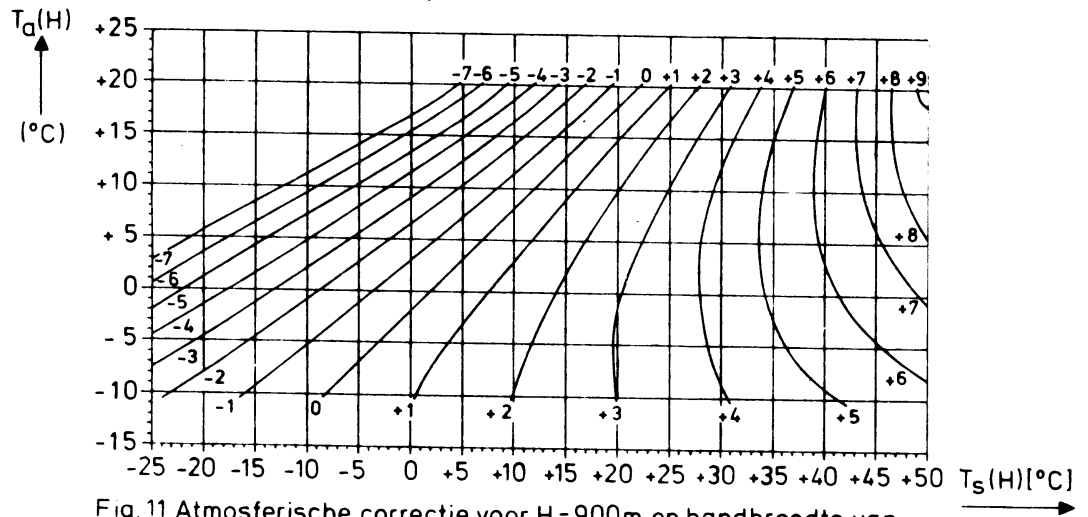


Fig.11 Atmosferische correctie voor H=900m en bandbreedte van 8-14 μm (naar Lorenz)

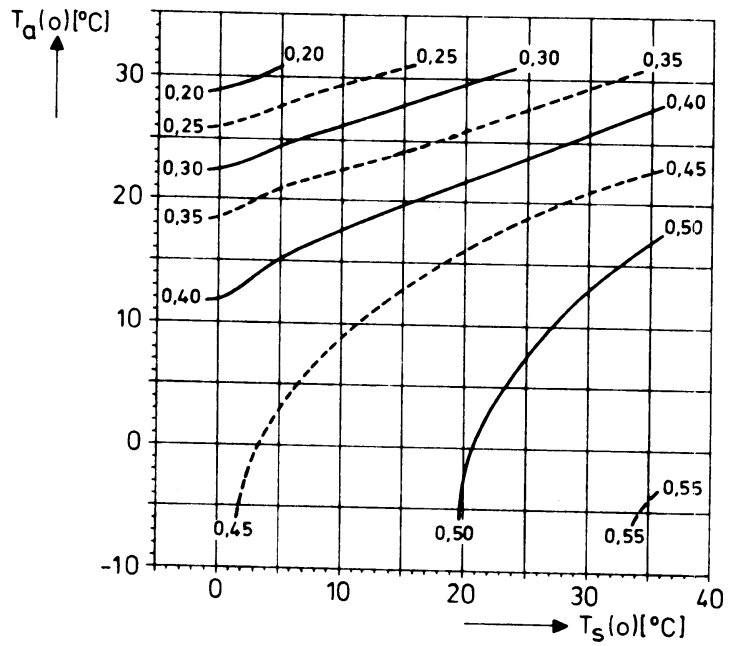
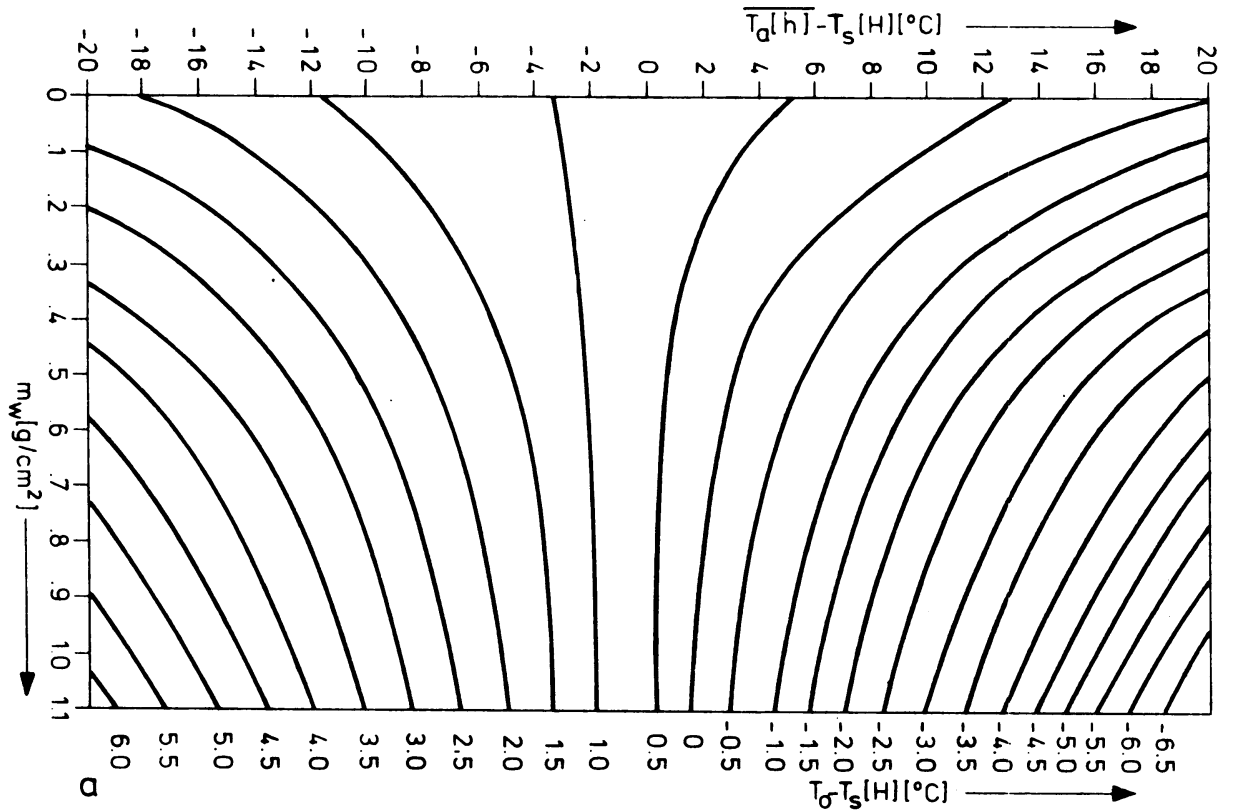


Fig. 12 Reflectie correctie voor gladwater, heldere hemel en bandbreedte van 9.5 - 11.5  $\mu\text{m}$  (naar Lorenz)

Cloud type	Cloud height [km]	Correction $T_o - T_s(o)$ [°C]
Clear	-	0.5.....0.7
Dense Cirrostratus, overcast	8	0.4.....0.55
Alto cumulus or Altostratus, overcast	6	0.25.....0.4
Stratus or Strato-cumulus, overcast	3	0.2
Stratus or Strato-cumulus, overcast	2	0.1
Stratus or Strato-cumulus, overcast	1	0.1

Fig. 13 Reflectie correctie tabel voor een bandbreedte van 8 - 15  $\mu\text{m}$  (naar Saunders)

a - Helder



b - Bewolkt

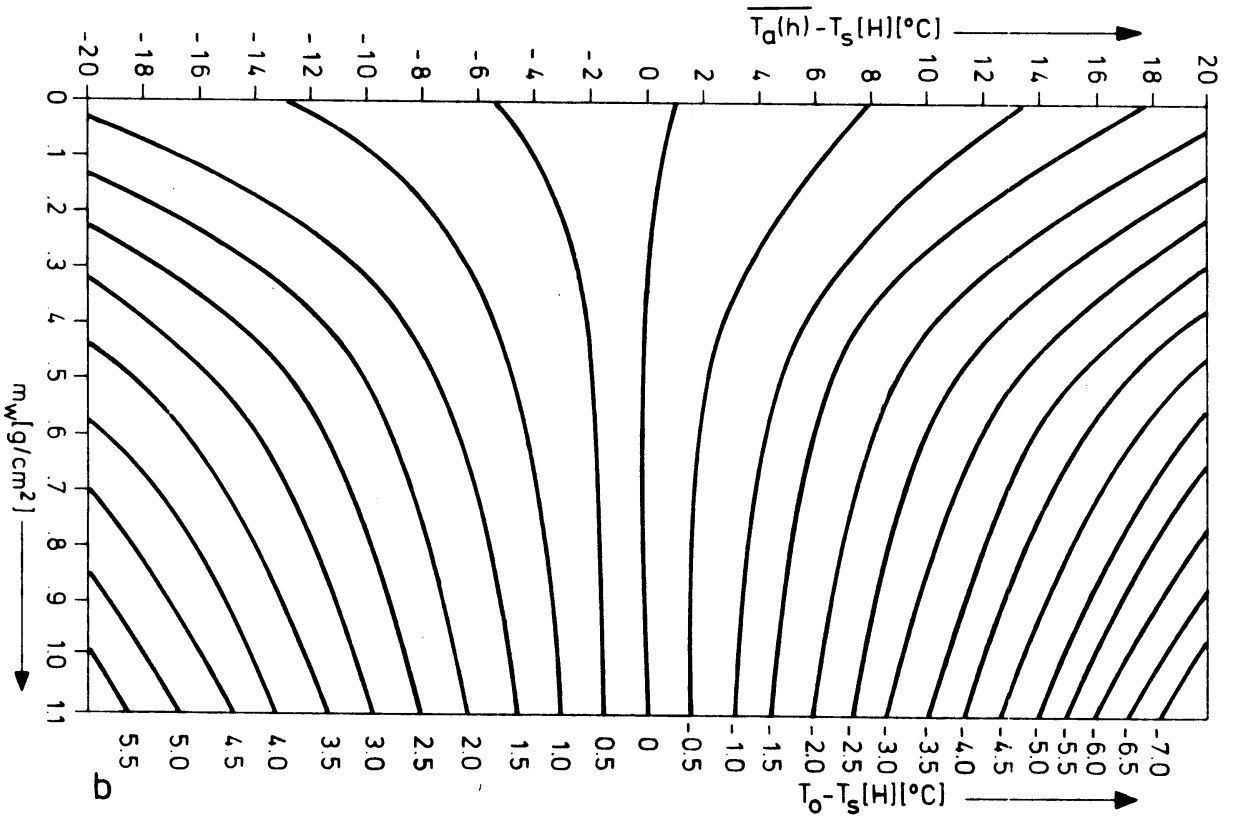


Fig. 14 Atmosferische en reflectie correctie van heldere (a) en bewolkte (b) hemel, bij een bandbreedte van 8 - 14  $\mu\text{m}$  (naar Shaw en Irbe)

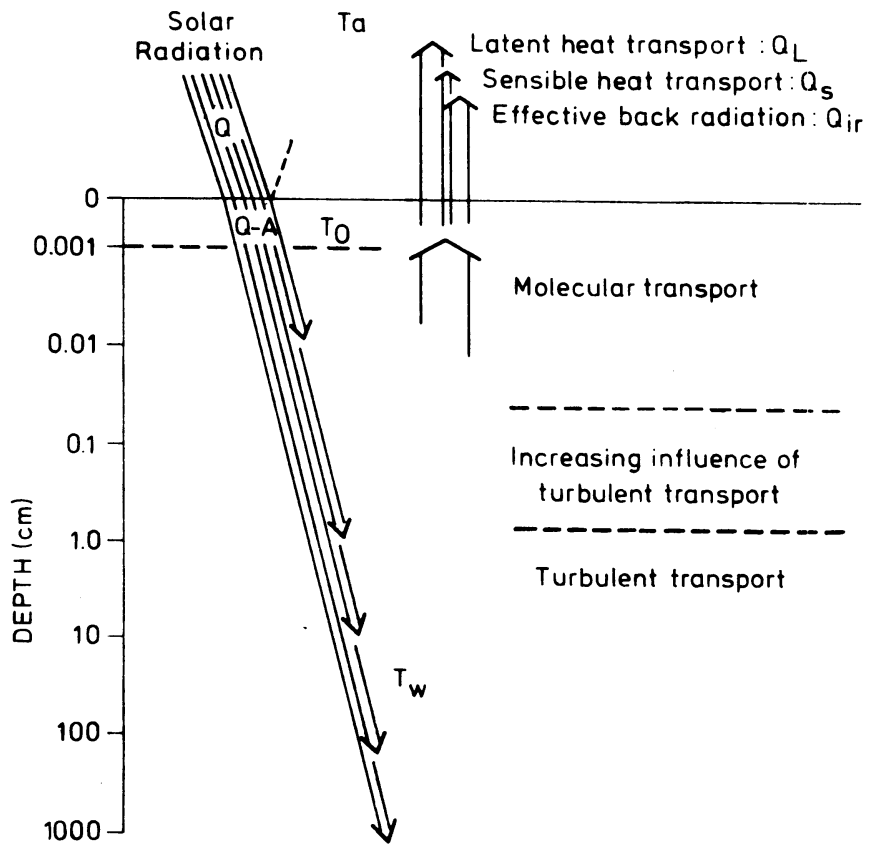


Fig. 15 Overzicht energie fluxen door lucht - zee grenslaag (naar Hasse)

