

waterloopkundig laboratorium
delft hydraulics laboratory

Getijgootonderzoek

onderzoek met bodemruwheid ter verifikatie
van tweedimensionaal numeriek
zoutindringingsmodel

deel A homogene proeven

verslag modelonderzoek

M 896-38A

juli 1979

Getijgootonderzoek

onderzoek met bodemruwheid ter verifikatie
van tweedimensionaal numeriek
zoutindringingsmodel

deel A homogene proeven

verslag modelonderzoek

M 896-38A

juli 1979

INHOUD

Lijst van symbolen

Lijst van tabellen

Lijst van tekeningen

	blz.
<u>1 Inleiding.....</u>	1
<u>2 Beschrijving meetopstelling en proeven.....</u>	3
2.1 Getijgoot.....	3
2.2 Proevenprogramma en meetprogramma.....	4
<u>3 Meet- en instelnaauwkeurigheid van de getijbeweging.....</u>	7
3.1 Algemeen.....	7
3.2 Meet- en instelnaauwkeurigheid.....	9
3.2.1 Het verticale getij.....	9
3.2.2 Het horizontale getij.....	10
3.3 Systematische verschillen getijgoot en 1D-model.....	12
3.3.1 variatie gootlengte L_g	13
3.3.2 variatie waterdiepte h	13
3.3.3 variatie getijamplitude a_o	14
3.3.4 variatie rivierafvoer Q_{Riv}	15
3.3.5 variatie amplitude van wisseldebiet op rivierrand.....	15
3.3.6 variatie faseverschil ψ tussen waterstandsrand ($x=0$) en debiet- rand ($x=L_g$).....	16
3.3.7 variatie Chézykoefficiënt C	17
3.3.8 konklusies.....	18
<u>4 Simulatie getijbeweging met 1D-model.....</u>	19
4.1 Algemeen.....	19
4.2 Simulatie homogene getijproef T12.....	19
4.3 Simulatie homogene getijgootproef T22.....	21
4.4 Simulatie homogene getijgootproef T32.....	22
4.5 Simulatie homogene, korte gootproef T42.....	24
4.6 Samenvatting.....	30

INHOUD (vervolg)

	blz.
<u>5</u> <u>Meting van rhodamineverdeling</u>	28
5.1 Algemeen.....	28
5.2 Meet- en instelnaauwkeurigheid.....	28
5.3 Meetresultaten.....	29
<u>6</u> <u>Simulatie concentratieverdeling met 1D-model</u>	30
6.1 Beschrijving 1D-model.....	30
6.2 Simulatie concentratieverdeling in proef T22.....	30
6.3 Simulatie concentratieverdeling in proef T12.....	31
6.4 Simulatie van de concentratieverdeling in proef T32.....	32
6.5 Getijgemiddelde concentratieverdeling.....	32
6.6 Samenvatting.....	33
<u>7</u> <u>Samenvatting en konklusies</u>	34

Referenties

Appendix A: Het numerieke, eendimensionale, homogene getijmodel

Appendix B: Bewerking snelheidsmetingen

Appendix C: 1D analytisch getijmodel

TABELLEN

FIGUREN

Lijst van symbolen

A_i	amplitude 1e Fourierkomponent vertikaal getij	m
A'_i	amplitude 1e Fourierkomponent horizontaal getij	$m^3 s^{-1}$
$\Delta A_o(n)$	middenstandsverval tussen stations n en 1	m
a_o	amplitude vertikaal zeegetij	m
B	breedte goot	m
C	Chézykoefficiënt	$m^{\frac{1}{2}} s^{-1}$
c	koncentratie	
c_{max}	maximale concentratie	kgm^{-3}
D	dispersiekoëfficiënt	$m^2 s^{-1}$
D_o	dimensieloze dispersiekoëfficiënt	$m^2 s^{-1}$
D_T	dispersiekoëfficiënt in getijgemiddeld model	$m^2 s^{-1}$
D_{To}	dimensieloze dispersiekoëfficiënt in getijgemiddeld model	$m^2 s^{-1}$
g	gravitatie konstante	$m s^{-2}$
h	waterdiepte	m
h_o	middenstand	m
k	golfgetal van getijgolf	m^{-1}
k_o	golfgetal van getijgolf zonder wrijving	m^{-1}
L	gootlengte (fiktieve lengte als $L > L_g$)	m
L_g	fysische gootlengte	m
$L_{i_{max}}$	maximum zoutindringingslengte	m
M	lineariteitskonstante (appendix C)	$m^{-1} s$
Q	debiet	$m^3 s^{-1}$
Q_{Riv}	rivierdebiet	$m^3 s^{-1}$
Q_L	getijdebiet ter plaatse van $x = L_g$	$m^3 s^{-1}$
R^g	hydraulische straal	m
T	getijperiode	s
t	tijd	s
u	snelheid in x-richting	$m s^{-1}$
u_T	getijgemiddelde snelheid $\frac{1}{T} \int_0^T u dt$	s
u^*	schuifspanningssnelheid	$m s^{-1}$
x	koördinaat in lengterichting goot (positief in stroomopwaartse richting)	m
Δx	onderlinge afstand meetstations of stapgrootte 1D-model	m

Lijst van symbolen (vervolg)

y	koördinaat in dwarsrichting	m
z	koördinaat in verticale richting	m
z_0	ruwheidshoogte	m
η	waterstand t.o.v. middenstandsniveau	m
λ	golflengte getijgolf	m
λ_0	golflengte getijgolf zonder wrijving	m
μ	dempingskonstante (appendix C)	m^{-1}
$\Delta\rho$	dichtheidsverschil	$kg\ m^{-3}$
σ_i	standaarddeviatie in grootheid i	variabel
ϕ_1	fase van 1e Fourierkomponent vertikaal getij	o
ϕ_1'	fase van 1e Fourierkomponent horizontaal getij	o
ψ	extra faseverschuiving tussen vertikaal getij in $x=0$ en horizontaal getij in $x=L_g$	o
ω	$\frac{2\pi}{T}$ frekwentie getijgolf	s^{-1}
\sim	middeling over getijperiode	
-	middeling over vertikaal	

Lijst van tabellen

- 1a Gegevens referentieproeven
- 1b Proevenprogramma
- 1c Getijdebieten op de bovenstroomse gootrand
- 2 Reproduceerbaarheid vertikaal getij
- 3 Reproductie vertikaal getij in tweelingproeven
- 4a Fourieranalyse gemeten vertikaal getij
- 4b Fourieranalyse gemeten horizontaal getij
- 5 Invloed variatie randkondities en gootparameters op de getijbeweging
- 6 Invloed convectieterm op getijbeweging
- 7 Getijgemiddelde beschrijving concentratieverdeling

