

KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT

De Bilt

WETENSCHAPPELIJK RAPPORT

W.R. 74-8

H.H. Peeck.

Bepaling van de windschuifspanningscoëfficiënt
boven water met een numeriek model

De Bilt, 1974

Publikationsnummer: K.N.M.I. W.R. 74-8 (M.B.W.)

U.D.C.: 551.511.32:
551.551.21:
518.5 :

summary

This report describes the application of a numerical model to estimate the drag coefficient over open water. The drag coefficient with reference to the wind speed at 10 m, $C_d(10)$ is an important parameter in numerical models for storm surge computation.

In 1967 there was an artificial lake in the middle of Holland during a preliminary stage of reclamation. It provided favourable conditions for reliable wind- and hydrographical measurements. These measurements, which were made in order to determine the lake evaporation from the waterbudget, are very suitable for hindcast computation of the wind setup.

The numerical model designed by Leendertse, which is widely used today, is an implicit, non-linear method for hydrodynamical computations.

The first part of this report gives a description of the concepts of the mathematical and numerical model. Chapter 3.3. illustrates the method of solution on a simple situation with simplified difference equations. Chapter 4 describes the adaptation of the measurements to input data. The most important part of the report, comprising the computational results and methods of analyses, is found in chapter 5. The output is in accordance with the hydrographical measurements calculated to half hourly mean values. The study is based on three different combinations of the surface- and bottomstress parameter. These combinations are compared with the measurements in four different ways.

The analyses in the report show that it seems very likely that C_d is a function of wind speed and that for wind speeds smaller than 14 ms^{-1} , a value for C_d less than 0.0018 yields the best results.

Since the computations agree with the measured values, we may assume that the application of a numerical model, particularly the Leendertse method, is suitable to calculate the wind effect. This leads to the conclusion, that the found upper limit for C_d is reliable.

The method is especially suitable for filling the gap, which exists with respect to the knowledge of the size of C_d for wind speeds between 15 and 25 ms^{-1} .

I N H O U D

1. Inleiding
2. Mathematisch model
3. Numeriek model
 - 3.1. Rooster en roosterfuncties
 - 3.2. Afleiding betrekkingen
 - 3.3. Oplossingsmethode
 - 3.4. Foutenschatting
4. Beschouwing van de metingen
5. Resultaten en analysemethoden
6. Konklusie en aanbevelingen
Figuren

-o-o-o-

1. Inleiding

De eerste fase van de droogmaking van Zuidelijk Flevoland, het leggen van een dijk rond de toekomstige polder, was najaar 1966 nagenoeg gereed. November 1967 begon men met het droogmalen van het afgesloten gebied. Gedurende de periode juni tot begin november 1967 werden er door Wieringa en Koopmans resp. wind- en waterstandmetingen uitgevoerd t.b.v. een verdampingsonderzoek. Deze meetgegevens zijn zeer geschikt om de waarde van de windschuifspanningscoëfficiënt boven water te bepalen met een numeriek model. Dit rapport, betreft de toepassing van de methode Leendertse (1) op Zuidelijk Flevoland. De methode Leendertse is een impliciete niet-lineaire methode voor het langs numerieke weg berekenen van waterstanden en stromen.

2. Mathematisch model

Voor het mathematisch model gaan we uit van de volgende benaderingen van de werkelijkheid:

Stel gegeven een bak, waarvan de afmetingen in drie dimensies bekend zijn, gevuld met een vaste hoeveelheid water. We betrekken de coördinaten van elk punt in de bak t.o.v. een rechtsdraaiend cartesisch assenstelsel waarvan:

1e. het X - Y vlak samenvalt met het ongestoorde wateroppervlak,

2e. de oorsprong overeenkomt met $52^{\circ} 22' \text{ NB} - 5^{\circ} 05' \text{ OL}$.

3e. de Y - as precies naar het Noordoosten wijst,

4e. de lengte eenheid 1545 m bedraagt.

We nemen aan, dat een wijziging van de waterstand aan de rand, geen wijziging in de afmetingen van de bak tengevolge heeft. Boven de bak staat een homogeen windveld, waarvan de snelheid en richting gegeven worden door de 10-minuten gemiddelden van resp. de windsnelheid en de windrichting, zoals die gemeten zijn ter plaatse van het hoofdstation (zie figuur 1). Daar het water onder invloed van dit windveld gaat stromen, treden er wijzigingen op in de stand van het wateroppervlak.

Voor de partiële differentiaalvergelijkingen, die dit verband beschrijven, zie 3.2. Tot zover het mathematisch model.

Voor de berekening van de waterstanden maken we gebruik van een numeriek model.

3. Numeriek model

3.1. Rooster en roosterfuncties

Het numerieke model bestaat in de eerste plaats uit een rooster, wat we kunnen onderverdelen in 3 subroosters (multistaggered grid) n.l. het Z, U en V-rooster. Het Z-rooster bestaat uit punten voor afwijkingen van het ongestoorde wateroppervlak met de coördinaten (j,k) met $j,k = 0,1,\dots,N$. Het U-rooster bestaat uit punten voor de langs de vertikaal geïntegreerde component van de stroomsnelheid in de X-richting met de coördinaten $(j + \frac{1}{2},k)$ met $j,k = 0,1,\dots,N$. Het V-rooster bestaat uit punten voor de langs de vertikaal geïntegreerde component van de stroomsnelheid in de Y-richting met de coördinaten $(j,k + \frac{1}{2})$ met $j,k = 0,1,\dots,N$.

In hoeverre de ligging van de Z-punten nu overeenkomt met meetpunten toont figuur 2.

De meetpunten zijn:

<u>Station</u>	<u>Meetpunt bij</u>	<u>Koörd.</u>
1	Hoofdstation	(9,10)
2	Knarhaven	(9,15)
3	Oostvaardersdiep	(2,8)
4	Muiderberg	(3,1)
5	Nijkerk	(16,5)
6	Hardersluis	(17,16)

Uit het gegeven diepteprofiel is het nu mogelijk aan ieder stroompunt (X,Y) een waarde voor de dieptefunctie toe te kennen. Hiervoor kiezen we de gemiddelde waarde van de diepte in het vierkant met de hoekpunten $(X - \frac{1}{2}, Y - \frac{1}{2})$, $(X + \frac{1}{2}, Y - \frac{1}{2})$, $(X + \frac{1}{2}, Y + \frac{1}{2})$ en $(X - \frac{1}{2}, Y + \frac{1}{2})$. Behalve deze diepte functie bestaat het numerieke model uit nog een drietal functies n.l. Z, U en V.