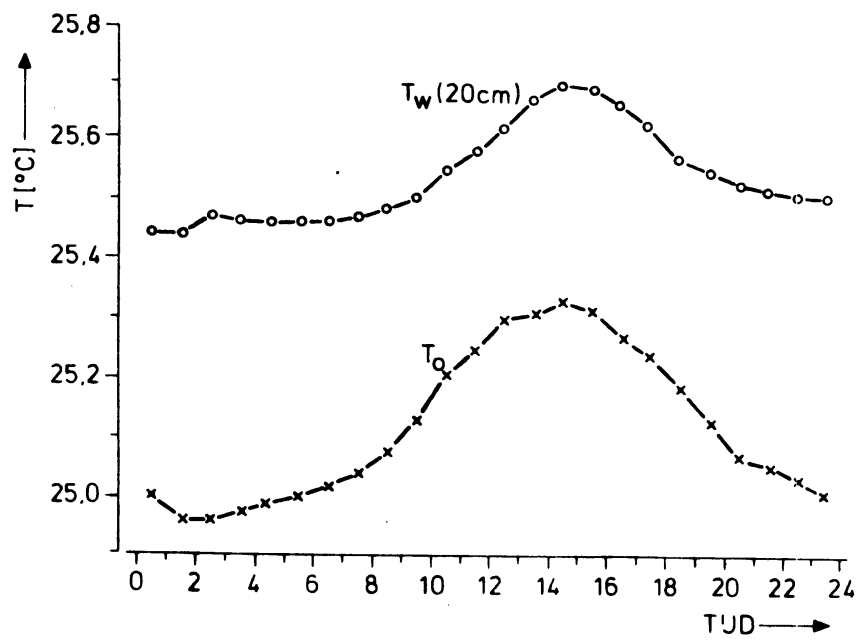


Fig. 16 Dagelijkse gang oppervlakte temperatuur ( $T_0$ ) en meng laag temperatuur ( $T_w$ ) (naar Clauss)

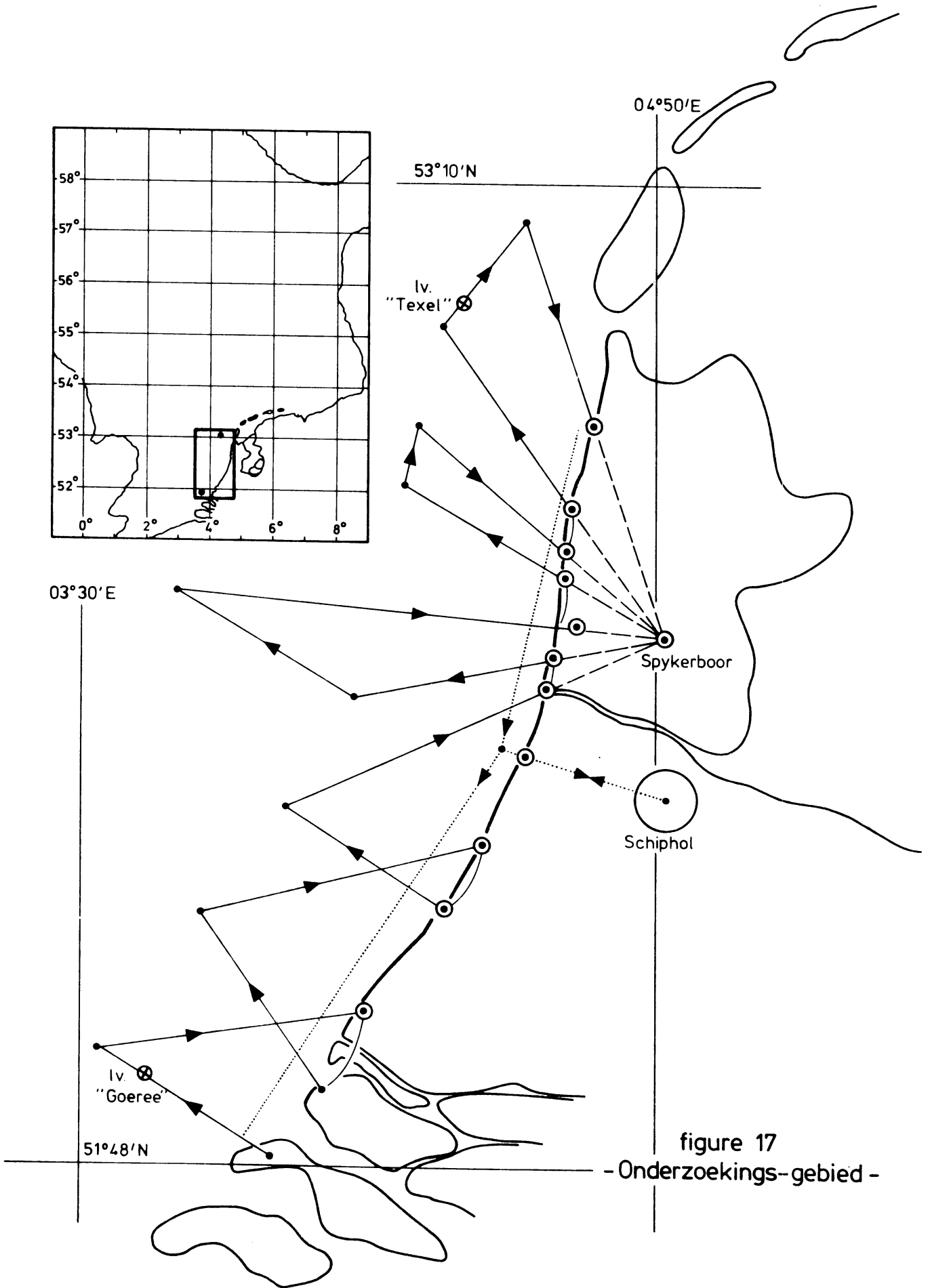
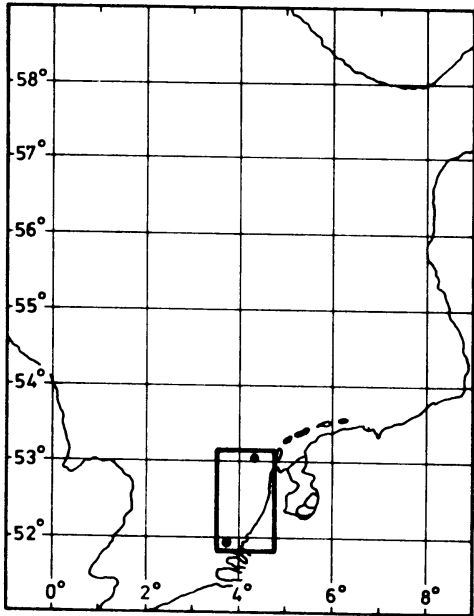
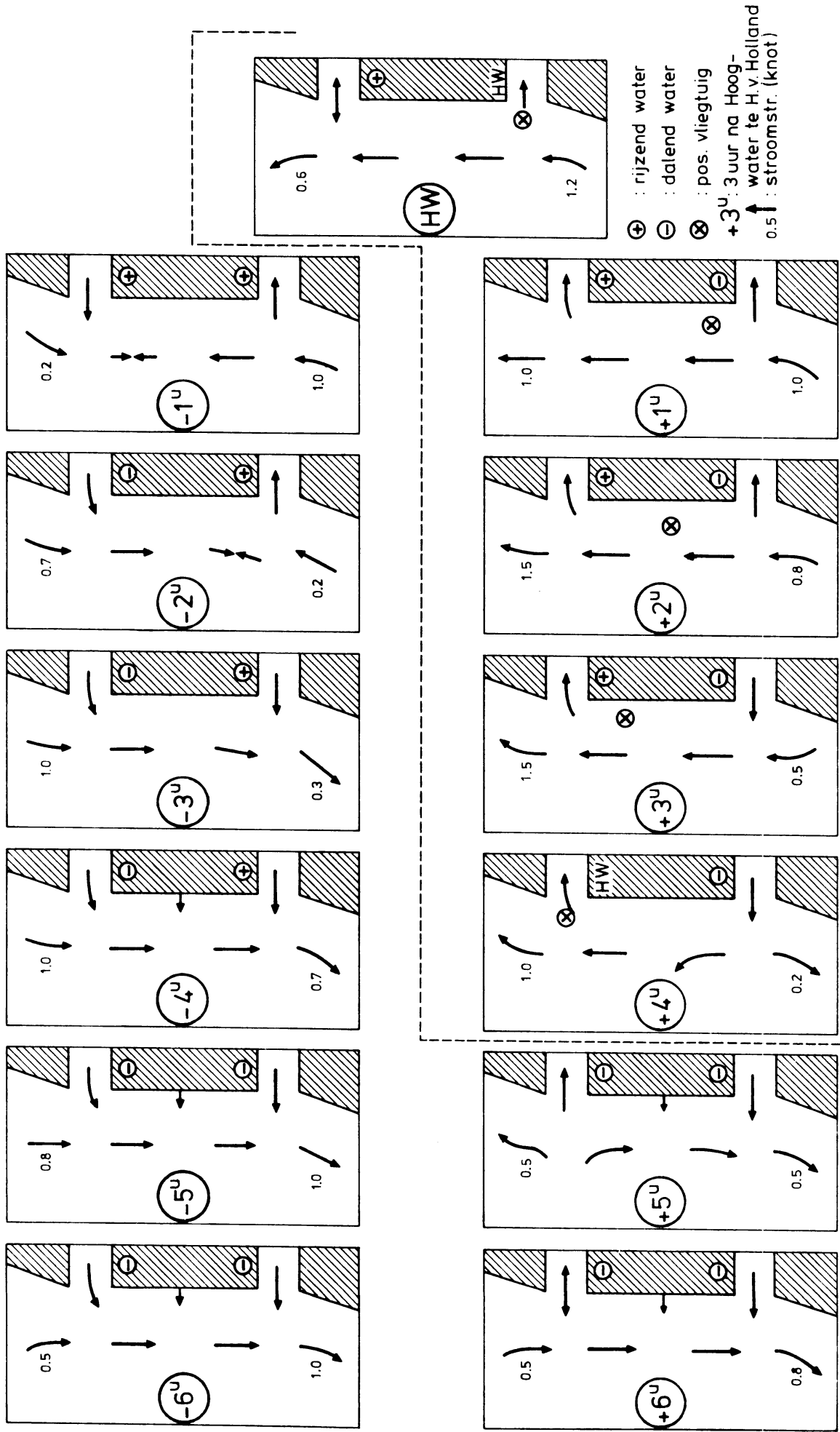