Lijst van figuren

- 1 Schema meetopstelling getijgoot
- 2 Vergelijking instelling getijgoot en numeriek 1D-model
- 3 Lijnen van gelijke snelheid u/\bar{u} in de dwarsdoorsnede bij ruwheid door middel van bodemplaatjes
- 4 Invloed Chézykoefficiënt op de getijbeweging, Proef T12
- 5 Invloed faseverschil ψ op de getijbeweging, Proef T12
- 6 Invloed Chézykoefficiënt op de getijbeweging, Proef T22
- 7 Invloed faseverschil ψ op de getijbeweging, Proef T22
- 8 Invloed Chézykoefficiënt op de getijbeweging, Proef T32
- 9 Invloed faseverschil ψ op de getijbeweging, Proef T32
- 10 Concentratie vertikalen, Proef T22, Station 1
- 11 Concentratie vertikalen, Proef T22, Station 7
- 12 Vergelijking gemeten en berekende concentratieverdeling: invloed t_0 ; proef T22
- 13 Vergelijking gemeten en berekende concentratieverdeling: invloed D; proef T22
- 14 Vergelijking gemeten en berekende concentratieverdeling; proef T12
- 15 Vergelijking gemeten en berekende concentratieverdeling; proef T32
- 16 Gemeten concentratieverdeling; proef T42

1 Inleiding

In het kader van het Toegepast Onderzoek Waterstaat op het gebied van stromingen en transportverschijnselen is een tweedimensionaal (voortaan aan te duiden met 2D) numeriek zoutindringingsmodel ontwikkeld. In dit 2D-model (met één horizontale en één verticale ruimtedimensie) kan de invloed van dichtheidsverschillen op de waterbeweging en op de verticale impuls- en massa-uitwisseling in rekening gebracht worden (ref. 5).

Om de toepasbaarheid van dit 2D-model te toetsen wordt de getijgoot gebruikt als prototype van een homogene en inhomogene getijrivier. In de getijgoot is de getijbeweging en de concentratieverdeling reproduceerbaar instelbaar bij gegeven randkondities en gootparameters, terwijl daarnaast de goot systematisch doorgemeten kan worden. In de rechte goot met rechthoekige dwarsdoorsnede en bodemplaatjes als ruwheidselementen is de stroming in eerste benadering tweedimensionaal; bij nader inzien blijkt de snelheidsverdeling vanwege wandinvloeden (breedte-diepteverhouding ≈ 3) vooral bij de wanden 3D-aspekten te vertonen.

De in de getijgoot voor dit onderzoek uitgevoerde metingen en de daarbij behorende analyse van deze metingen hadden volgens bovenstaande tot doel goed meetmateriaal te leveren voor de toetsing van het 2D-model. Deze toetsing is gesplitst in twee fasen ten einde een duidelijke scheiding van verschillende mechanismen, die de getijbeweging en concentratieverdeling beïnvloeden, te verkrijgen. In de eerste fase worden de berekende en gemeten getijbeweging en concentratieverdeling vergeleken in een stroming zonder dichtheidsverschillen. De metingen en analyse daarvan in een homogene getijstroming zijn in deel A van dit rapport weergegeven. De toetsing van het 2D-model aan deze metingen is weergegeven in rapport R 897-5 (ref. 1).

In de tweede fase van de toetsing van het 2D-model zijn er inhomogene getijgootproeven nodig, die in deel B van dit rapport weergegeven worden. De vergelijking met de uitkomsten van het 2D-model zal in rapport R 897-6 (ref. 2) vastgelegd worden.

Voor de instelling van de bovenstroomse debietrand van de getijgoot is het in het algemeen noodzakelijk een 1D-getijberekening uit te voeren. Deze 1D-getijberekeningen zijn in het in de getijgoot uitgevoerde systematische onderzoek alleen gebruikt voor de instelling van de bovenstroomse debietrand. Nu er een

vergelijking gemaakt wordt tussen 2D-model en getijgoot is het zinvol als tussenstap het 1D-model te gebruiken. Een analyse van de systematische verschillen tussen getijgoot en 2D-model zal eenvoudiger zijn als in eerste instantie de verschillen tussen getijgoot en 1D-model geanalyseerd zijn en een zo goed mogelijke 1D-simulatie van de getijgootproeven gevonden is.

Het onderzoek is uitgevoerd in het kader van het getijgootonderzoek in opdracht van Rijkswaterstaat, Deltadienst, Hoofdafdeling Waterloopkunde. De proeven zijn uitgevoerd in de maanden maart en april 1977, terwijl de 1D-analyse van de proeven in de daaropvolgende 2 à 3 maanden plaatsvond. Het onderzoek stond onder leiding van drs. M. Karelse, die ook dit verslag samenstelde.

2 Beschrijving meetopstelling en proeven

2.1 Getijgoot (zie fig. 1)

De proeven voor dit onderzoek zijn uitgevoerd in de getijgoot. De getijgoot heeft een lengte van 101,5 m en een rechthoekige dwarsdoorsnede (0,67 m breed en 0,50 m diep). In verband met de aanwezige havenaansluitingen (zie M 896-36, ref. 17) was maximaal 30 cm waterdiepte toegestaan. De bodem van de goot ligt horizontaal. De goot is aan het benedenstroomse einde verbonden met een zeebassin van $6 \times 8 \times 1,5$ m. Het verticale getij op zee wordt geregeld met een regelklep. Aan het bovenstroomse einde van de goot kan een met de tijd variërend debiet (d.m.v. een getijtank) en een konstante afvoer (V-stuw) afzonderlijk ingesteld worden. Op ongeveer 64 m vanaf het zeebassin is de goot over 180° omgebogen (zie fig. 1). Op het rechte stuk van het zeebassin tot de bocht zijn 16 waterstandsvolgers (WAVO's) op onderlinge afstanden van $\Delta x = 3,66$ m opgesteld. Vanaf twee over de goot verrijdbare meetwagens kunnen snelheden, geleidbaarheden of andere eigenschappen van het modelwater gemeten worden. De goot is zodanig ingericht (veel plaatjes op bodem, gladde wanden), dat de stroming in hoge mate tweedimensionaal is in het midden van de goot. Alleen nabij de wanden is de snelheidsverdeling driedimensionaal (zie rapport M 896-9, ref. 9).

In het kader van dit onderzoek zijn zowel proeven zonder als met dichtheidsverschillen uitgevoerd. In de in dit deel A behandelde proeven zonder dichtheidseffekten is rhodamine WT gebruikt om de verspreiding van stof vanuit het zeebassin de goot in te bepalen. Het rhodaminegehalte van het water in het zeebassin wordt konstant gehouden door regelmatig een hoeveelheid rhodamine aan het zeebassinwater toe te voegen (ter compensatie van rivierwater). De temperatuur van het rivierafvoerwater (rhodaminegehalte nul) wordt aangepast aan de temperatuur van het zeebassinwater (m.b.v. boiler).