Deze zijn alleen gedefinieerd op punten van de overeenkomstige subroosters en voor de tijdstippen $t_0 + n \cdot \Delta t$ (met $n = 0,1,\dots$)

Er geldt dat $Z = U = V = 0$ voor het tijdstip t_0 en dat $U = V = 0$ voor alle $t_0 + n \cdot \Delta t$ indien het U - resp. V-punt op de rand ligt.

3.2. Afleiding betrekkingen

Voor het oplossen van het probleem zijn relaties tussen de roosterfuncties nodig. Hiervoor gaan we in navolging van Leendertse [1] uit van de volgende partiële differentiaalvergelijkingen die volgens de klassieke hydrodynamika het verband beschrijven tussen waterstand en stroming na integratie langs de vertikaal in het punt (x, y) in een cartesisch assenstelsel voor een onsamendrukbare, homogene vloeistof.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial Z}{\partial x} + g \frac{U(U^2 + V^2)^{\frac{1}{2}}}{C^2(h + Z)} = F(x) \quad (3.2.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial Z}{\partial y} + g \frac{V(U^2 + V^2)^{\frac{1}{2}}}{C^2(h + Z)} = F(y) \quad (3.2.2)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial \{(h + Z)U\}}{\partial x} + \frac{\partial \{(h + Z)V\}}{\partial y} = 0 \quad (3.2.3)$$

$$\text{Met } U = \frac{1}{h + Z} \int_{-h}^Z u \, da \quad (3.2.4)$$

$$V = \frac{1}{h + Z} \int_{-h}^Z v \, da \quad (3.2.5)$$

hierin zijn:

u, v componenten van de stroomsnelheid parallel aan resp. de x- en y-as.

t tijdcoördinaat

h afstand van de bodem tot het ongestoord wateroppervlak

Z afwijking waterstand t.o.v. ongestoord wateroppervlak

f coriolisparameter

g zwaartekracht parameter

C Chezy-coëfficiënt (parameter voor de bodemwrijving)

$F^{(x)}$, $F^{(y)}$ componenten van de uitwendige krachten aan het oppervlak zoals wind en luchtdruk.

De termen met w (vertikale stroomsnelheid) en de kwadratische termen t.g.v. integratie zijn verwaarloosd. De kromming van de aarde is buiten beschouwing gelaten. Tevens zijn de dynamische randvoorwaarden aan oppervlak en bodem gesubstitueerd in de continuïteitsvergelijking (3.2.3).

Wegens de onbekendheid met de grootte van de Chezy-coëfficiënten zijn de wrijvingstermen in (3.2.1) en (3.2.2) vervangen door resp.

$$\frac{rU(U^2 + V^2)^{\frac{1}{2}}}{(h + Z)} \quad \text{en} \quad \frac{rV(U^2 + V^2)^{\frac{1}{2}}}{(h + Z)}$$

met r een dimensieloze parameter voor de bodemwrijving.

Na verwaarlozing van de luchtdrukgradiënt wordt voor $F^{(x)}$ gesubstitueerd:

$$F^{(x)} = \rho_a \text{ Cd } S_x |S| \quad (3.2.6)$$

$$\text{resp. } F^{(y)} = \rho_a \text{ Cd } S_y |S| \quad (3.2.7)$$

met ρ_a dichtheid van lucht

Cd windschuifspanningscoëfficiënt

S_x , S_y componenten van de windsnelheid op 10 m.

$|S|$ windsnelheid op 10 m.

Na herleiding van (3.2.1), (3.2.2) en (3.2.3) tot differentievergelijkingen (1, blz. 54), lost Leendertse dit stelsel op met de z.g. "multioperation method". Deze bestaat uit twee fasen, waarbij gedurende de eerste fase, van t tot $t + \frac{1}{2}\Delta t$ (Δt is tijdstap) U en Z in de vergelijkingen impliciet zijn en V expliciet, terwijl gedurende de tweede fase, van $t + \frac{1}{2}\Delta t$ tot $t + \Delta t$, V en Z impliciet zijn en U expliciet. De impliciete variabelen worden bepaald door een tridiagonale matrix op te lossen. Hierna is de expliciete variabele steeds eenvoudig te berekenen. Hoe één en ander gebeurt, wordt hieronder geïllustreerd voor een vereenvoudigde situatie.

$$\frac{U_{j+\frac{1}{2},k}^{n+\frac{1}{2}} - U_{j-\frac{1}{2},k}^n}{\frac{1}{2}\Delta t} + g \frac{Z_{j+1,k}^{n+\frac{1}{2}} - Z_{j,k}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta S} = 0 \quad (3.3.4)$$

$$\frac{Z_{j,k}^{n+\frac{1}{2}} - Z_{j,k}^n}{\frac{1}{2}\Delta t} + \frac{(h+Z)_{j+\frac{1}{2},k}^n U_{j+\frac{1}{2},k}^{n+\frac{1}{2}} - (h+Z)_{j-\frac{1}{2},k}^n U_{j-\frac{1}{2},k}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta S} +$$

$$\frac{(h+Z)_{j,k+\frac{1}{2}}^n V_{j,k+\frac{1}{2}}^n - (h+Z)_{j,k-\frac{1}{2}}^n V_{j,k-\frac{1}{2}}^n}{\Delta S} = 0 \quad (3.3.5)$$

$$\frac{V_{j,k+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - V_{j,k+\frac{1}{2}}^n}{\frac{1}{2}\Delta t} + g \frac{Z_{j,k+1}^{n+\frac{1}{2}} - Z_{j,k}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta S} = 0 \quad (3.3.6)$$

We veronderstellen alle variabelen voor het tijdstip $n\Delta t$ bekend. Tevens wordt geëist, dat de randwaarden gegeven zijn als functie van $\frac{1}{2}\Delta t$.

In (3.3.4) en (3.3.5) zijn Z en U impliciet.