figure 17  
- Onderzoekings-gebied -





- GETIJ - STROOM - BEELD voor NEDERLANDSE KUST -

figure 18

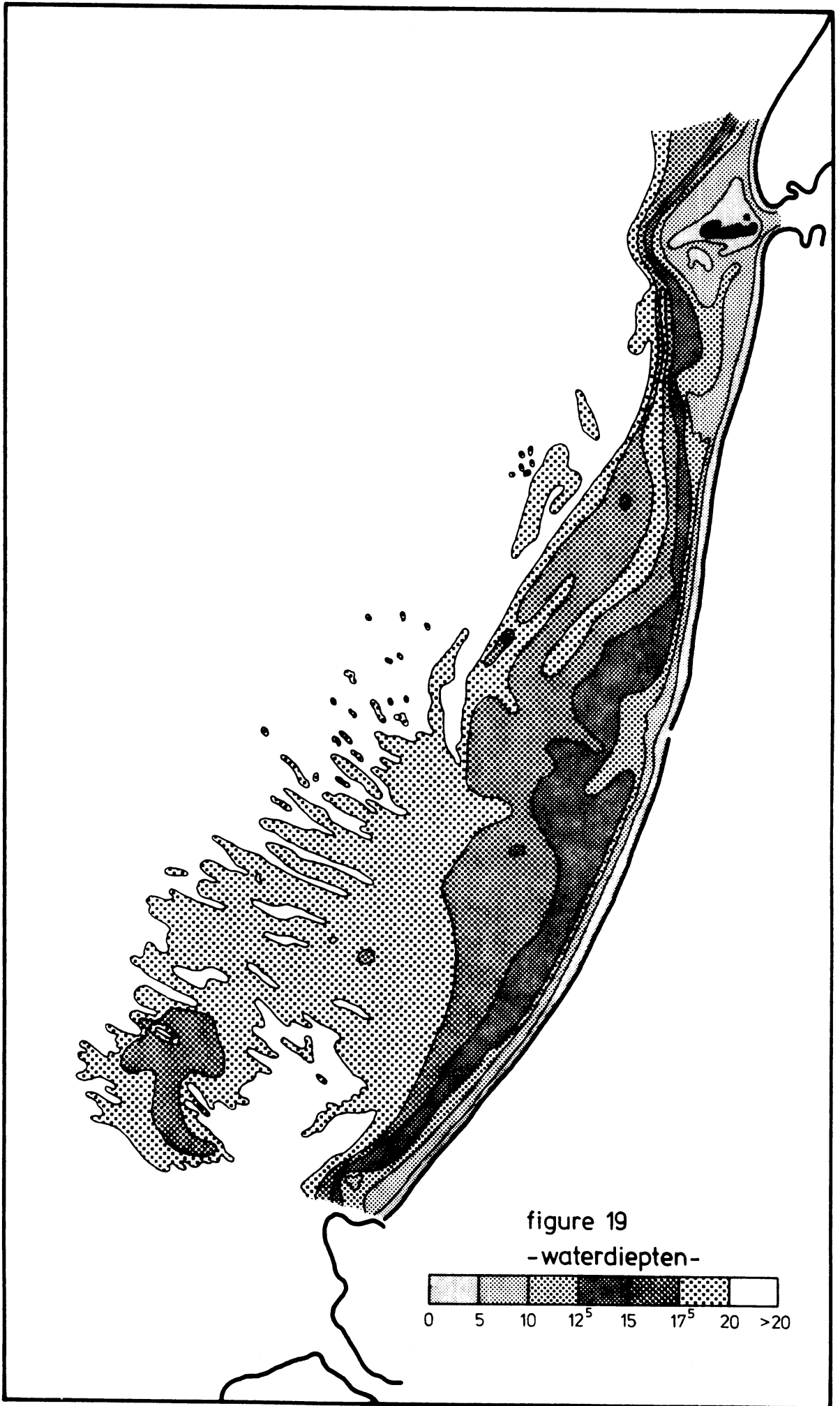
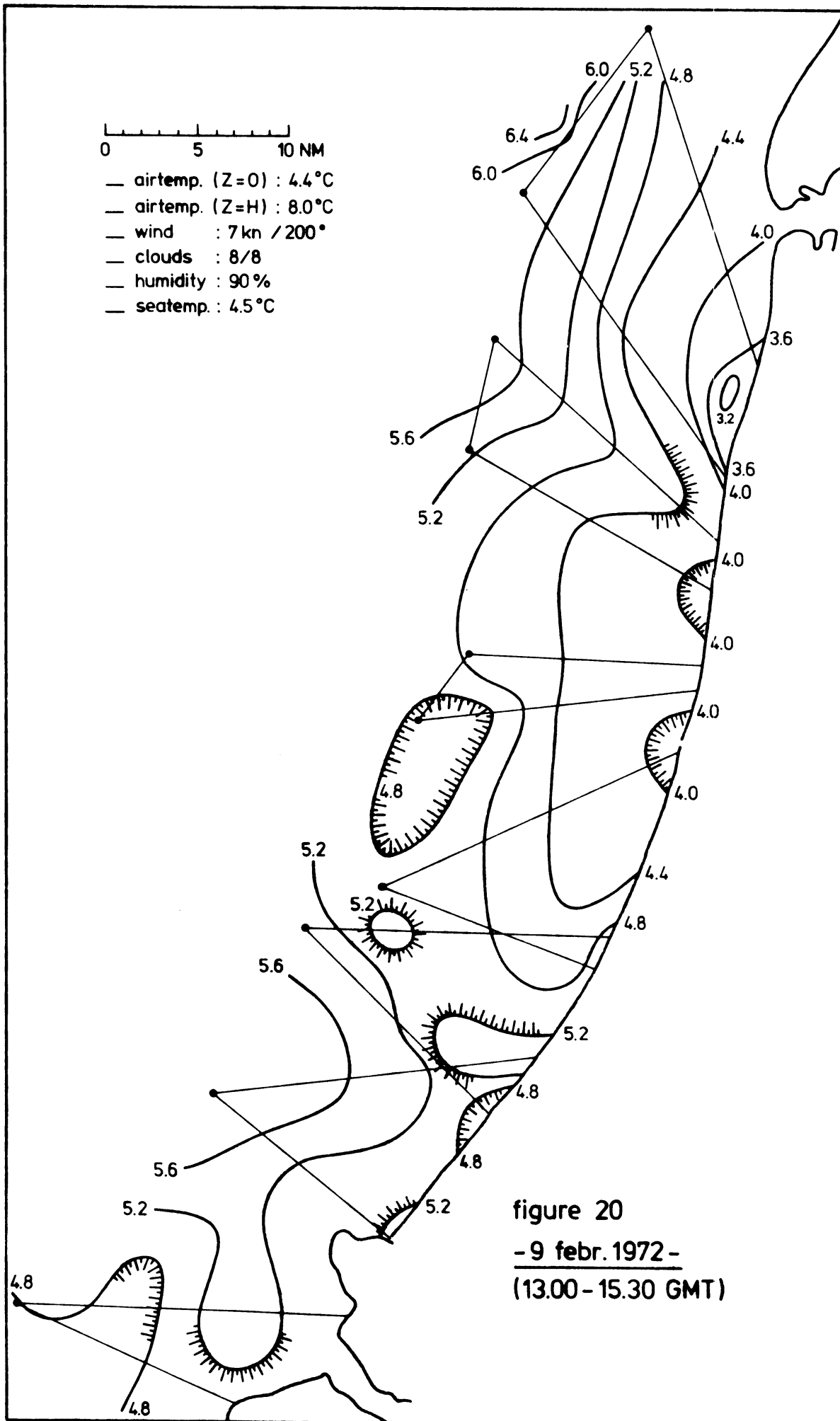
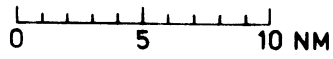


figure 19  
-waterdiepten-





- airtemp. (Z=0): 8.0°C
- airtemp. (Z=H): 7.5°C
- wind: 22 kn 345°
- clouds: 6/8
- humidity 78%
- seatemp.: 13°C

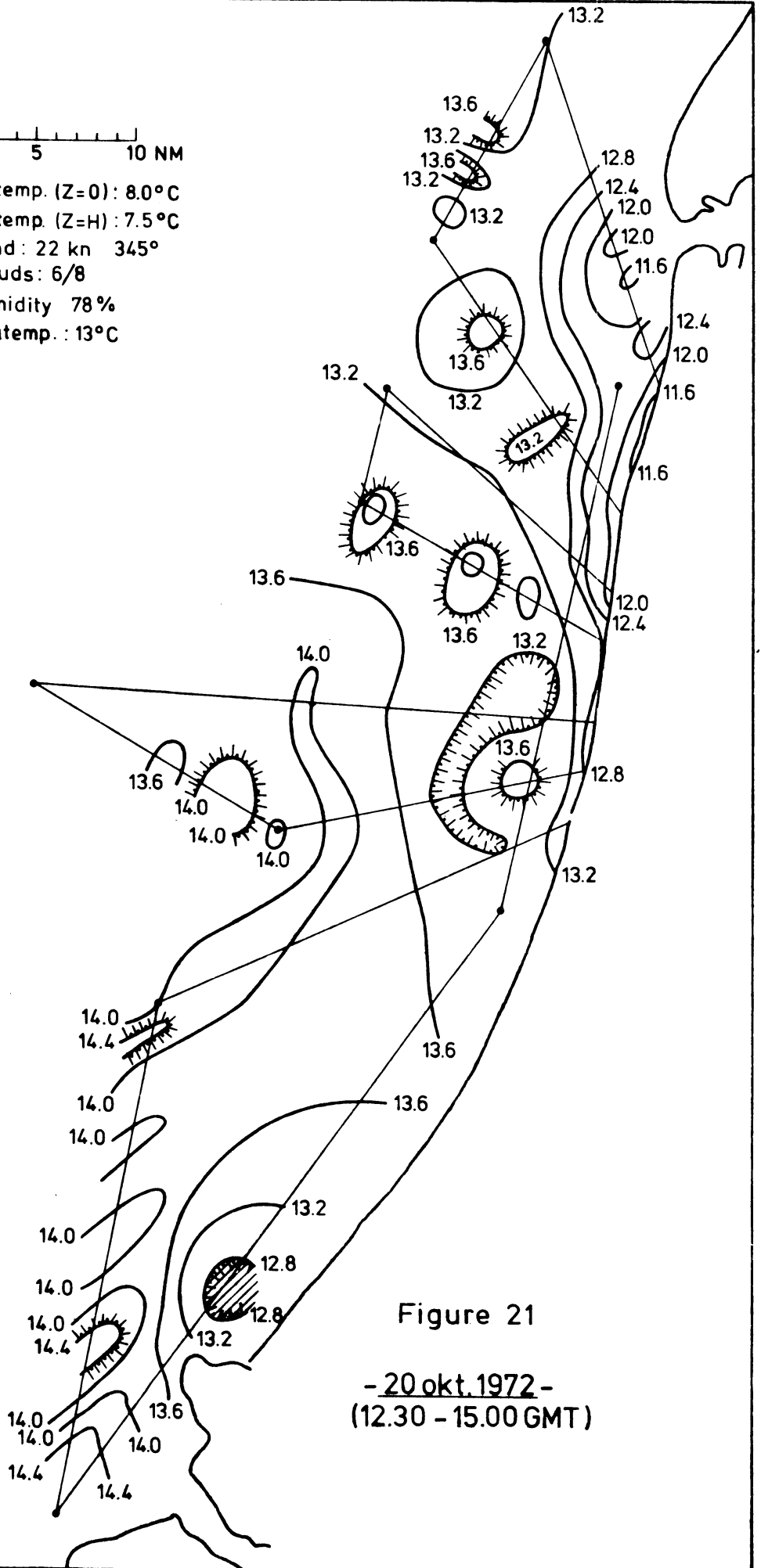
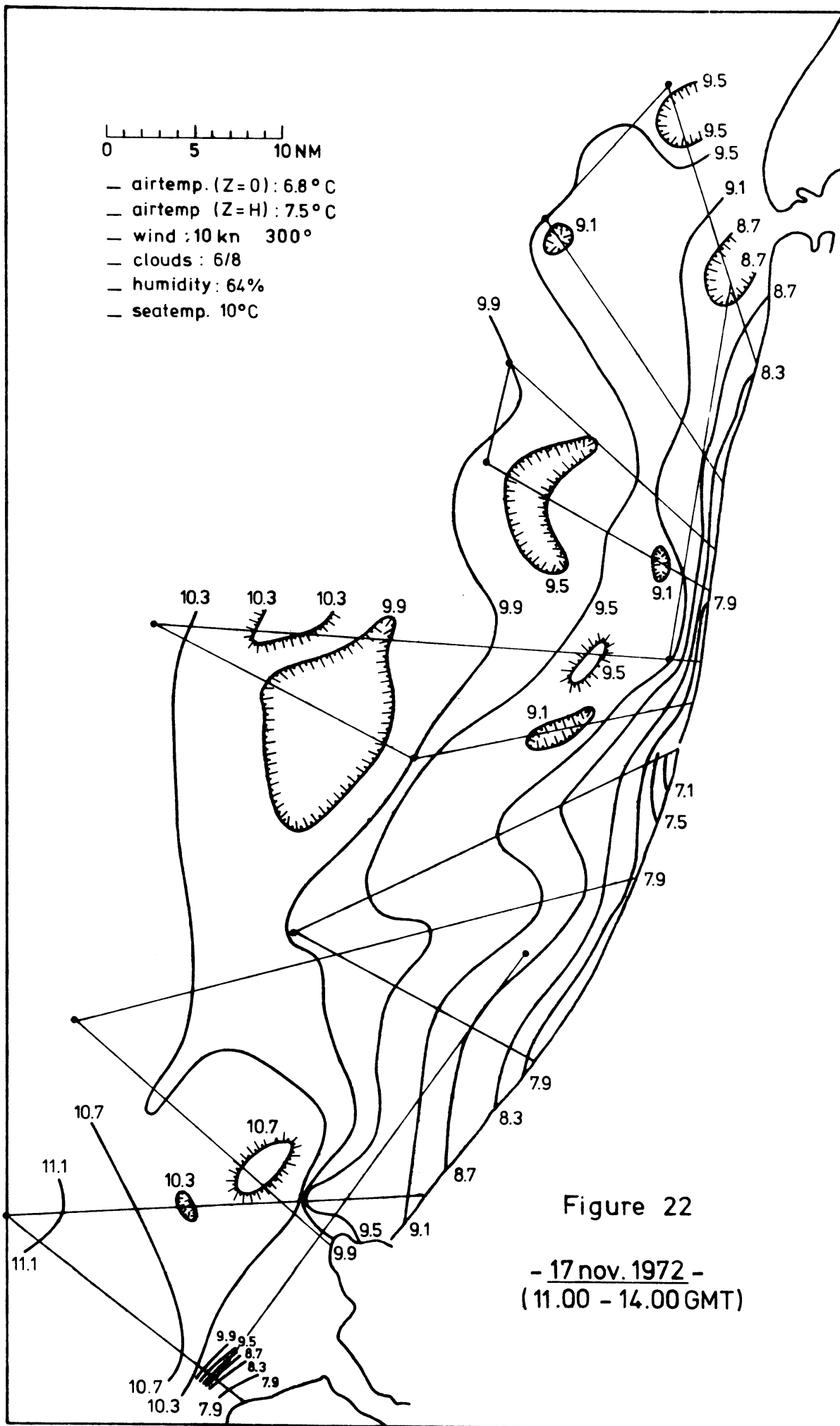


Figure 21

- 20 okt. 1972 -  
(12.30 - 15.00 GMT)