Voor een meer uitgebreide beschrijving van de getijgoot wordt verwezen naar het verslag M 896-2 (ref. 14).

2.2 Proevenprogramma en meetprogramma

In het verleden is in de getijgoot reeds een omvangrijke systematisch onderzoek uitgevoerd naar de invloed van de variatie van randvoorwaarden en stromingskondities op de zoutverdeling. In de meeste proeven van dit onderzoek zijn weerstandsstaafjes gebruikt als extra ruwheid, daarnaast zijn er ook

diverse proeven met bodemplaatjes als extra ruwheid uitgevoerd. In meer recent onderzoek zijn wandstrips als extra ruwheid gebruikt. Getijgootproeven met kleurstof in plaats van met zout als merkstof (zonder dichtheidsverschillen) zijn als eerste in het in dit verslag beschreven getijgootonderzoek uitgevoerd.

Bij de keuze van getijgootproeven ter verifikatie van het 2D-model moet rekening gehouden worden met het volgende eisenpakket:

a. De vertikale uitwisseling van impuls en massa moet in de getijgoot karakteristiek zijn voor de verticale uitwisseling in een getijrivier (als de Rotterdamse Waterweg). Daartoe is het nodig bodemruwheid te gebruiken; de ruwheidselementen mogen echter ten opzichte van de waterdiepte niet te groot zijn.

Een redelijk compromis lijkt de keuze van bodemplaatjes 2×2 cm waarbij $C \approx 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$ haalbaar is en waarmee reeds diverse getijgootproeven uitgevoerd zijn (grotere bodemelementen zijn groter dan $1/10$ van de waterdiepte bij $h = 20$ cm; kleinere bodemelementen geven een minimale Chézy-waarde $C > 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$, met het gevolg dat de zoutindringing groter wordt).

De juiste karakteristieke weergave van de verticale uitwisseling in de getijgoot sluit het gebruik van kunstmatige menging door luchtbellen uit.

b. Omdat slechts over de eerste 60 m van de goot intensief waterstanden, snelheden en concentraties gemeten kunnen worden moet de maximale zout- of kleurstofindringingslengte $L_{i \max} < 60$ m zijn.

Indien hieraan voldaan is hoeft men bovendien geen rekening te houden met bochteffekten.

c. De snelheid in de getijgoot moet goed meetbaar zijn. Norm: gedurende 75% van de getijperiode $T : U > 5$ cm/s.

Om een zo volledig mogelijk pakket metingen te verkrijgen ter verifikatie van het tweedimensionale numerieke zoutindringingsmodel is het nodig getijstromen van elk type gelaagdheid door te meten. Het numeriek model is specifiek ontworpen voor gedeeltelijk gemengde getijstromen, die gekenmerkt worden door de aanwezigheid van een niet scherp grensvlak tussen boven- en onderlaag. Gemengde getijstromen, die gekenmerkt worden door een concentratie die slechts in de lengterichting varieert (geen grensvlak) moet het model ook kunnen simuleren. In hoeverre gelaagde getijstromen, die gekenmerkt worden door een vrij scherp

grensvlak tussen onder- en bovenlaag nog met dit model weer te geven zijn is tevens een punt van nader onderzoek. Voorafgaand aan dit onderzoek zijn er een 3-tal metingen in de getijgoot verricht die voldoen aan de eisen a en b. De zogenaamde referentieproef T161 (uitgevoerd bij de referentie-omstandigheden van het systematisch onderzoek, doch met bodemplaatjes 2×2 cm in plaats van met weerstandsstaafjes, zie ref. 10 en 11) wordt daaruit als meest gelaagde getijproef gekozen. Een meer gemengde getijgootproef is proef T180 (zie rapport M 896-17, ref. 12).

Om bij de optimale keuze van de gootlengte ($L \approx$ resonantielengte ≈ 180 m) de meest gemengde proeven te verkrijgen zonder luchtbellens te injecteren was het plan de proeven T31 en T30 te doen met $\Delta\rho = 10$ resp. 20 kg/m^3 , $Q_{\text{riv}} = 1,45 \text{ l/s}$ en $2a_0 = 0,075$ m afwijkend van de referentieomstandigheden (zie tabel 1). Zonder toepassing van kunstmatige menging zijn er geen gemengde getijgootproeven te verkrijgen bij $L \approx 180$ m die voldoen aan het gestelde eisenpakket. Om gemengde getijgootproeven te verkrijgen werd een schot geplaatst op $64,05$ m ($35 \times 1/2 \Delta x$ in verband met homogene getijberekening). Een extra probleem wordt in dit geval de initiële menging tussen het geïnjecteerde zoete water en het modelwater goed in het numerieke 2D-model weer te geven. Gekozen voor proef T41 werd:

$L = L_g = 64 \text{ m}$	De overige kondities komen overeen met de referentie-
$Q_{\text{riv}} = 0,3 \text{ l/s}$	kondities. De injectie van zoet water vond bij de
$2a_0 = 0,075 \text{ m}$	bodem plaats.
$\Delta\rho \approx 10 \text{ kg/m}^3$	

Naast de hierboven vermelde zout/zoet-getijproeven zijn er bij dezelfde randkondities en gootparameters (behalve $\Delta\rho$) homogene getijproeven uitgevoerd. Deze proeven werden uitgevoerd om het numerieke model te testen in omstandigheden dat dichtheidsverschillen geen rol spelen (zie tabel 1b). In tabel 1c is de debietrandvoorwaarde ($x = L_g$) voor de verschillende proeven weergegeven, zoals deze om de $1/25$ T door een 1D-getijberekening geleverd wordt met daarnaast een Fourieranalyse van deze getijdebieten.

In de homogene getijproeven is in 16 vaste meetstations (zie fig. 1) de waterstand als functie van de tijd gedurende een volledige getijcyclus gemeten. De onderlinge afstand van de meetstations (Δx) bedroeg $\Delta x = 3,66$ m. De snelheidsvertikaal en de concentratievertikaal zijn als functie van de tijd gedurende een volledige getijcyclus gemeten in de oneven meetstations op Δx , $3\Delta x$ enz.

van de mond. Voor de snelheid werden 12 punten per vertikaal gemeten: $\Delta z = 1/13 \tilde{h} = 0,0166 \text{ m}$ (~ duidt op de getijgemiddelde waarde). De rhodamineconcentratie is in 4 punten per vertikaal bepaald namelijk op $2\Delta z$, $5\Delta z$, $8\Delta z$ en $11\Delta z$ vanaf de bodem. Het slechts in 4 punten van de vertikaal meten van de rhodamineconcentraties werd opgelegd door het slechts beschikbaar zijn van één fluorimeter per meetwagen (tegen 3 mikromolens); dit aantal was voldoende omdat de verschillen in de vertikaal klein waren.