Voor vaste k worden (3.3.5) en 3.3.4) resp.:

$$-r_{j-\frac{1}{2}} U_{j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} + Z_{j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} + r_{j+\frac{1}{2}} U_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} = A_j^n \quad (3.3.7)$$

$$-r_j Z_j^{n+\frac{1}{2}} + U_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} + r_{j+1} Z_{j+1}^{n+\frac{1}{2}} = B_{j+\frac{1}{2}}^n \quad (3.3.8)$$

met $r_{j-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta S} (h+Z)_{j-\frac{1}{2}}^n$

$$r_j = r_{j+1} = \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta S} g$$

$$r_{j+\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta S} (h+Z)_{j+\frac{1}{2}}^n$$

$$A_j^n = Z_j^n - \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta S} \{ (h + Z)_{k + \frac{1}{2}}^n v_{k + \frac{1}{2}}^n - (h + Z)_{k - \frac{1}{2}}^n v_{k - \frac{1}{2}}^n \}$$

$$B_{j + \frac{1}{2}}^n = U_{j + \frac{1}{2}}^n$$

Passen we nu (3.3.7) toe voor $(j,k) = (1,1)$ dan geldt:

$$-r_{\frac{1}{2}} U_{\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} + Z_1^{n + \frac{1}{2}} + r_{1\frac{1}{2}} U_{1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} = A_1^n$$

$$\text{of } Z_1^{n + \frac{1}{2}} = -P_1 U_{1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} + Q_1 \quad (3.3.9)$$

$$\text{met } P_1 = r_{1\frac{1}{2}} \text{ en } Q_1 = A_1^n + r_{\frac{1}{2}} U_{\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} = A_1^n$$

Voor $(j,k) = (1,1)$ levert (3.3.8) na substitutie van (3.3.9):

$$-r_1 (-P_1 U_{1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} + Q_1) + U_{1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} + r_2 Z_2^{n + \frac{1}{2}} = B_{1\frac{1}{2}}^n$$

$$\text{of } U_{1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} = -R_1 Z_2^{n + \frac{1}{2}} + S_1 \quad (3.3.10)$$

$$\text{met } R_1 = \frac{r_2}{1 + r_1 P_1} \text{ en } S_1 = \frac{B_{1\frac{1}{2}}^n + r_1 Q_1}{1 + r_1 P_1}$$

Voor $(j,k) = (2,1)$ levert (3.3.7):

$$Z_2^{n + \frac{1}{2}} = -P_2 U_{2\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} + Q_2 \quad (3.3.11)$$

$$\text{met } P_2 = \frac{r_{2\frac{1}{2}}}{1 + r_{1\frac{1}{2}} R_1} \text{ en } Q_2 = \frac{A_2^n + r_{1\frac{1}{2}} S_1}{1 + r_{1\frac{1}{2}} R_1}$$

Daar $U_{2\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}}$ een randwaarde is, dus bekend, kunnen we $Z_2^{n + \frac{1}{2}}$ nu berekenen uit (3.3.11)

Substitutie van $Z_2^{n + \frac{1}{2}}$ in (3.3.10) levert $U_{1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} - Z_1^{n + \frac{1}{2}}$ volgt tenslotte uit (3.3.9)

Geheel analoog bepalen we nu $Z_1^{n + \frac{1}{2}}$, $U_{1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}}$ en $Z_2^{n + \frac{1}{2}}$ voor $k = 2$.

Nu zijn de tussenliggende V 's eenvoudig te bepalen; (3.3.6) wordt

$$V_{1,1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}} = V_{1,1\frac{1}{2}}^n - \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta S} g (Z_{1,2}^{n + \frac{1}{2}} - Z_{1,1}^{n + \frac{1}{2}}) \quad (3.3.12)$$

Hierin is het rechterlid volledig bekend, dus $V_{1,1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}}$ en $V_{2,1\frac{1}{2}}^{n + \frac{1}{2}}$ uit (3.3.12)

Hiermede is de eerste fase gereedgekomen. De tweede fase verloopt geheel analoog. Nu zijn echter V en Z impliciet en U expliciet.

Door het verwisselen van

1e U en V

2e j en k

in de vergelijkingen (3.3.7), (3.3.8) en (3.3.12) en door alle tijdstippen met een half Δt te verhogen worden de vergelijkingen voor de tweede fase verkregen.

3.4. Foutenschatting

De grootste benadering in het numerieke model t.o.v. het mathematisch model ontstaat door de discretisatie van de partiële differentiaal vergelijkingen. Voor een analyse van de grootte van de gemaakte fouten zie Leendertse [1, hfd. 2].

In hoeverre het gebruik van een getrapte roosterrand, zoals bijvoorbeeld bij de roosterpunten (2,1), (3,2) en (4,3), aanleiding geeft tot fouten, zal nader onderzocht worden.

4. Beschouwing van de metingen

Invoergegevens voor de berekeningen zijn de windmetingen van Wieringa [2, blz. 79]. Deze bestonden uit 10-minuten gemiddelden van de windsnelheid (ms^{-1}) en windrichting, zoals die gemeten zijn op 4.17 en 8.17 m hoogte op het hoofdstation. Deze werden eerst gekorrigeerd volgens:

$$U_{\text{corr}} = 0,96 U_{\text{cup}} - 0,12/U_{\text{cup}}$$

De windsnelheid op 10 m hoogte, die overigens maar in geringe mate afwijkt van die op 8.17 m hoogte, volgde uit:

$$U_{10} = U_{8.17} \left(\frac{10}{8.17} \right)^p$$

$$\text{met } p = (\ln U_{8.17} - \ln U_{4.17}) / \ln \frac{8.17}{4.17} .$$

De windrichtingen waren afgerond op veelvouden van 15° . Voor een overzicht van de windgegevens zie figuur 3.

De beschikbare waterstandmetingen zijn door Wieringa en Engeldal herleid tot een nulniveau: het ongestoorde wateroppervlak. Voorzover nodig, zijn de ontbrekende waarden m.b.t. interpolatie aangevuld [2, blz. 56].

5. Resultaten en analyse methoden

De methode Leendertse is toegepast op Zuidelijk Flevoland gedurende de periode 1 september 1600 GMT tot 7 september 0000 GMT 1967. Uitgangspunt zijn de volgende combinaties van Cd en r:

experiment	Cd	r
A	1.60×10^{-3}	0.0017
B	1.60×10^{-3}	0.0100
C	1.76×10^{-3}	0.0100

Voor de overige parameters gelden de volgende waarden ($\phi = 52^\circ$ N.B.):

$$g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$$

$$f = 0.00011 \text{ s}^{-1}$$

$$\Delta t = 720 \text{ s}$$

De windinvoer werd i.v.m. de gekozen tijdstap gevonden door lineaire interpolatie van de windgegevens. De uitvoer is steeds herleid tot halfuurlijkse gemiddelden, overeenkomstig de beschikbare waterstandsmetingen.