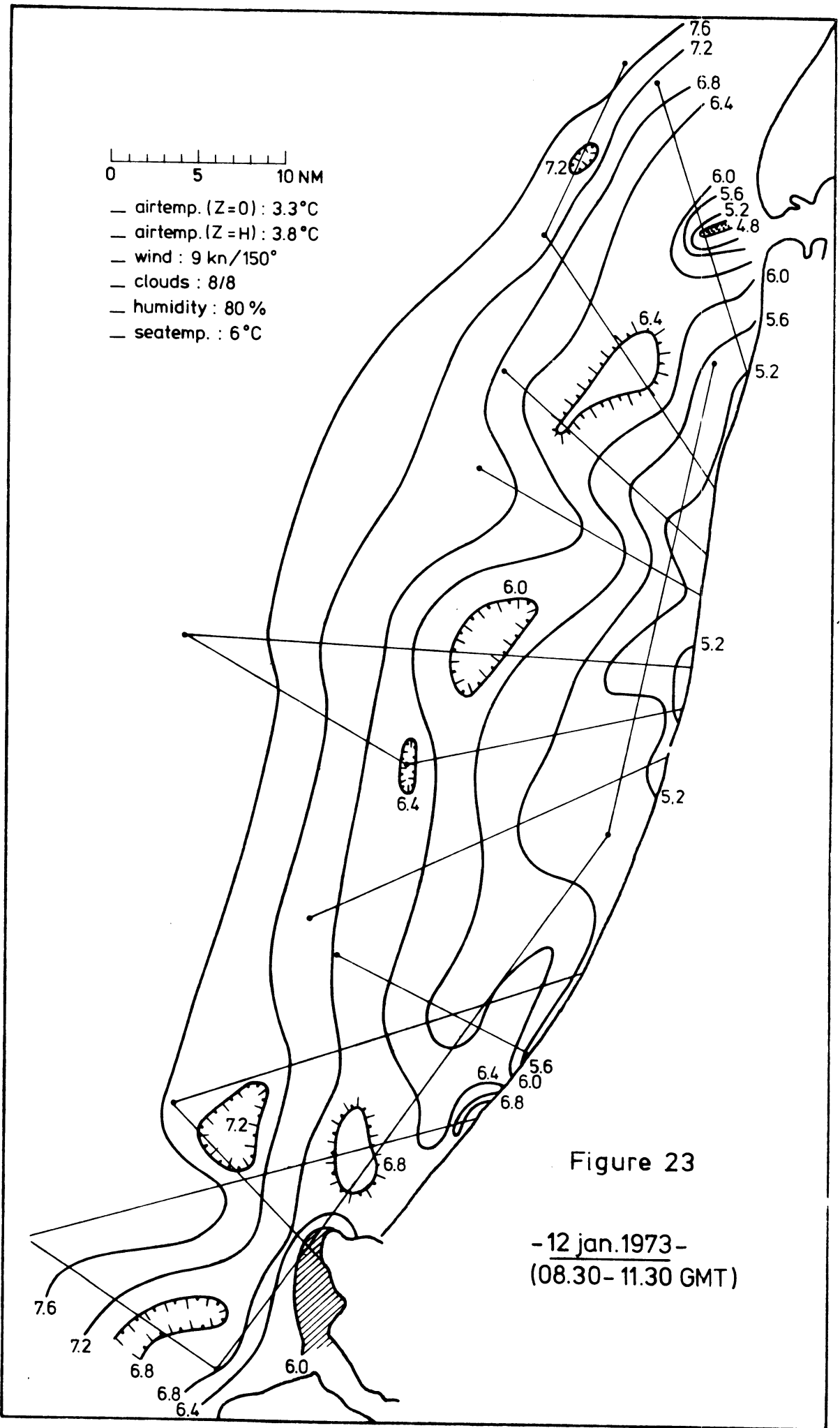
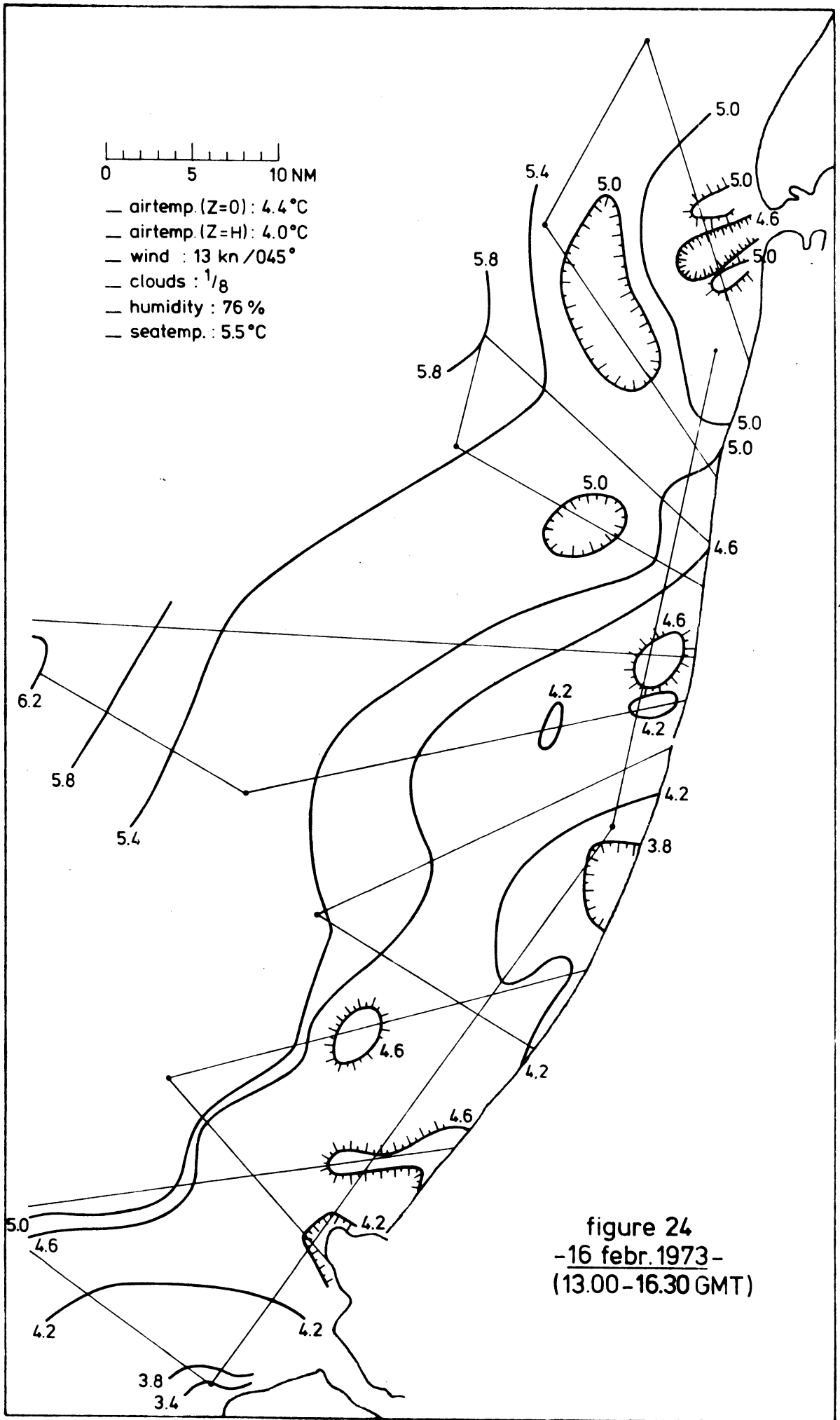
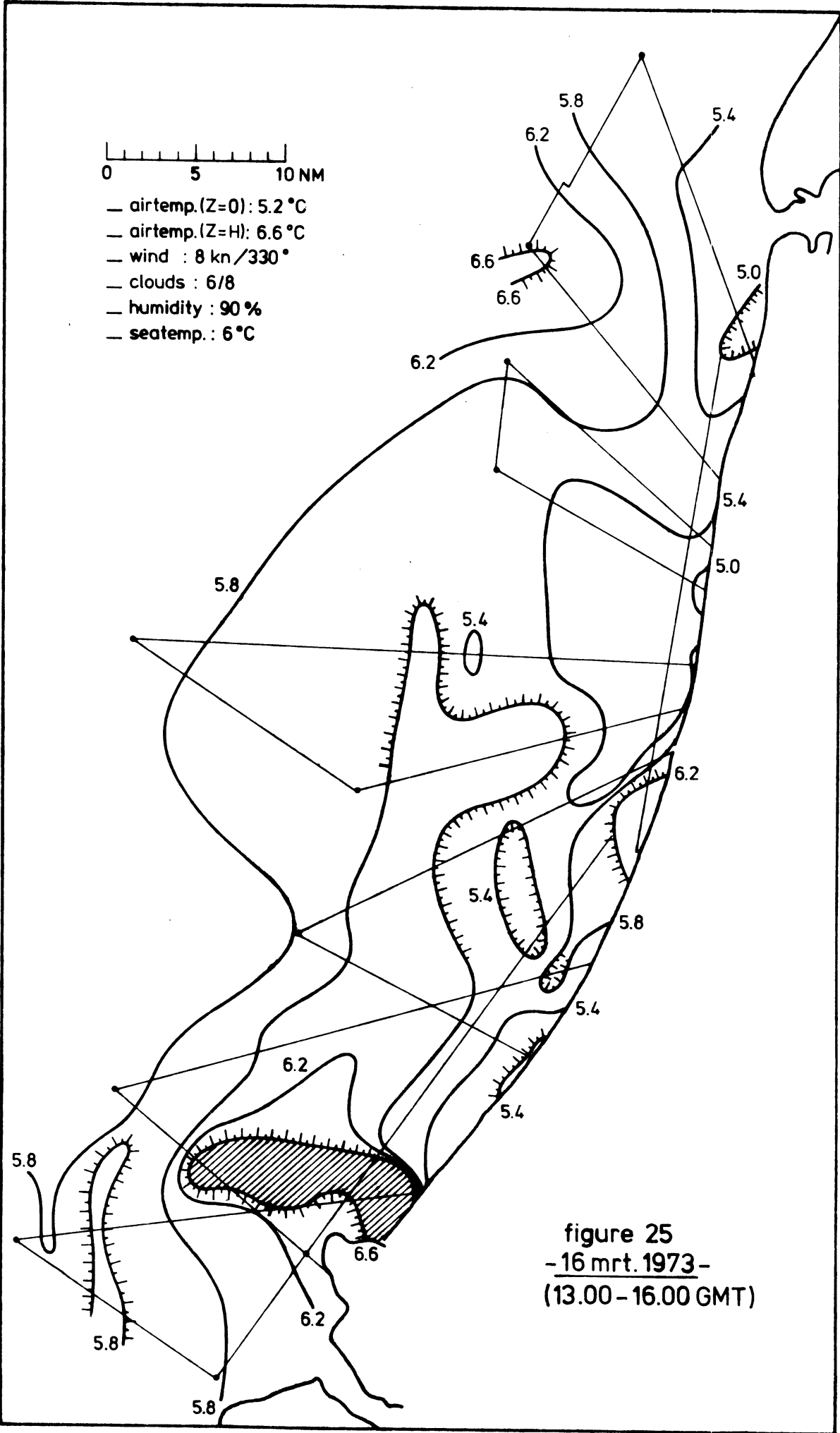


Figure 23

-12 jan.1973-  
(08.30- 11.30 GMT)







0 5 10 NM

- airtemp. (Z=0) : 6.2°C
- airtemp. (Z=H) : 6.3°C
- wind : 11 kn / 310°
- clouds : 4/8
- humidity : 76 %
- seatemp.: 7.0°C