De instrumenten (waterstandsvolgers, mikromolens en fluorimeters) leverden een analoog signaal. De computer die alle meetsignalen bemonsterde en verwerkte, zorgde er voor dat om de $1/25 \text{ T}$ de waarde van het meetsignaal uitgevoerd werd.

3 Meet- en instelnaauwkeurigheid van de getijbeweging

3.1 Algemeen

Zoals in het voorgaande hoofdstuk reeds beschreven is, wordt met behulp van een zeeklep een vertikaal getij in het zeebassin opgewekt. De getijgolf die de getijgoot in loopt interfereert met de aan de bovenstroomse rand teruggekaatste golf, aldus ontstaat er een staande getijgolf in de goot. De getijgoot is in het algemeen te kort voor een eenvoudige instelling van de bovenstroomse rand met behulp van alleen een konstant rivierdebiet Q_{Riv} . De bovenstroomse randdebietinstelling bestaat in 3 van de 4 proeven uit een konstant rivierdebiet Q_{Riv} plus een wisseldebiet $Q_L(t)$. De grootte van dit wisseldebiet volgt uit een berekening met een numeriek 1D-model van de goot met een eenvoudige bovenstroomse debietrandinstelling. In de mond van de goot ($x = 0$) wordt in dit numerieke model hetzelfde vertikale getij als in de getijgoot opgedrukt en op de bovenstroomse rand $x = L$ (fiktieve lengte $L >$ fysische lengte L_g , zie fig. 2) wordt een konstant rivierdebiet Q_{Riv} opgegeven. Dit 1D-model berekent de getijbeweging uitgaande van een bewegingsvergelijking zonder convectie- en dichtheids-term (geen $\Delta\rho$ -effekt). Voor een korte beschrijving van het model zie appendix A. Het met dit 1D-model op een afstand $x = L_g$ van de mond berekende getijdebiet werd als debietrand in de getijgoot gebruikt. Deze koppeling tussen getijgoot en 1D-model was alleen bedoeld voor de instelling van de debietrand van de goot. In het systematische onderzoek variatie randvoorwaarden en gootparameters (rapport M 896-10, ref. 10) bijvoorbeeld zijn deze homogene getijberekeningen gebruikt om de debietrand voor zout/zoet-proeven te leveren.

In het algemeen wordt in de goot een iets ander getij gerealiseerd dan met het 1D-model berekend is. Indien de vergelijking van gemeten en berekende getijbeweging belangrijk wordt, is het noodzakelijk de verschillen tussen beide nader te analyseren.

Ten aanzien van de gemeten getijbeweging in de goot geldt dat de gemeten waarden een eindige nauwkeurigheid hebben: bij elke meetwaarde hoort een meetfout met een stochastisch karakter. Daarnaast is er ook een stochastische afwijking in de instelling van de randkondities en gootparameters aanwezig. Een indruk van de totale onzekerheid in de gemeten getijbeweging tengevolge van meet- en instelnaauwkeurigheid is te verkrijgen uit de mate van reproduceerbaarheid van proeven. In paragraaf 3.2 zal hierop nader worden ingegaan.

Naast de mogelijke verschillen met een stochastisch karakter bestaan er tussen 1D-model en getijgoot ook systematische verschillen, zoals verschillen in

- de plaats waar de zeerandkonditie opgelegd wordt. In de getijgoot wordt een sinusvormig vertikaal getij op 8 m afstand van de mond van de goot ($x=0$) opgedrukt, terwijl in het 1D-model dit getij in de mond zelf opgedrukt wordt.
- de plaats waar de debietrand opgelegd wordt en de debietinstelling zelf. Voor de in het kader van dit verifikatieonderzoek uitgevoerde proeven wijkt de amplitude en fase van het ingestelde wisseldebiet iets af van het opgegeven wisseldebiet.
- de grootte van de ruwheid. De grootte van de ruwheid zoals deze in de goot aangebracht wordt via plaatsing van bodemplaatjes volgt uit onderzoek in een permanente stroming (ref. 9). De effectieve ruwheid in een getijstroming kan afwijken van de ruwheid in een permanente stroming.

In paragraaf 3.3 is de invloed van systematische verschillen in randkondities en gootparameters nader onderzocht aan de hand van een gevoeligheidsonderzoek met het 1D-model.

De analyse van de getijbeweging is hoofdzakelijk verricht aan de hand van de verticale getijbeweging. De horizontale getijbeweging is relatief een orde onnauwkeuriger te meten dan de verticale getijbeweging (zie paragraaf 3.2). Omdat er op de zeerand een sinusvormig vertikaal getij opgedrukt wordt ligt het voor de hand met behulp van Fourieranalyse de vervorming van dit getij in stroomopwaartse richting vast te leggen:

$$\eta(x,t) = A_0(x) + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos(n\omega t - \phi_n) \quad (3.1)$$

waarin η : waterstand t.o.v. ingestelde middenstandsniveau h_0

A_0 : middenstand

A_n : amplitude n^e Fourierkomponent

ϕ_n : fase n^e Fourierkomponent

$\omega = \frac{2\pi}{T}$; T : getijperiode (= 558.75 s)

In het 1D-model wordt in $x = 0$

$$h(0,t) = h_0 + a_0 \cos(\omega t - 90^\circ) \quad (3.2)$$

als randkonditie opgedrukt (zie fig. 2) d.w.z.

de middenstand $h_o = 21,6$ cm

de getijamplitude $a_o = A_1(o)$

3.2 Meetnauwkeurigheid en instelnaauwkeurigheid

3.2.1 Het verticale getij

In de goot is op alle stations een waterstandsvolger aanwezig, zodat het verloop van de waterstand gedurende de getijperiode in alle stations gelijktijdig gemeten kan worden. De mogelijke fout in een waterstandsmeting kan op 0.2 mm gesteld worden.

In enkele getijgootproeven is gedurende meerdere getijden de waterstand gemeten met het doel de mate van reproduceerbaarheid van het vertikaal getij na te gaan. Voor de proeven T161F en T163E (uit rapport M 896-34, ref. 16 die bij referentieomstandigheden uitgevoerd zijn is in 3 stations gedurende 4 getijden gemeten. Voor proef T32 met een grote getijamplitude (zie tabel 1b) is voor 2 stations gedurende 6 getijden de waterstand gemeten.

In tabel 2 is het resultaat van de Fourieranalyse van de gemeten getijden weergegeven, waarbij uit de verschillende waarden van de amplitude en fase van de Fouriercomponenten de standaarddeviatie daarin bepaald is. Uit tabel 2 volgt:

- de grootte van de standaarddeviaties

$$\begin{aligned}\sigma_{A_o} &\approx 0.20 \text{ mm} \\ \sigma_{A_1} &\approx 0.15 \text{ mm} \\ \sigma_{\phi_1} &\approx 0.5^\circ\end{aligned}\tag{3.3}$$

- de amplituden en fasen van de tweede en hogere Fouriercomponenten relatief een orde onnauwkeuriger zijn dan de amplituden en fase van de eerste component.