Afhankelijk van de norm die we aanleggen, kunnen we zowel extremen als de "mean square root" (euclidische norm) beschouwen als maat voor de kwaliteit van de berekeningen.

Hierbij wordt eerst, ten einde een faseverschil tussen de berekende en de gemeten waterstandskromme te elimineren, gladstrijking toegepast door het drie-uurlijkse lopende gemiddelde te beschouwen.

Belangrijk voor de bepaling van de grootte van de bodemschuifspanningscoëfficiënt is het onderzoek van de variatie, gedefinieerd door de som van de absolute waarde van het verschil van opeenvolgende functiewaarden van Z.

5.1. Extremen

Hiervoor beschouwen we uitsluitend de berekende waterstanden (cm) ten tijde van het gemeten extreem per station per etmaal zowel met als zonder gladstrijking.

5.1.1. Voor de gemeten waterstanden vinden we na gladstrijking:

dag x station	2	3	4	5	6
2	+ 7.4	+ 11.0	+ 8.6	+ 10.8	+ 9.7
3	- 5.1	+ 2.8	- 2.7	+ 10.2	+ 1.6
4	- 11.0	- 11.5	- 10.8	- 10.1	- 9.9
5	- 6.4	- 10.6	- 8.8	- 25.7	- 10.0
6	+ 13.1	+ 12.3	+ 11.1	+ 11.1	+ 7.7

Voor experiment A na gladstrijking:

2	+ 6.7	+ 8.9	+ 7.8	+ 9.9	+ 8.0
3	- 5.2	+ 2.8	- 3.3	+ 9.1	+ 2.8
4	- 11.6	- 11.4	- 10.7	- 10.1	- 10.4
5	- 6.7	- 11.2	- 9.0	- 22.3	- 12.3
6	+ 15.2	+ 13.0	+ 12.5	+ 9.9	+ 12.1

Voor experiment B na gladstrijking:

2	+ 6.5	+ 8.5	+ 7.6	+ 9.8	+ 7.9
3	- 5.2	+ 2.6	- 3.2	+ 8.9	+ 2.7
4	- 11.7	- 11.3	- 10.8	- 9.6	- 10.5
5	- 6.9	- 11.9	- 9.4	- 22.6	- 12.6
6	+ 14.4	+ 11.8	+ 11.9	+ 8.5	+ 11.5

Voor experiment C na gladstrijking:

2	+ 7.2	+ 9.3	+ 8.4	+ 10.8	+ 8.7
3	- 5.8	+ 2.9	- 3.6	+ 9.8	+ 2.9
4	- 12.9	- 12.4	- 11.8	- 10.5	- 11.5
5	- 7.6	- 13.1	- 10.3	- 24.8	- 13.9
6	+ 15.8	+ 12.9	+ 13.0	+ 9.3	+ 12.6

x) dag x d.w.z. periode x-9-1967 0000-2400 GMT.

Deze periode is gekozen wegens, de dagelijkse gang van de wind.

Alle dagen aanwezig, behalve dag 6.

Uit een analyse van de extremen blijkt enerzijds door het vergelijken van de experimenten A en B dat de grootte van de bodemwrijvingscoëfficiënt bij gladstrijking slechts van geringe invloed is, en anderzijds door het vergelijken van de experimenten B en C dat de maximale waarde per station per dag duidelijk een lineaire functie van de windschuifspanningscoëfficiënt is.

Er treden echter verschillen op per station: zo levert experiment A de beste resultaten op voor station 5, experiment B voor station 6 en experiment C voor station 2.

Veronderstellen we, dat C_d ligt in het interval (0.0016,0.0018). Dit levert dan de volgende tabel, waarbij een streepje aangeeft dat het berekende extreem de veronderstelling bevestigt, een getal zonder ster het percentage aangeeft dat de bovengrens verhoogd zou moeten worden, een getal met ster het percentage dat de ondergrens verlaagd zou moeten worden.

Wegens de onzekerheid m.b.t. de grootte van r , zijn de waarden van experiment C met 3% verhoogd. Windsnelheid in (ms^{-1}):

dag π	2	3	4	5
station				
2	-	10	-	-
3	2 [*]	-	18 [*]	1
4	5 [*]	-	-	-
5	5 [*]	6 [*]	2 [*]	1
6	10 [*]	-	7 [*]	12
$U_{10.\text{max}}$	11.2	12.6	12.0	15.4

Deze laatste uitkomsten wekken sterk de indruk, dat de grootte van de C_d afhankelijk is van de windsnelheid. Voor windsnelheden $< 14 \text{ ms}^{-1}$ blijkt dat $C_d < 0.0018$.

5.1.2. Zonder gladstrijking vinden we

voor de gemeten waterstanden:

dag x station		2		3		4		5		6
2	+	8.3	+	14.5	+	10.1	+	12.9	+	10.7
3	-	5.7	+	5.1	-	4.5	+	11.5	+	3.8
4	-	12.7	-	15.6	-	11.9	-	16.4	-	12.2
5	-	9.6	-	14.7	-	10.0	-	31.7	-	11.1
6	+	15.7	+	13.8	+	14.7	+	13.4	+	8.7

Voor experiment A:

2	+	8.8	+	11.4	+	9.1	+	12.0	+	8.6
3	-	6.9	+	4.4	-	7.3	+	11.7	+	5.4
4	-	16.4	-	15.1	-	16.7	-	15.6	-	13.2
5	-	10.4	-	13.7	-	13.3	-	25.2	-	14.9
6	+	17.2	+	15.6	+	17.2	+	18.3	+	15.3

Voor experiment B:

2	+	7.9	+	10.5	+	8.4	+	11.6	+	8.2
3	-	6.3	+	3.5	-	5.7	+	10.0	+	3.8
4	-	14.2	-	14.3	-	12.8	-	15.7	-	12.0
5	-	9.0	-	13.8	-	12.0	-	24.6	-	14.7
6	+	16.6	+	13.4	+	13.4	+	15.9	+	13.1

Voor experiment C:

2	+	8.7	+	11.5	+	9.3	+	12.8	+	9.1
3	-	6.9	+	3.8	-	6.2	+	11.0	+	4.1
4	-	15.5	-	15.7	-	14.0	-	17.1	-	13.1
5	-	9.8	-	15.1	-	13.1	-	27.1	-	16.1
6	+	18.2	+	14.7	+	14.6	+	17.3	+	14.3

x) dag x d.w.z. periode van x-9-1967.0000-2400 GMT.