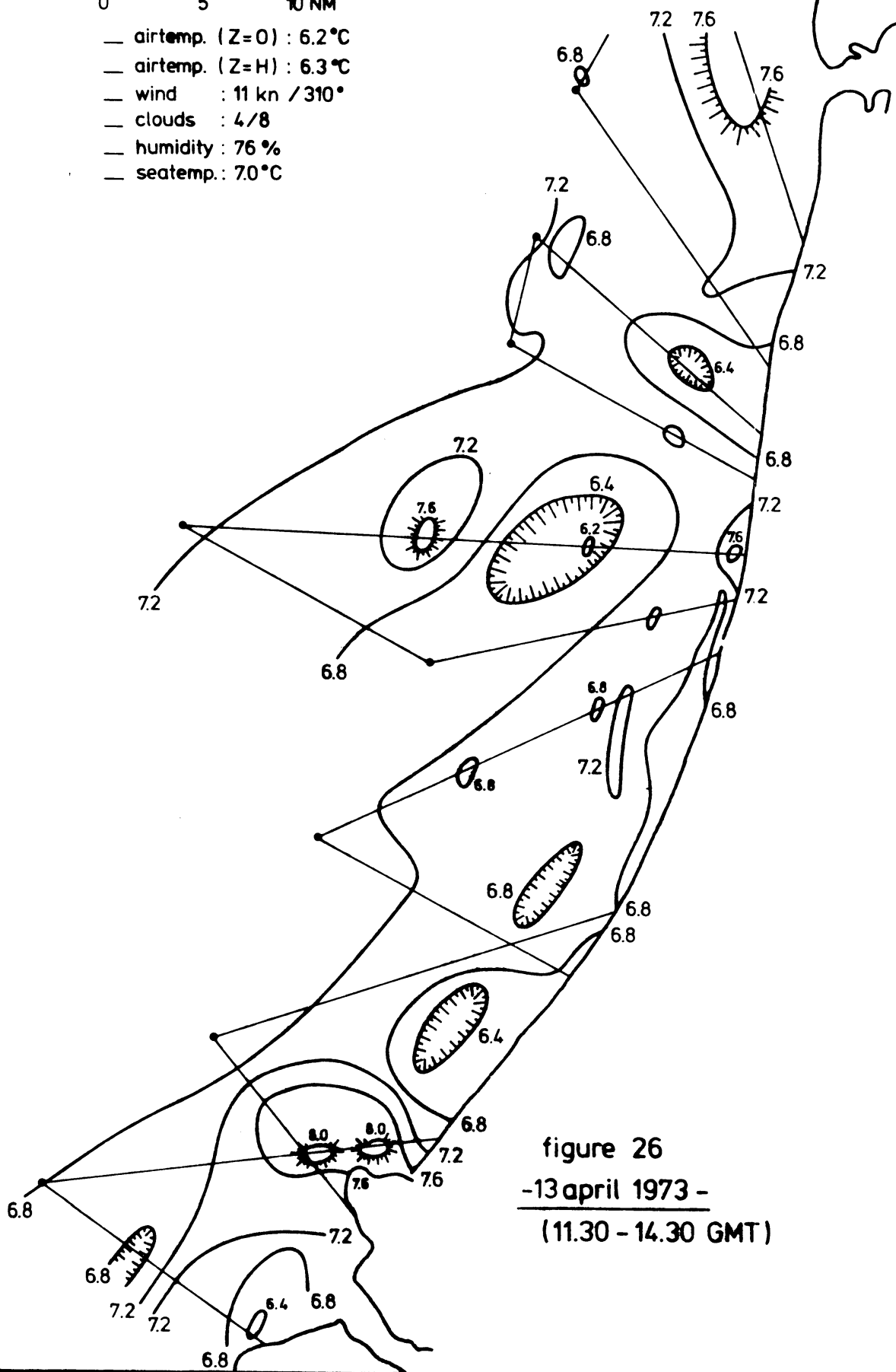
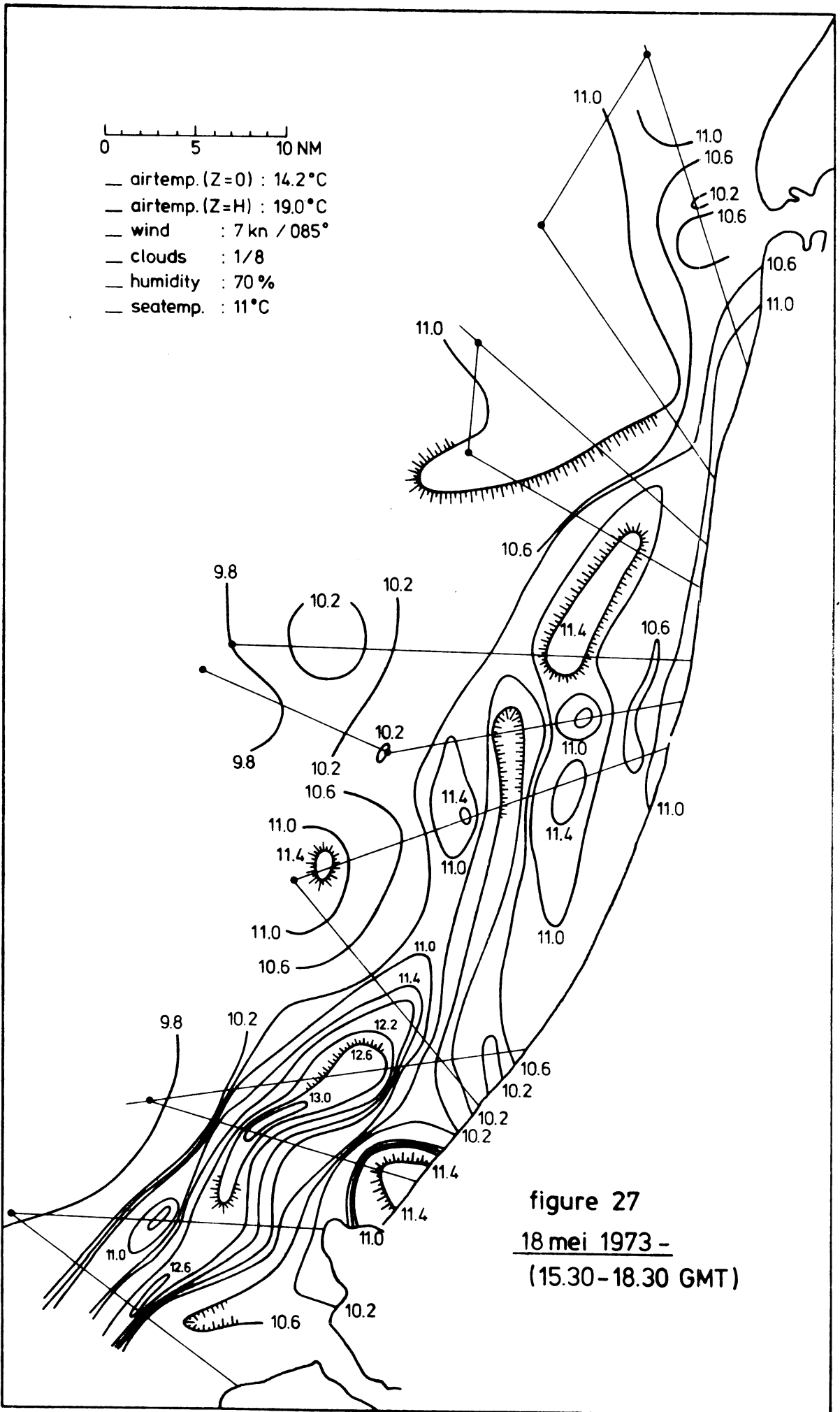


figure 26  
-13 april 1973 -  
(11.30 - 14.30 GMT)



0 5 10 NM

- airtemp (Z = 0): 18.9°C
- " (Z = H): 20.7°C
- wind : 7 kn / 215°
- clouds : 2/8
- humidity : 82%
- seatemp : 17.5° C

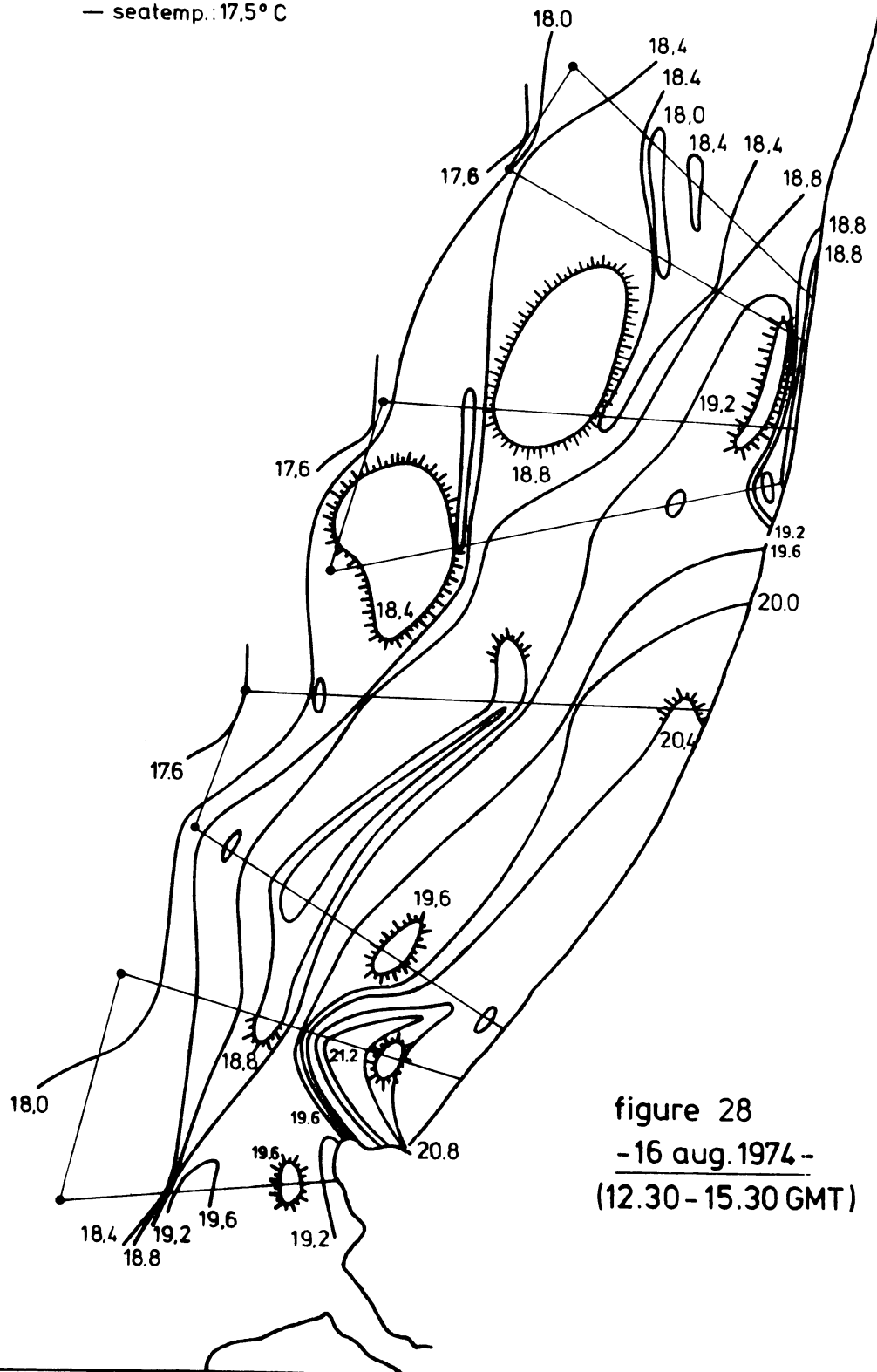


figure 28  
- 16 aug. 1974 -  
(12.30 - 15.30 GMT)

0 5 10 NM

- airtemp. (Z=0) : 6.0 °C
- airtemp. (Z=H) : 9.0 °C
- wind : 12 kn / 110°
- clouds : 7/8
- humidity : 84%
- seatemp. : 6 °C