Naast de reproduceerbaarheid van het getij gedurende een bepaalde proef is ook de mate van reproduceerbaarheid van een proef bekeken aan de hand van zogenaamde tweelingproeven, waarbij onafhankelijk van elkaar de gootparameters en randkondities ingesteld zijn. Behalve de meetnauwkeurigheid en de stabiliteit van de instelling van een proef speelt hierbij als extra faktor de invloed van de instelnaauwkeurigheid mee. Voor 2 stel zout-zoetproeven is het verschil in vertikaal getij onderzocht voor 3 meetstations (zie tabel 3). Er vanwege de kleine hoeveelheid vergelijkingsmateriaal van uitgaande dat

de gevonden verschillen kleiner moeten zijn dan $2 \times$ de standaarddeviaties volgt uit tabel 3 dat:

- de verschillen in de middenstand kleiner zijn dan tweemaal de standaarddeviatie in de middenstand A_0 volgens verg.(3.3) : σ_{A_0} behoeft geen correctie
- de standaarddeviatie in de amplitude $A_1 > 0.15$ mm moet zijn: $\sigma_{A_1} = 0.2$ mm
- de standaarddeviatie in de fase $\phi_1 > 0.5^\circ$ moet zijn: $\sigma_{\phi_1} = 1.5^\circ$

Opmerking:

Opvallend bij vergelijking van de proeven met bodemplaatjes als ruwheidsmiddel (T145/T146) enerzijds met de proeven met weerstandsstaafjes (T3/T3B) anderzijds, is dat de gerealiseerde getijbeweging ondanks de instelling van dezelfde randkondities en gootparameters sterk verschillend is. Dit is een illustratie van het effect van het ruwheidsmiddel op de getijbeweging of anders gezegd het illustreert dat een ruwheidsmiddel in een zout-zoetgetijstroming een heel andere effectieve ruwheid kan geven dan gemeten is in een homogene, permanente stroming. In rapport M 896-34 (ref. 16) is aangegeven dat de effectieve ruwheid voor proeven met staafjesruwheid slechts in lichte mate verandert (C 5% groter in zowel homogene als zout-zoetgetijproeven). Voor proeven met bodemplaatjes daarentegen is de effectieve ruwheid in een zout-zoetgetijstroming veel groter dan in een homogene getijstroming en ook veel groter dan de ingestelde waarde (die volgt uit permanente stroming). Bovendien is er sprake van een verschil tussen het gedrag van de fase en het gedrag van de amplitude.

3.2.2 Het horizontale getij

De snelheidsmetingen zijn uitgevoerd met mikromolens. Bij de beoordeling van deze metingen moeten de volgende foutenbronnen in beschouwing genomen worden:

- a onnauwkeurigheid van de meetapparatuur
- b systematische afwijkingen als gevolg van het feit dat het gevonden ijkverband per mikromolen wordt gelineariseerd, terwijl vervolgens uit alle gevonden gelineariseerde ijkverbanden van de bij de metingen gebruikte mikromolens één gemiddeld ijkverband wordt bepaald (de ijkverbanden van de diverse molens mogen onderling slechts binnen bepaalde grenzen variëren). Het gemiddelde ijkverband wordt voor de verwerking van alle snelheidswaarnemingen gehanteerd
- c positie van de mikromolen is zodanig dat er in het midden van de goot

gemeten wordt, waarbij één molen precies in de as van de goot meet en de andere twee aan weerszijden op ≈ 6.5 cm uit de as meten (zie fig. 1). In ref. 9 is aangegeven dat bij het gebruikte ruwheidspatruon de snelheidsverdeling in dwarsrichting nagenoeg uniform is in het midden van de gootstroming (zie fig. 3a). Het meten in verschillende vertikalen in het midden van de goot zal daarom weinig invloed hebben op de snelheden, wel echter op de debieten. Bij integratie van de snelheidsmetingen via

$$a = B \int_0^h u \, dz \quad (3.4)$$

is verondersteld dat de snelheidsverdeling uniform is over de gehele dwarsdoorsnede, terwijl aan de wanden de snelheden sterk afnemen (zie fig. 3a en 3b). In figuur 3a is voor de permanente stroming de snelheidsverdeling in dwarsrichting aangegeven, terwijl in fig. 3b in een zout-zoetgetijstroming deze verdeling aangegeven is.

d Daar er slechts 6 mikromolens gebruikt worden in het getijgoot meetbedrijf kan de snelheid slechts in 6 punten gelijktijdig gemeten worden. Door nu gedurende vele getijden met dezelfde randkondities en gootparameters te stromen kan de gehele snelheidsverdeling $u(x,z,t)$ gemeten worden.

In de bewerking van de snelheidsregistraties zijn de hierboven vermelde stochastische en systematische invloeden bijeen genomen om een indruk te geven van de totale onnauwkeurigheid van een snelheidsmeting. Zoals in appendix B vermeld is wordt de grootte van de standaarddeviatie geschat op

$$\sigma_u = 0.75 \text{ cm/s} \quad (3.5)$$

Hiervan uitgaande zou voor de debietbepaling volgens verg.(3.4) volgen dat

$$\sigma_Q \approx 0.3 \text{ l/s} \quad (3.6)$$

Zoals echter reeds eerder is aangegeven treedt er bij gebruik van vergelijking (3.4) een systematische afwijking op die geïllustreerd wordt aan de debietkurve in proef T22 station 3 (tabel 4b):

$$Q(x,t) = -3.6 + 28.2 \cos(\omega t - 68^\circ) \text{ l/s} \quad (3.7)$$

waarbij de hogere componenten weggelaten zijn.

Het getijgemiddelde debiet blijkt volgens (3.7) -0.7 l/s groter te zijn dan het ingestelde rivierdebiet Q_{riv} ($= -2,9$ l/s).

Dit duidt er op dat als een betrouwbaarheidsinterval van 95% gehanteerd wordt rond het gemeten debiet dit orde 1 à 2 l/s moet bedragen.