Uit deze tabellen blijkt dat de hoogte van een extreem in hoge mate afhankelijk is van de grootte van r. Het verdient daarom aanbeveling deze eerst nader te bepalen.

5.2.1. Variatie

We gaan na de invloed van r door de variatie per station per dag te bepalen volgens:

$$\text{var} = \sum_{i=1}^{48} |Z(t_{i+1}) - Z(t_i)| \quad (5.2.1)$$

met $t_{i+1} - t_i = 1800\text{s}$.

Figuur 4 geeft een indruk van de grootte van de schommelingen. Daar door gladstrijking juist een gedeelte van de schommelingen onderdrukt wordt, zullen we alleen de waterstanden zonder gladstrijking beschouwen.

Voor de variatie (mm) vinden we voor de gemeten waterstanden:

dag [*]	2	3	4	5	6
station					
2	403	659	556	648	514
3	576	542	530	721	518
4	849	1250	828	1242	753
5	677	913	809	1445	660
6	641	683	770	956	525

Voor experiment A:

2	466	647	623	608	396
3	562	525	804	876	598
4	1098	1225	1562	1467	1207
5	1008	1112	1125	1253	826
6	1094	966	1263	1554	1151

Voor experiment B:

2	336	454	409	434	287
3	360	384	443	473	371
4	762	829	851	891	800
5	656	818	715	797	576
6	729	581	708	837	718

Voor experiment C:

2	365	487	440	470	311
3	385	415	472	502	400
4	821	890	907	955	860
5	704	881	766	852	621
6	783	625	754	894	769

*) dag x d.w.z. periode x-9-1967 0000-2400 GMT.

Overeenkomstig de verwachting blijkt uit de experimenten B en C, dat de variatie een functie is van de Cd. De toename van de variatie blijkt bij konstante r ongeveer 75% van de toename van de Cd te bedragen. Hierdoor is het nu mogelijk een combinatie (Cd, r) te bepalen, die de beste aanpassing in de zin van de kleinste kwadraten geeft van de variatie van de berekende waterstanden aan de variatie van de gemeten waterstanden. Hierbij veronderstellen we voor konstante Cd, dat we lineair mogen interpoleren voor de variatie als re (0.0017, 0.0100). Voor de optimale combinatie vinden we (0.00168, 0.007).

5.3.1. Euclidische norm

Berekening van de "mean square root" van het verschil van de berekende en de gemeten waterstanden per station per dag, levert tenslotte een goed overzicht van de invloed van de verschillen combinaties op de rekenresultaten. Alle getallen zijn gegeven in tienden van millimeters.

Uit tabellen blijkt, dat B eerder voldoet dan D, maar dat de verschillen gering zijn.

Voor experiment A = (0.0016, 0.0017)

dag ^x	2	3	4	5	6
station					
2	111	206	142	176	130
3	110	169	173	219	182
4	193	299	297	357	297
5	296	379	364	504	287
6	253	264	327	381	316

Voor experiment B = (0.0016, 0.0100)

2	106	181	126	159	130
3	101	158	121	219	159
4	168	269	184	315	242
5	259	344	284	443	285
6	200	216	241	318	253

Voor experiment C = (0.00176, 0.0100)

2	86	153	106	145	102
3	111	165	135	203	170
4	216	288	219	312	262
5	280	387	316	463	335
6	256	244	292	338	296

Voor experiment D = (0.00168, 0.0070)

2	95	170	115	150	114
3	104	163	132	208	168
4	190	278	210	313	257
5	275	372	310	457	309
6	231	233	273	333	282

x) dag x: periode van x-9-1967 0000-2400 GMT

5.4.1 Figuren

Ter illustratie de volgende figuren.

$$Cd = 1.68 \times 10^{-3}, r = 0.007.$$

Figuur 5 toont gehele opzetvelden. De getallen op de roosterpunten (9,16), (0,8), (3,0), (16,4) en (18,16) geven resp. de gemeten waterstand in de meetstations 2 t/m 6 aan op het overeenkomstige tijdstip. Voor de representativiteit van de vermelde windgegevens zie figuur 3.

Figuur 6 toont een bijbehorend stroomveld. Hierin zijn de uitgevoerde stromen het ruimtelijk gemiddelde per Z - punt.

De overheersende windrichting (ZW) en het diepteprofiel geven aanleiding tot een van boven gezien linksdraaiende stroming.

6. Konklusie en aanbevelingen

Resumerend mogen we stellen, dat uit bovenstaande analyses is gebleken dat voor windsnelheden kleiner dan 14 ms^{-1} een waarde voor de windschuifspanningscoëfficiënt < 0.0018 de beste resultaten geeft. Uit de goede overeenstemming van de rekenresultaten met de gemeten waarden blijkt dat toepassing van een numeriek model, i.h.b. de methode Leendertse, in hoge mate in staat is het windeffekt te berekenen. Dit wettigt de konklusie, dat de gevonden bovengrens voor de Cd betrouwbaar is.

Uit vergelijking met fysische methoden, ter bepaling van de grootte van de Cd, blijkt dat de beschreven methode belangrijk minder gekompliceerd is.

Bij toepassing van numerieke modellen voor het berekenen van stormvloeden wordt over het algemeen een $Cd \approx 2.5 \times 10^{-3}$ gebruikt.

Wegens de leemte, die er bestaat m.b.t. de kennis van de grootte van de Cd voor windsnelheden tussen de 15 en 25 ms⁻¹, verdient het aanbeveling in een voor toepassing van het model geschikt gebied, gedurende een meteorologisch geschikte periode (met windsnelheden >15 ms⁻¹) wind- en waterstandmetingen uit te voeren.

Het verdient aanbeveling hierbij echter voorstudies met het numerieke model uit te voeren, teneinde inzicht te krijgen in de gewenste meetnauwkeurigheid.

[1] Leendertse, J.J.: 1967, "Aspects of a computational model for longperiod waterwave propagation", proefschrift Delft.

[2] Wieringa, J.: 1973, "Applications of turbulence measurements over Lake Flevo", proefschrift Utrecht.