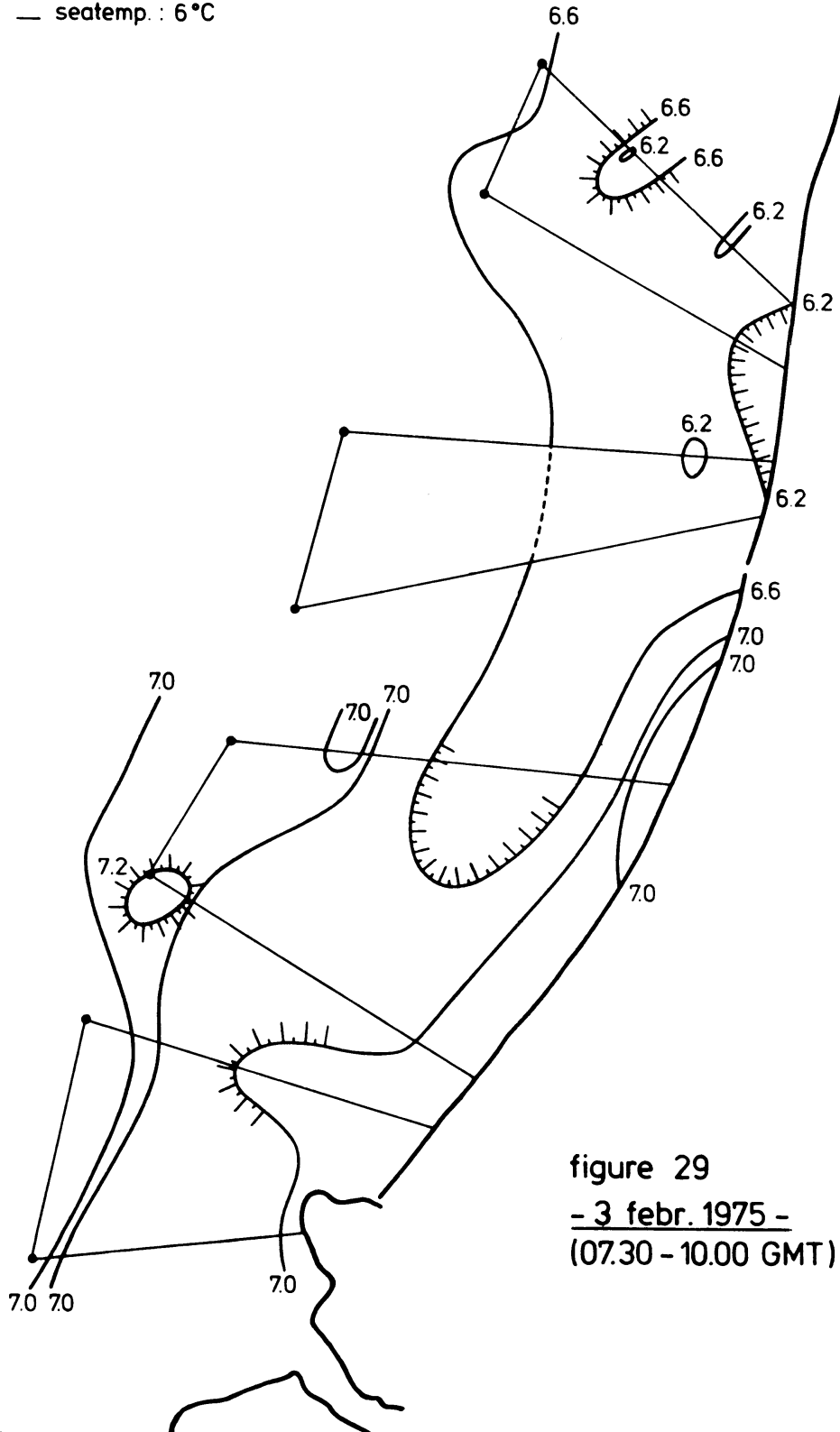
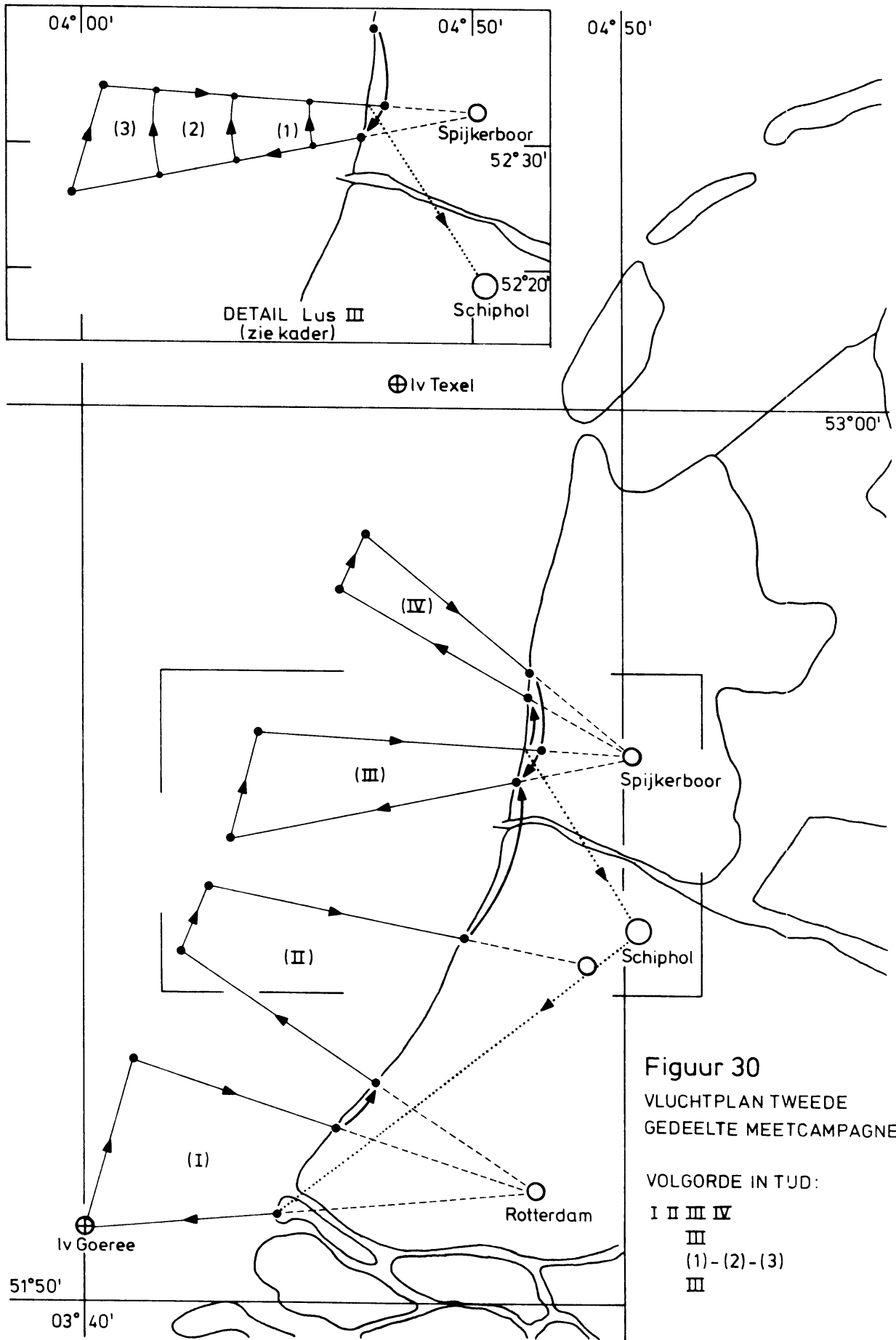
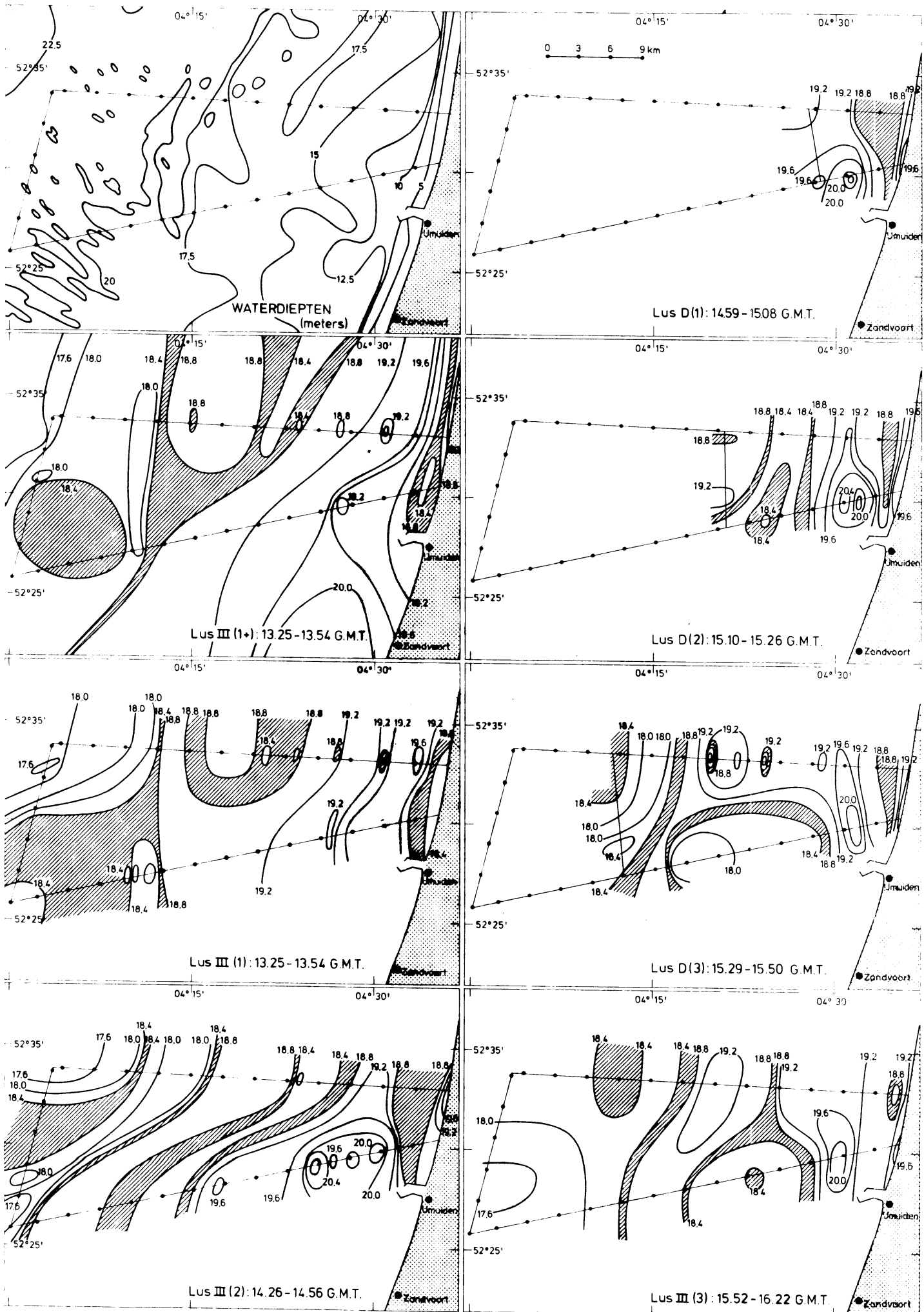


figure 29  
- 3 febr. 1975 -  
(07.30 - 10.00 GMT)

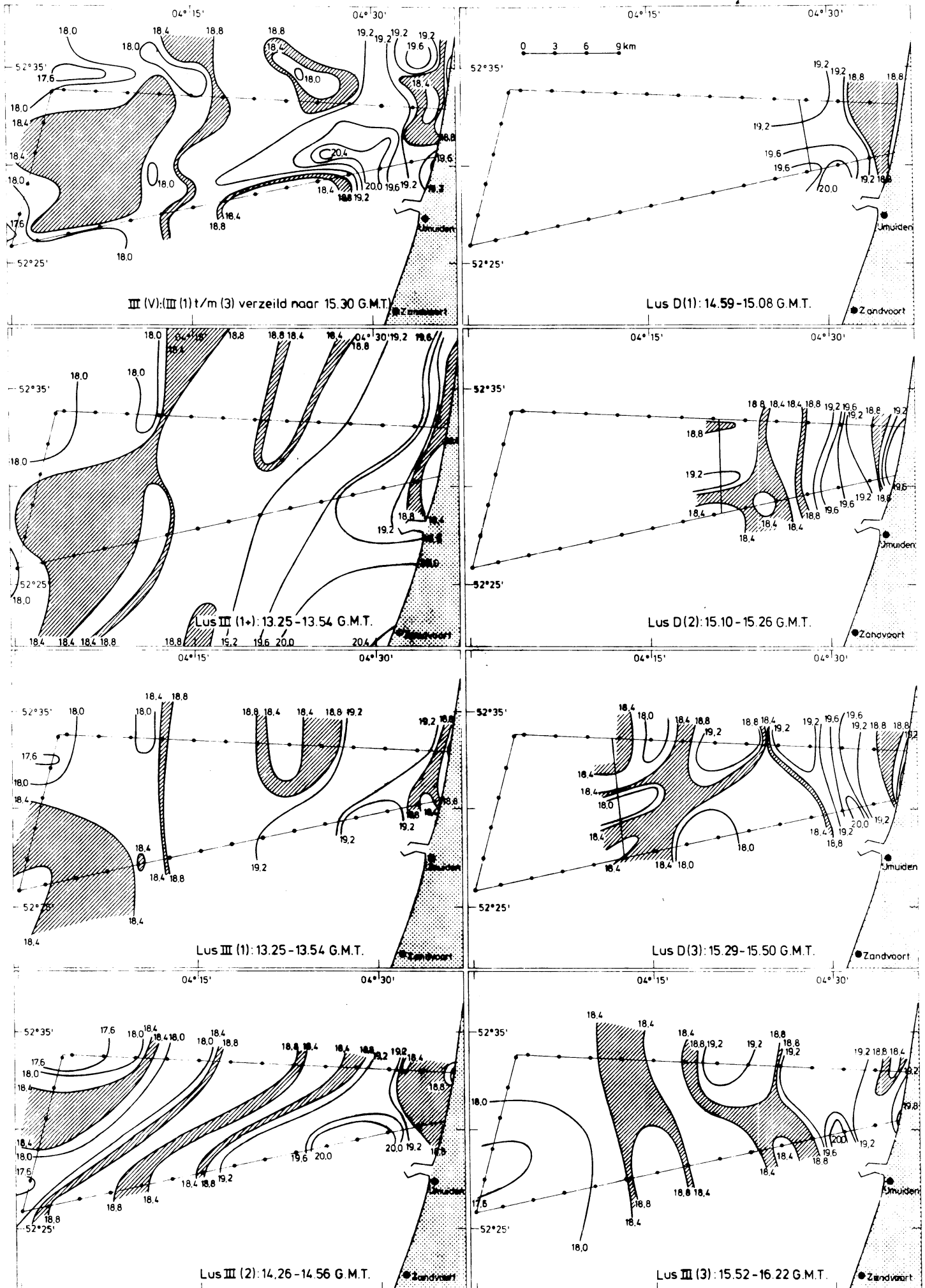


**Figuur 30**  
 VLUCHTPLAN TWEEDE  
 GEDEELTE MEETCAMPAGNE

VOLGORDE IN TIJD:  
 I II III IV  
 III  
 (1) - (2) - (3)  
 III



Figuur 31. 16 aug. 1974: ISOLUNENPATRONEN VAN LUS III WAARNEMINGEN (1<sup>o</sup> onderzoeker)  
 (ter verduidelijking zijn de gebieden met temperaturen tussen 18,4 en 18,8 °C gearceerd)



Figuur 32 16 aug. 1974: ISOLJENPATRONEN VAN LUS III WAARNEMINGEN (2° onderzoeker)  
 (ter verduidelijking zijn de gebieden met temperaturen tussen 18.4-18.8 °C gearceerd).

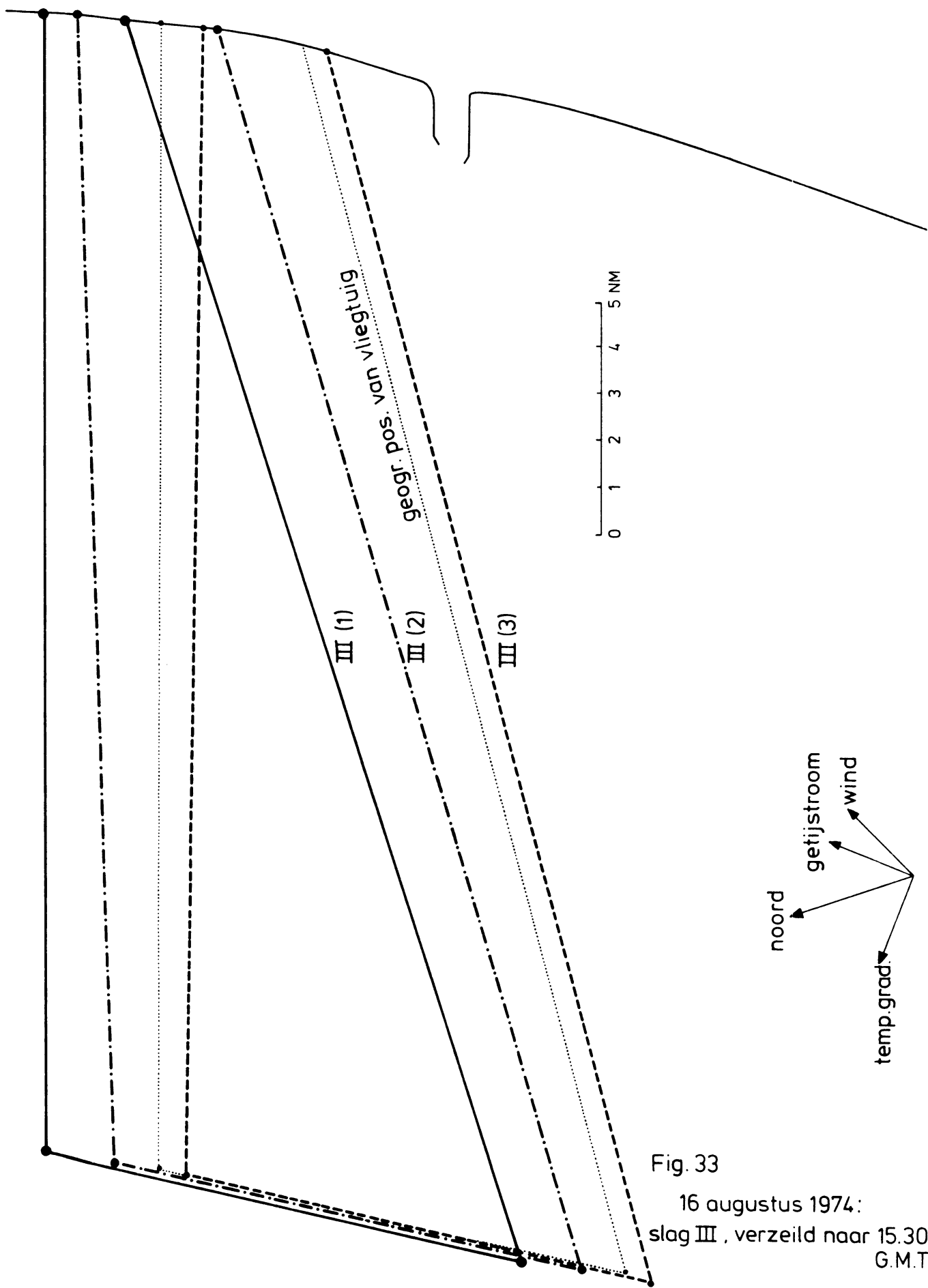


Fig. 33

16 augustus 1974:  
slag III, verzeild naar 15.30  
G.M.T.