3.3 Systematische verschillen getijgoot en 1D-model

Volgens een analytisch 1D-model van de getijgoot volgt voor de proeven met een lange goot (≈ 179 m) dat in het meetgebied van de getijgoot (de eerste 60 m vanaf de mond) de amplitude van het verticale getij een minimum kan hebben (zie appendix C, figuur C1). In verband hiermee worden in het vervolg bij vergelijking van berekend en gemeten vertikaal getij in het meetgebied van de goot meerdere stations in beschouwing genomen: behalve de zover mogelijk van elkaar gelegen stations 1 en 16 worden ook de tussengelegen stations 7 en 11 in de analyse opgenomen (zie fig. 1). Met behulp van Fourier-analyse is de waargenomen verticale getijbeweging voor de homogene getijgootproeven gesplitst in componenten die in tabel 4 weergegeven zijn. Daaruit blijkt dat er in de langegoot proeven (T12, T22 en T32) inderdaad een minimum in de amplitude A_1 optreedt. Verder blijkt uit deze tabel dat de relatieve grootte en de plaats van dit minimum afhangt van de grootte van de ingestelde getijamplitude, terwijl deze invloed in het analytisch model (appendix C) niet aanwezig is. Met de toename van de verhouding a_0/h neemt ook de invloed van de niet-lineaire effecten op de getijbeweging toe zodat de afwijking van de analytische benadering ook toeneemt. In de proef met de korte goot is er sprake van een opslingering van het verticale getij met toenemende x , overeenkomstig de bevinding uit het analytisch model (appendix C, fig. C2).

Om de gevoeligheid van de in de goot optredende getijbeweging voor variaties in randcondities en gootparameters nader te onderzoeken is gebruik gemaakt van het numerieke 1D-model, dat ook gebruikt is om het wisseldebiet ter plaatse van de bovenstroomse debietrand ($x=L_g$) te bepalen (voor korte beschrijving van dit model, zie appendix A). Ten behoeve van dit gevoeligheids-onderzoek is het 1D-model gemodificeerd, zodanig dat het zoveel mogelijk overeenkomst met de getijgoot vertoont. Dit betekent dat de bovenstroomse rand bij $x = L_g$ gelegd is en dat daar, evenals in de goot ($Q_{L_g}(t) + Q_{riv}$) als debiet opgedrukt wordt. In figuur 2 is het verschil in randcondities en gootparameters tussen getijgoot en 1D-model schematisch weergegeven.

Met behulp van deze zogenaamde korte gootversie van het 1D-model is de invloed van de variatie van die parameters, die systematische verschillen geven in goot en 1D-model, op de getijbeweging onderzocht. De invloed van de bocht op de getijbeweging komt daarbij echter niet ter sprake.

3.3.1 variatie gootlengte L_g

Het wisseldebiet wordt in de goot ter plaatse van $x \approx 101,5$ m als bovenstroomse randvoorwaarde opgedrukt. In de korte gootversie zijn 2 berekeningen met $L_g = 100,65$ m resp. $104,31$ m uitgevoerd om de invloed van L_g te onderzoeken. In tabel 5 is voor 4 stations het vertikaal getij gegeven en in station 1 het horizontale getij in berekeningen met het referentiegetij ($2a_o = 2,5$ cm) en in berekeningen met een zogenaamd groot getij ($2a_o = 7,5$ cm). Via interpolatie volgt uitgaande van een 1D-model met $L_g = 100,65$ m dat het systematische verschil met de getijgoot ($L_g \approx 101,5$ m) de volgende grootte heeft:

getij	uit	vert./horiz.	ΔA_o (St.16)	ΔA_1 (St.16)	$\Delta \phi_1$ (St.16)
klein	B2 t.o.v. B1	vert. getij	,01 mm	-,04 mm	$0,7^\circ$
groot	B38 t.o.v. B27	vert. getij	,03 mm	-,22 mm	$0,6^\circ$
				$\Delta A'_1$ (St.1)	$\Delta \phi'_1$ (St.1)
klein	B2 t.o.v. B1	horiz.getij	-	,10 1/s	$0,4^\circ$
groot	B38 t.o.v. B27	horiz.getij	-	,10 1/s	$0,4^\circ$

In bovenstaande tabel wordt steeds de uitkomst van een goot met lengte $101,5$ m ten opzichte van de goot met lengte $100,65$ m weergegeven.

3.3.2 variatie waterdiepte h

Wordt er een gemiddelde waterdiepte ingesteld, die $0,5$ mm afwijkt van de opgegeven waarde ($0,216$ m) dan heeft dat een geringe invloed op de getijbeweging zoals volgt uit tabel 5:

getij	uit	vert./horiz.	ΔA_0 (St.16)	ΔA_1 (St.16)	$\Delta \phi_1$ (St. 16)
klein	B41 t.o.v. B1	vert.	< 0,02 mm	- 0,03 mm	0,4°
groot	B39 t.o.v. B27	vert.	< 0,03 mm	- 0,02 mm	0,4°
				$\Delta A_1'$ (St. 1)	$\Delta \phi_1'$ (St. 1)
klein	B41 t.o.v. B1	horiz.	-	-,01 l/s	0,2°
groot	B39 t.o.v. B27	horiz.	-	-,05 l/s	0,2°

De in bovenstaande tabel gevonden waarden volgen uit interpolatie. De gevonden afwijkingen zijn veel kleiner dan de standaarddeviatie in de gemeten waarden (zie verg. (3.3), (3.6) en (3.7)). De grootte van de standaarddeviatie is mede bepaald door deze onzekerheid in de instelling van de middenstand.

3.3.3 variatie getijamplitude a_0

In de getijgoot wordt een sinusvormig getij opgedrukt door de zeeklep, die zich op 8 m afstand van de mond van de goot bevindt. Het in de mond van de goot gerealiseerde verticale getij wijkt af van deze sinusvorm. Vergelijking van het verticale getij in station 1 in proef T12 resp. T32 (tabel 4) met dat in de berekeningen B1 resp. B27 leert dat

- in de proeven de amplituden van de hogere Fouriercomponenten A_2 , A_3 enz. meer dan een faktor 2 groter zijn dan in de berekeningen.
- in de proeven de amplitude A_1 systematisch kleiner is dan in de referentieberekeningen. In het 1D-model is A_1 in station 1 te verkleinen tot de gemeten waarde door verkleining van de getijamplitude.

Het gevolg van de verkleining van de getijamplitude met 3% is

getij	uit	vert./horiz.	ΔA_0 (St.16)	ΔA_1 (St.16)	$\Delta \phi_1$ (St.16)
klein	B5 t.o.v. B1	vert.	-,04 mm	-0,37 mm	1,2°
groot	B40 t.o.v. B27	vert.	-,16 mm	-1,07(3.1%)	0,8°
				$\Delta A_1'$ (St. 1)	$\Delta \phi_1'$ (St. 1)
klein	B5 t.o.v. B1	horiz.		-0,18 l/s (1.0%)	0,7°
groot	B40 t.o.v. B27	horiz.		-0,58 l/s (1.8%)	0,8°

Vooral de amplitude van het verticale getij wordt significant beïnvloed door een 3% verkleining van de ingestelde getijamplitude. Een globale beschrijving van de overdrachtsfunctie van het ingesteld zeegetij ter plaatse van de zeeklep naar het getij in de mond van de goot wordt redelijk weergegeven door een verkleining van de getijamplitude met 3%.