ZUIDELIJK FLEVOLAND

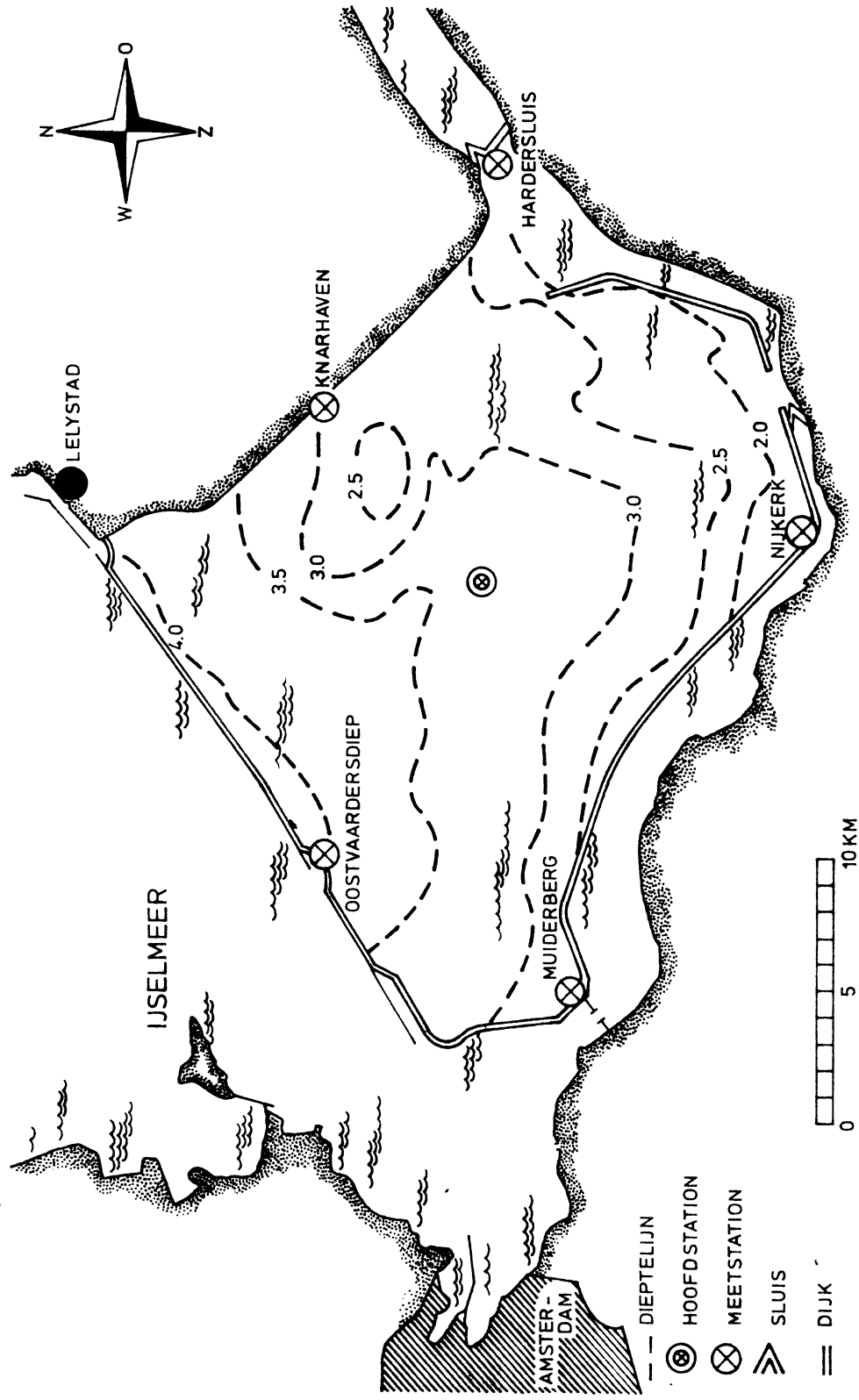


Fig.1

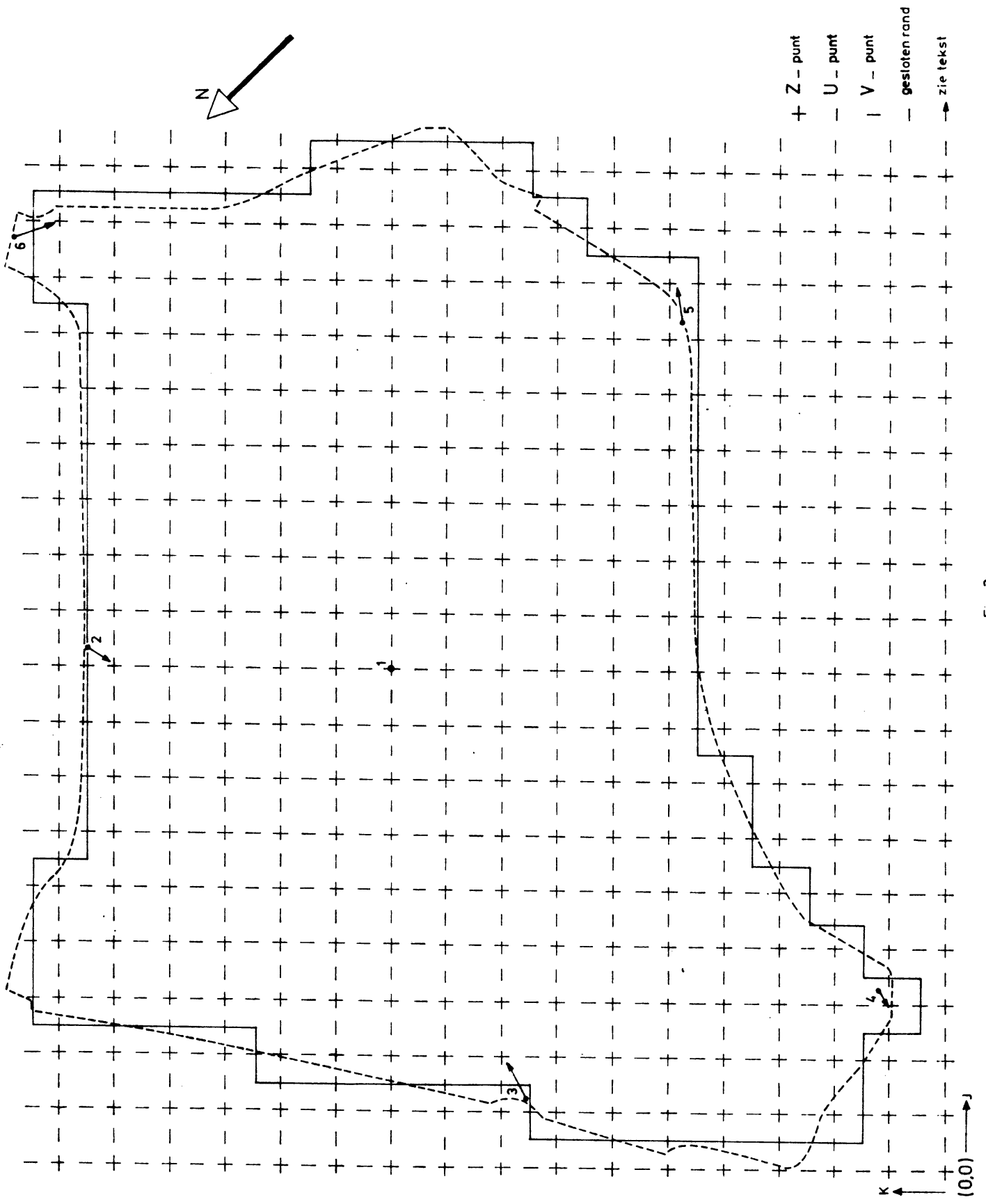


Fig. 2