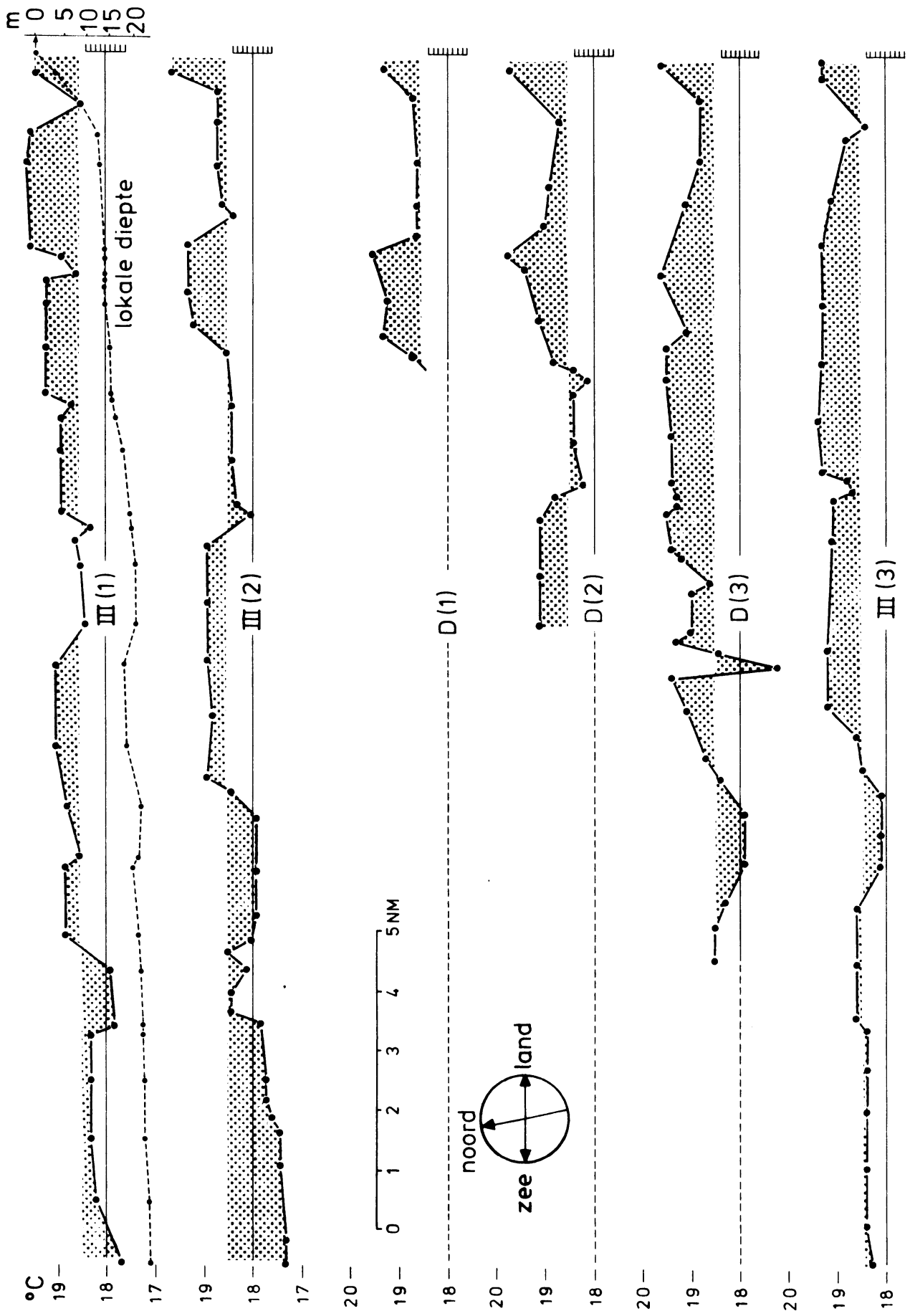


Fig. 34 16 augustus 1974: Temperatuurverloop langs noordelijke vluchtlijn van slag III

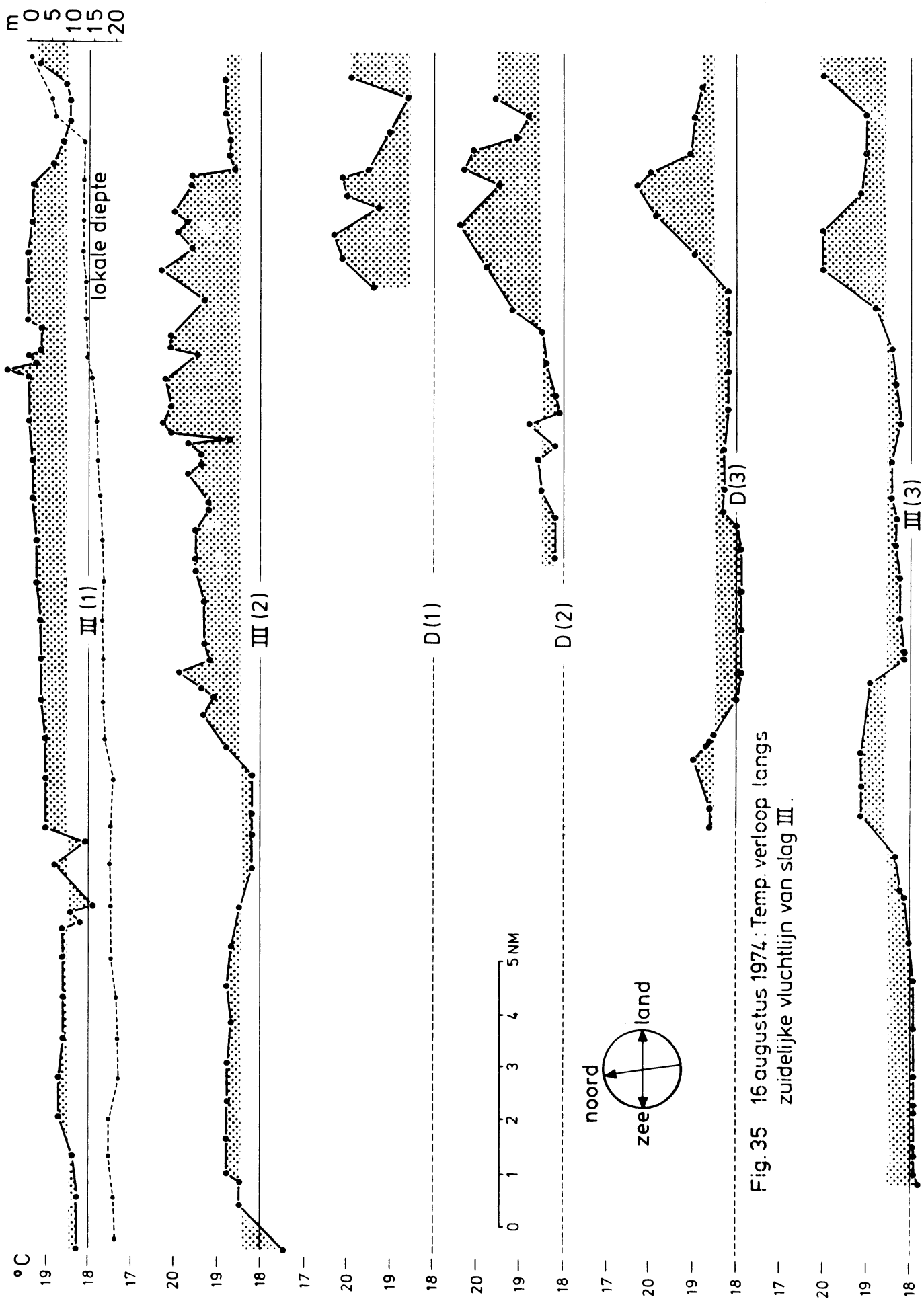


Fig. 35 16 augustus 1974: Temp. verloop langs zuidelijke vluchtlijn van slag III.