3.3.4 variatie rivierafvoer Q_{Riv}

Voor 2 vergelijkbare berekeningen die alleen ten aanzien van de rivierafvoer verschillen (in B160 is de rivierafvoer 1.03 maal groter dan in B111) is het verschil

berekening	vert./horiz.	A_0 (St.8)	A_1 (St.8)	ϕ_1 (St.8)
B111 (Q_{riv})	vert.	1,19 mm	11,79 mm	121,6°
B160 (1.03 Q_{riv})	vert.	1,21 mm	11,78 mm	121,6°
		A'_0 (St.1)	A'_1 (St.1)	ϕ'_1 (St.1)
B111	horiz.	-2,90 1/s	19,23 1/s	59,7°
B160	horiz.	-2,98 1/s	19,23 1/s	59,7°

De getijbeweging wordt bij deze getijomstandigheden dus nauwelijks beïnvloed door een vergroting van de rivierafvoer met 3%.

3.3.5 variatie amplitude van wisseldebiet op rivierrand

Een vergroting van de amplitude van het horizontale getij, dat als debietrand opgedrukt wordt ter plaatse van $x = L_g$, met 3% levert (uit tabel 5):

getij	uit	vert./horiz.	ΔA_0 (St.16)	ΔA_1 (St.16)	$\Delta \phi_1$ (St.16)
klein	B37 t.o.v. B1	vert.	0,03 mm	-0,13 mm	2.0°
klein	B37 t.o.v. B1	horiz.	-	0,28 1/s	1.1°

De regeling van de debietrand vindt plaats met behulp van een waterstands-

regeling van de getijtank. Het totale volume water dat in- of uitstroomt is erg nauwkeurig instelbaar, op grond waarvan verwacht mag worden, dat de amplitude van het debiet beter dan op 1% nauwkeurig ingesteld kan worden. De invloed van deze instelnaauwkeurigheid is opgenomen in de standaarddeviaties voor waterstand en debiet (zie paragraaf 3.2).

3.3.6 variatie faseverschil ψ tussen waterstandsrand ($x=0$) en debietrand ($x=L_g$)

Er zijn enkele systematische verschillen in de randinstelling tussen getijgoot en 1D-model, die duiden op de noodzaak van een extra faseverschuiving bij de simulatie van de goot met het 1D-model te hanteren:

- Bij een analyse van de invloed van het getijtankfilter is gebleken dat er in de proeven uit dit verificatieonderzoek gewerkt is met een debietregeling op de rivierrand, die enige afwijkingen van de opgegeven wisseldebietkurve opleverde. Uit de regeling van de getijtankklep, die de grootte van het debiet dat uit de tank of naar de tank stroomt regelt was per vergissing een filter verwijderd tijdens een onderhoudsbeurt. Het werkelijke ingestelde debiet week daardoor $\approx 7^\circ$ in fase af van het opgegeven debiet:

$$Q_{L_g}(t) = A'_0 + A'_1 \cos[\omega t - (\phi + \phi_1)] + \text{hogere harmonische}$$

Opgegeven is $\phi = 82^\circ$ ($\phi_1 = 0$)

Gerealiseerd is $\phi + \phi_1 = 75^\circ$: $\phi_1 = -7^\circ$

- in de proeven wordt een sinusvormig getij opgedrukt ter plaatse van de zeelep. De afstand zeelep tot de mond van de goot is 8 m. Uitgaande van een lopende getijgolf is het zeebassin ($\approx 1,2$ m diep) volgt dat het verticale getij in $x = 0$ over $\approx 1,5^\circ$ verschoven is:

$$\eta(0,t) = A_0 + A_1 \cos[\omega t - (90 + \phi_2)] + \text{hogere harmonische met } \phi_2 \approx +1,5^\circ.$$

- in de proeven was de gootlengte ongeveer 1 m langer dan in het 1D-model. Dit betekent dat in het 1D-model een kleine faseverschuiving toegepast moet worden in de orde van $\phi_3 = -0,5^\circ$ in $Q_{L_g}(t)$.

Het totale faseverschil tussen waterstandsrand en debietrand is opgegeven als $90 - 82^\circ = 8^\circ$, terwijl er voor een goede simulatie $(90 + 1,5) - (82 - 7 - 0,5) \approx 17^\circ$ ingesteld moet worden: een extra faseverschuiving van

$$\psi = \phi_1 - \phi_2 + \phi_3 \approx -9^\circ$$

in de debietrand ten opzichte van waterstandsrand.

In tabel 5 is de invloed van een faseverschuiving van $\psi = -14,4^\circ (=1/25T)$ weergegeven. Dit levert als resultaat:

getij	uit	vert./horiz.	ΔA_0 (St.16)	ΔA_1 (St.16)	$\Delta\phi_1$ (St.16)
klein	B6 t.o.v.B1	vert.	-0,01 mm	1,98 mm	29°
groot	B26 t.o.v.B27	vert.	-0,10 mm	2,87 mm	$11,6^\circ$
				$\Delta A'_1$ (St.1)	$\Delta\phi'_1$ (St.1)
klein	B6 t.o.v.B1	horiz.	-	1,81 1/s	$-7,0^\circ$
groot	B26 t.o.v.B27	horiz.	-	3,68 1/s	$-2,4^\circ$

Het faseverschil ψ is een parameter die de getijamplitude en fase van het verticale en horizontale getij sterk beïnvloedt. Gezien de hierboven geschatte mogelijke grootte van ψ is variatie van ψ nodig om een goede simulatie van de getijbeweging in de goot met het 1D-model te kunnen verkrijgen. Dat er een faseverschuiving in de proeven is opgetreden volgt kwalitatief ook uit vergelijking van de amplitude van de hogere Fouriercomponenten.

In proef T12 (tabel 4) is de amplitude A_2 in de stations 11 en 16 groter dan de amplitude A_3 , terwijl in alle berekeningen, behalve in B6 met $\psi = -14,4^\circ$ $A_2/A_3 < 1$ is (zie tabel 5).

In proef T32 (tabel 4) is de verhouding A_2/A_3 in de stations 7 en 11 kleiner dan 1, terwijl in de berekeningen $A_2/A_3 > 1$. Echter uit B26 volgt de tendens dat de verhouding A_2/A_3 kleiner wordt met toenemend faseverschil $|\psi|$.