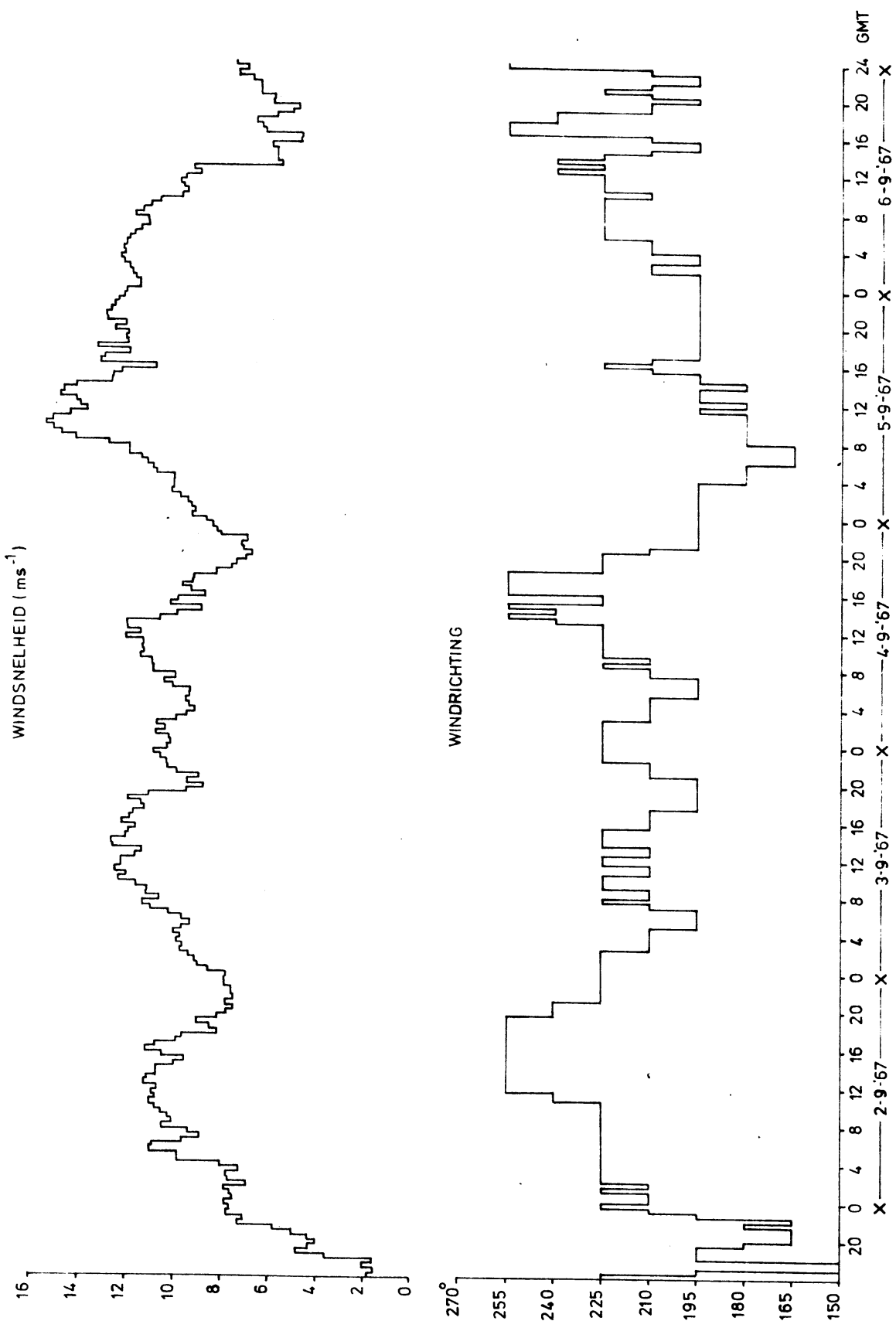


Fig. 3

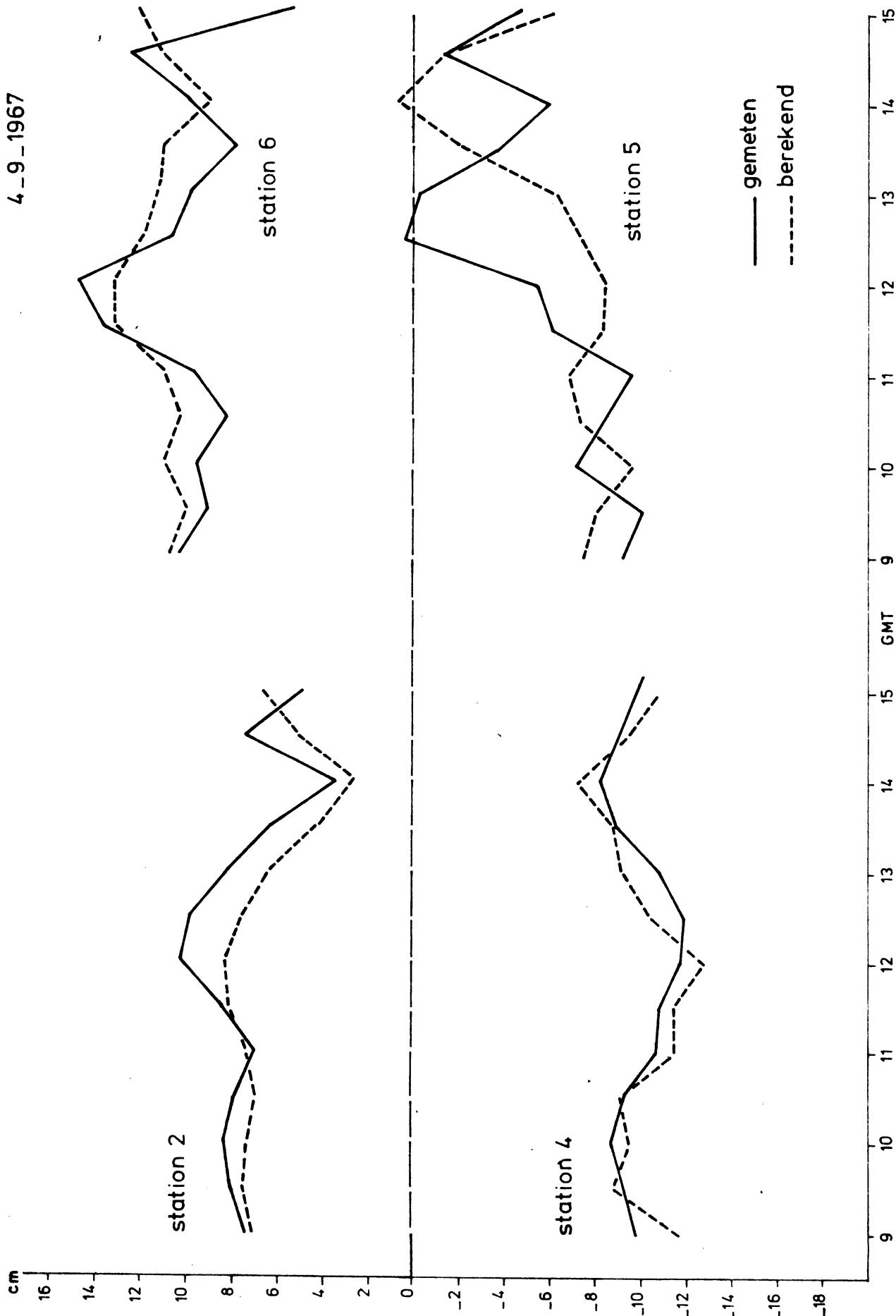


Fig. 4

4 September 1967 1600 GMT