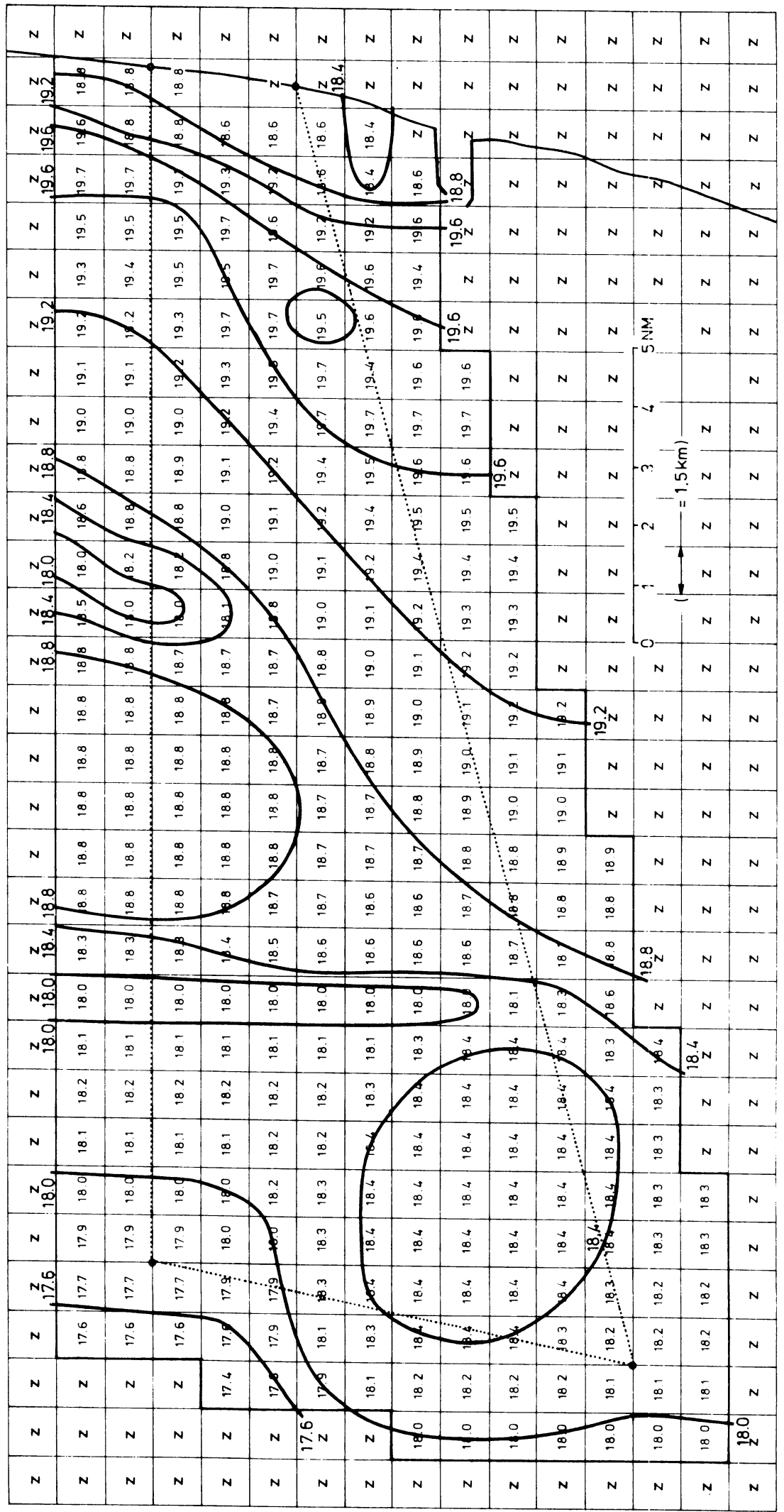
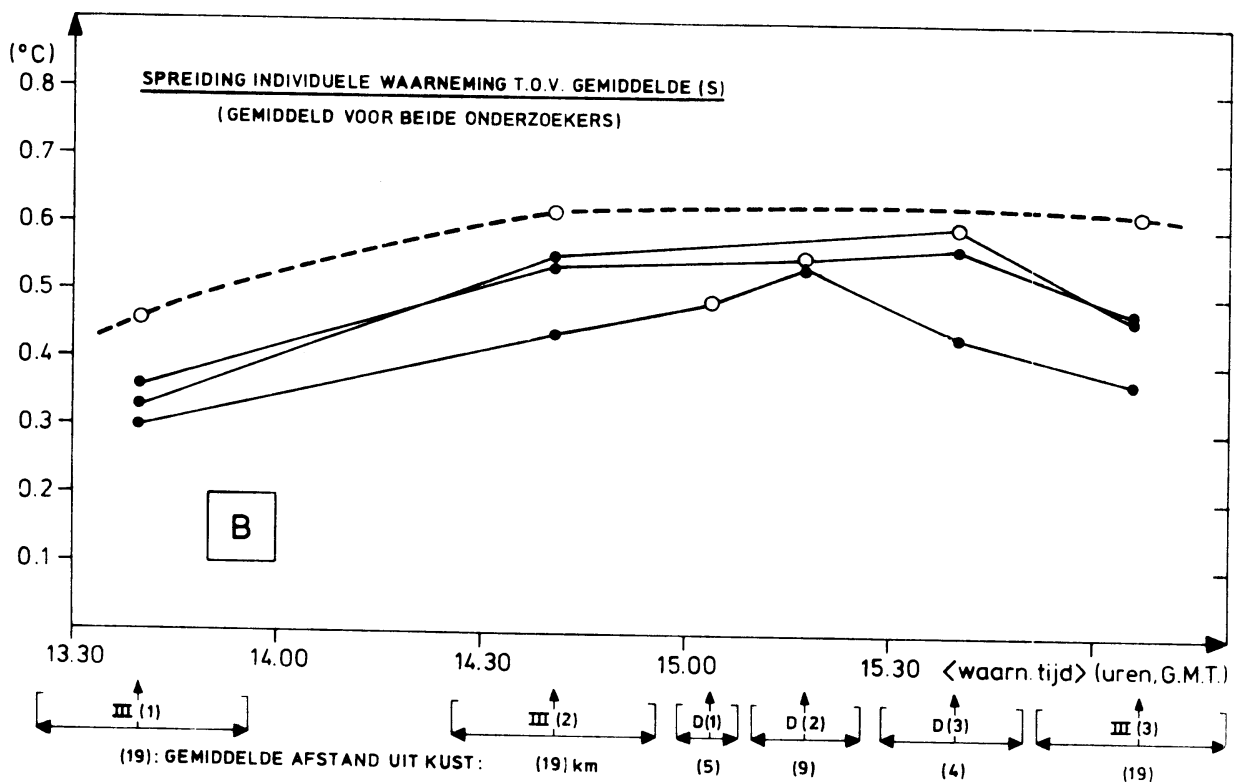
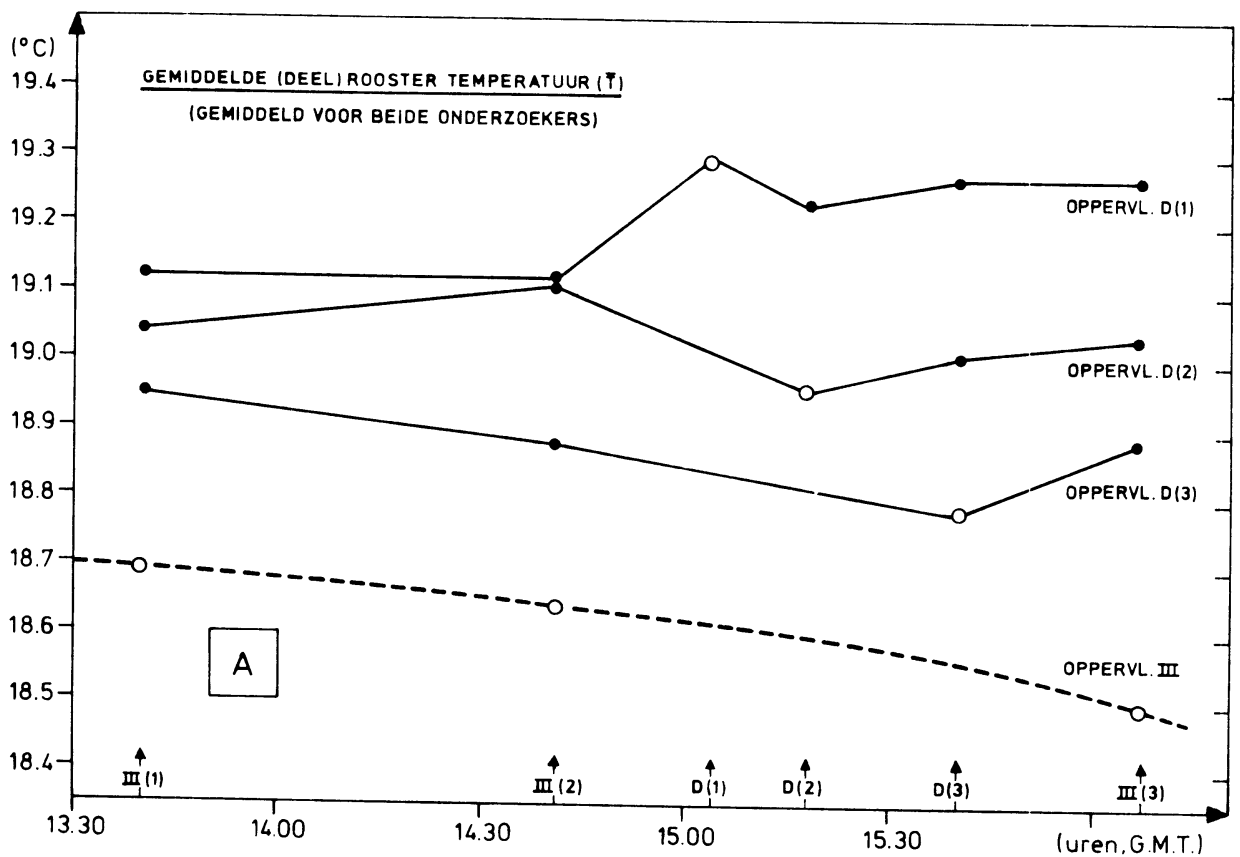
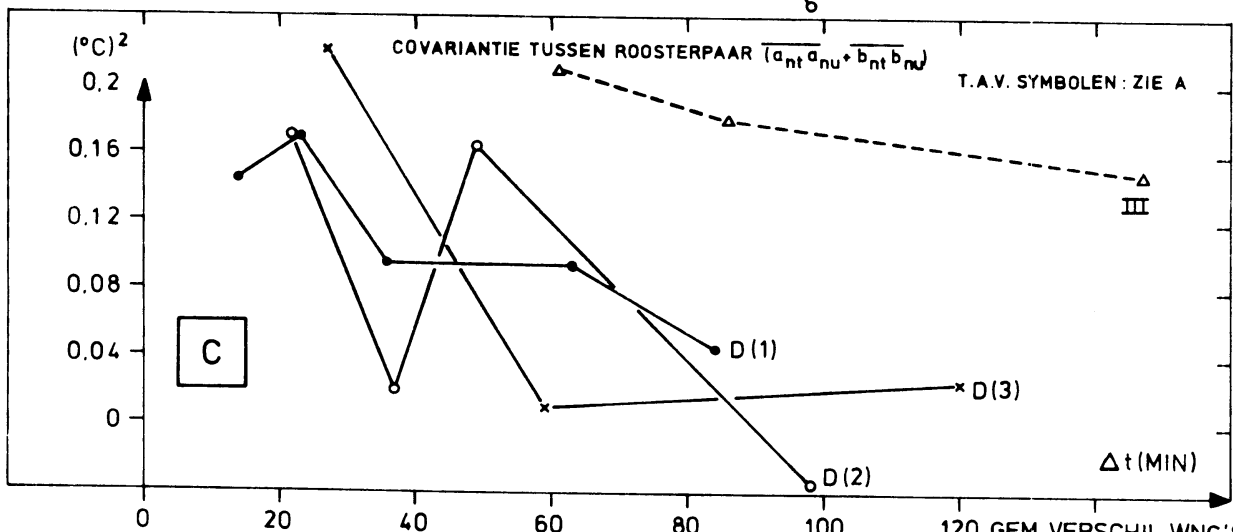
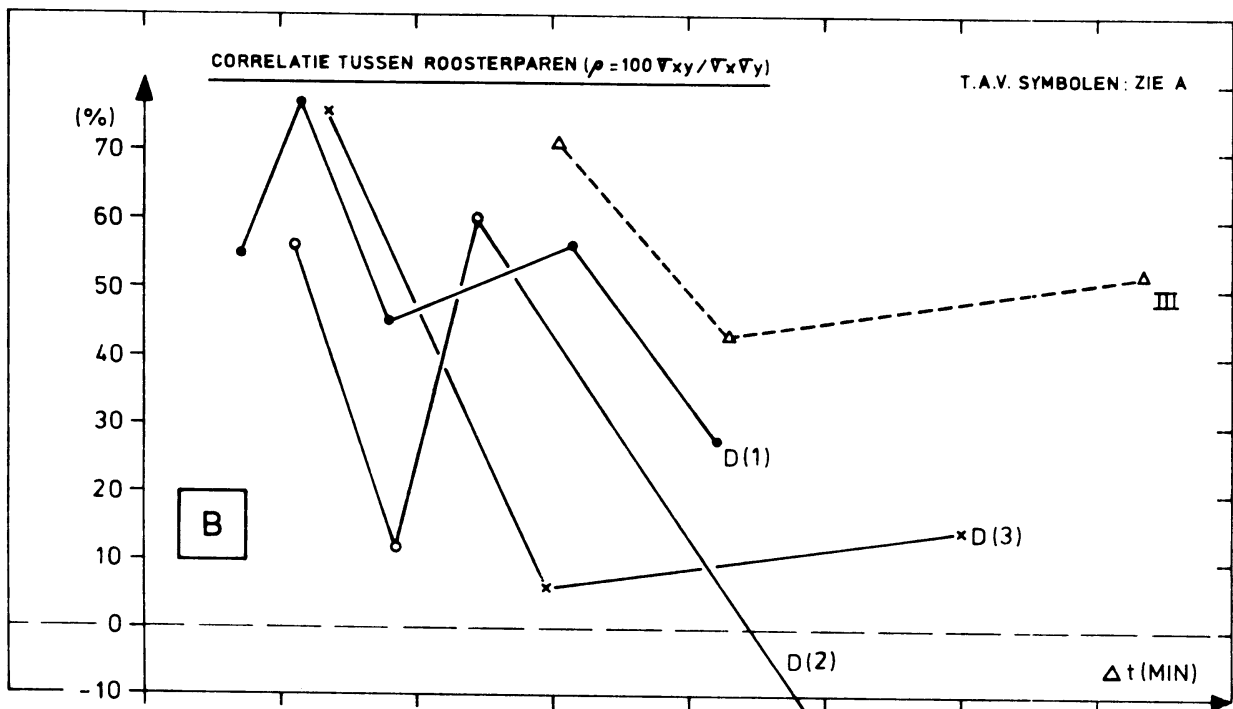
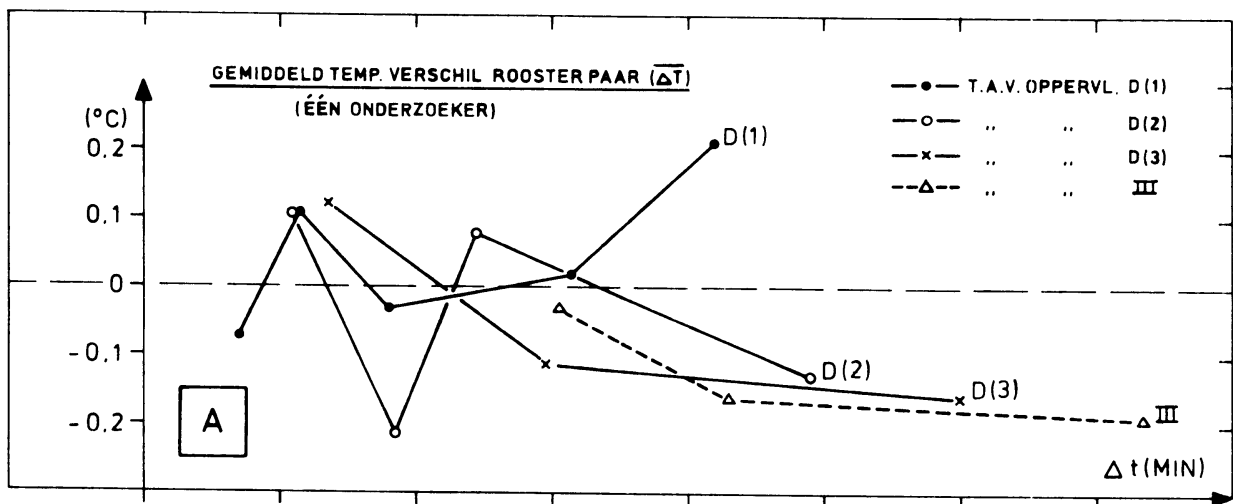


Fig. 36 16 augustus 1974: Rooster Lus III (1+) en de daarop berustende isolijnen interpretatie.



FIGUUR 37: GEMIDDELTE ROOSTER TEMPERATUUR ( $\bar{T}$ ) EN INDIVIDUELE SPREIDING ( $S$ ) ALS FUNCTIE VAN DE GEMIDDELTE WAARNEMINGSTIJD  
PUNTEN BETREKKING HEBBEND OP HETZELFDE (DEEL) ROOSTER ZIJN ONDERLING VERBONDEN.

- : OP GROND VAN EEN SLAG LANGS DE RAND VAN HET BETREFFENDE OPPERVLAEK
- : OP GROND VAN EEN SLAG DIE EEN GROTER GEBIED OMSLOOT DAN HET BETREFFENDE (DEEL) ROOSTER.



FIGUUR 38: HET GEMIDDELD TEMPERATUURVERSCHIL (A), DE CORRELATIE (B) EN DE COVARIANTIE (C) TUSSEN ROOSTERPAAREN ALS FUNCTIE VAN HET BETREFFENDE GEMIDDELD WAARNEMINGS TIJDVERSCHIL. (ZIE TABEL 10)