—•— = 270° , $5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$

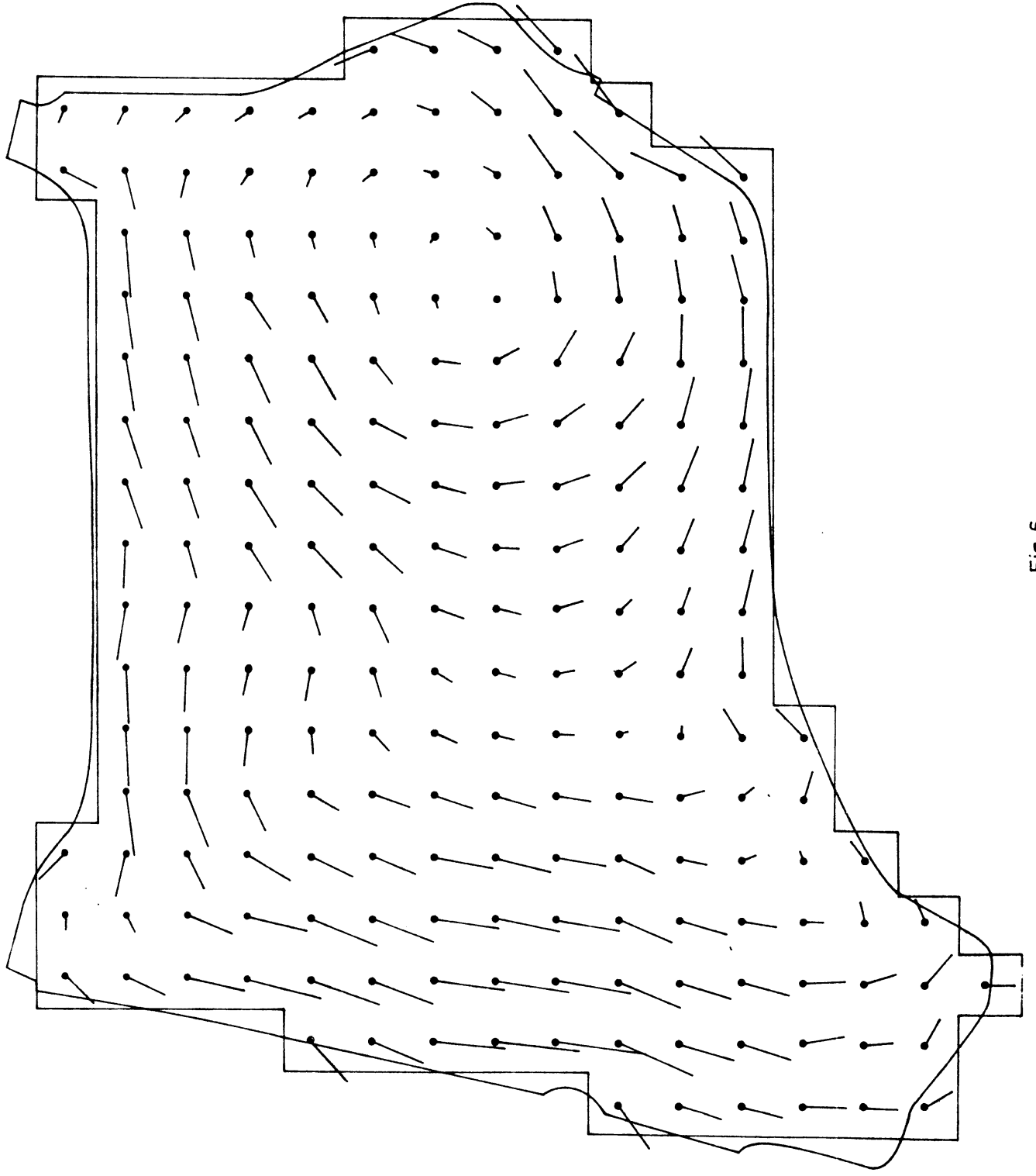


Fig. 6