3.3.7 variatie Chézykoefficiënt C

De ingestelde ruwheid volgt uit permanentie proeven. In het 1D-model wordt een Chézykoefficiënt gebruikt die niet varieert met plaats en tijd, alhoewel de waterstand wel varieert met plaats en tijd. Of de effectieve ruwheid in een getijstroming hetzelfde blijft staat bij voorbaat niet vast. De invloed van de grootte van de Chézykoefficiënt blijkt uit tabel 5. Vergroting van C met $3,1 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ levert:

getij	uit	vert.horiz.	ΔA_0 (St.16)	ΔA_1 (St.16)	$\Delta \phi_1$ (st.16)
klein	B3 t.o.v. B1	vert.	-0,47 mm	1,38 mm	-9,5°
groot	B11 t.o.v. B27	vert.	-0,73 mm	5,11 mm	-9,4°
				$\Delta A_1'$ (St.1)	$\Delta \phi_1'$ (St. 1)
klein	B3 t.o.v. B1	horiz.	-	0,5 1/s	-4,3°
groot	B11 t.o.v. B27	horiz.	-	2,12 1/s	-5,3°

Uit bovenstaande tabel volgt dat de invloed van variatie van de Chézykoefficiënt groot is zowel ten aanzien van de middenstand, de getijamplitude A_1 als ook de fase ϕ_1 .

3.3.8 konklusies

In het voorgaande is de gevoeligheid van de getijbeweging voor fysische reële variaties in randkondities en gootparameters aangegeven. Daaruit volgde dat de invloed van de onzekerheid in ingestelde waterdiepte h , amplitude van het getijdebiet Q_{Lg} en rivierafvoer Q_{riv} opgenomen kan worden in de standaarddeviatie van waterstand en debiet tengevolge van meet- en instelnaauwkeurigheid. Als systematische verschillen tussen getijgootmetingen en 1D-berekeningen blijven over:

- verschil in randkondities:

De amplitude van het verticale getij in de mond van de goot ($x = 0$) is in de lange gootbenadering gereduceerd.

Er is een extra faseverschil ψ tussen het in $x = 0$ ingesteld vertikaal getij en het in $x = L_g$ opgedrukte horizontale getij aanwezig.

- verschil tussen de in de getijstromen optredende grootte van de Chézykoefficiënt C (die onafhankelijk van waterdiepte h is in de 1D-model) en de waarde in permanente stromen.

In paragraaf 3.3.5 is reeds aangegeven dat in de mond een 2 à 3% kleinere getijamplitude moet worden aangenomen in het 1D-model. In hoofdstuk 4 is op grond van bovenstaande getracht de gemeten getijbeweging in de proeven zo goed mogelijk te benaderen met het 1D-model via variatie van het faseverschil ψ de Chézykoefficiënt C

Hierbij is gezocht naar één recept voor de drie getijgootproeven in een lange goot (met getijtankregeling).

Opmerking: in het bovenstaande is geen rekening gehouden met de mogelijke invloed van de bocht in de goot op de getijbeweging.

4 Simulatie getijbeweging met 1D-model

4.1 Algemeen

In paragraaf 3.3 is reeds aangegeven dat, via variatie in de Chézykoeffi-
ciënt C en het extra faseverschil ψ tussen waterstandsrand ($x=0$) en debiet-
rand ($x=L_g$) samen met een gereduceerd vertikaal getij in de mond (a_o 2 à 3%
kleiner), er een zo goed mogelijke benadering van de in de getijgoot gerea-
liseerde getijbeweging gevonden moet worden. Daarbij wordt er naar gestreefd
voor 3 "lange" goot proeven T12, T22 en T32 eenzelfde waarde voor ψ en C
te vinden.

Bij de vergelijking van metingen en berekeningen is gebruik gemaakt van de
in 4 stations in Fouriercomponenten gesplitste verticale getijbeweging.
Voor een optimale vergelijking van metingen en berekeningen zijn steeds 3
grootheden gebruikt:

- het verschil in middenstand $A_o(n\Delta x) - A_o(\Delta x) = \Delta A_o(n)$
waarbij n het stationsnummer aanduidt
- het verschil in fase: $\phi_1(n\Delta x) - \phi_1(\Delta x) = \Delta\phi_1(n)$
- de amplitude $A_1(n\Delta x)$.

In de figuren 4 t/m 9 is aan de linkerzijde aangegeven welke waarden van
 $\Delta A_o(n)$, $A_1(n)$ en $\Delta\phi_1(n)$ er gemeten zijn in de overeenkomstige proef. In het
vervolg wordt een interval met

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{\Delta A_o} &= 0,2 \text{ mm} \\ \sigma_{A_1} &= 0,2 \text{ mm} \\ \sigma_{\Delta\phi_1} &= 1,5^\circ \end{aligned} \right\} \quad (\text{zie paragraaf 3.2})$$

rond de gemeten waarde aangenomen om aan te kunnen duiden of gemeten en be-
rekende waarden overeenkomen.

4.2 Simulatie homogene getijgootproef T12

Uitgaande van $2a_o = 2,5 \text{ cm}$ } volgt bij variatie van de Chézykoefficiënt de
 $\psi = 0$ }

grootte van $\Delta A_o(n)$, $A_1(n)$ en $\Delta\phi_1(n)$ uit figuur 4.

Uit vergelijking met de gemeten waarden volgt dat er geen éénduidige waarde van C uit deze vergelijking volgt. Uit de variatie van A_1 als functie van C volgt bijvoorbeeld dat

- in station 1 de gemeten $A_1 <$ berekende A_1 tenzij $C \ll 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$
- de beste benaderingen van de gemeten A_1 bereikt wordt door met toenemende afstand tot de mond C te laten toenemen.

Uitgaande van $2a = 2,5 \text{ cm}$ volgt bij variatie van ψ de grootte van ΔA_0 ,
 $C = 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$

A_1 en $\Delta\phi_1$ uit figuur 5. Opvallend is dat

- het middenstandsverval ΔA_0 nauwelijks varieert met ψ
- de amplitude A_1 in station 1 nauwelijks varieert met ψ en significant groter is dan de gemeten A_1
- een berekening met $C = 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$ en $\psi = -14,4^\circ$ in eerste instantie een redelijke benadering van de gemeten A_1 in de stations 7, 11 en 16 geeft.
- uit de variatie van $\Delta\phi_1$ als functie van ψ volgt dat er geen éénduidige waarde van ψ te vinden is voor de drie stations. Daartoe moet de Chézy-koëfficiënt groter gemaakt worden.

Op grond van de resultaten getoond in de figuren 4 en 5 zijn 3 extra berekeningen uitgevoerd waarin de gerijamplitude a_0 2 resp. 3% verkleind is en zowel C als ψ een waarde gekregen hebben die afwijkt van de referentiewaarden. In onderstaande tabel is voor deze 3 berekeningen de vergelijking met de gemeten waarden nog eens expliciet getoond voor de berekeningen:

Berekening	C ($\text{m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$)	ψ (o)	A_0 (x=0)
type I	20	-14,4	0,98 a_0
type II	20	-10,8	0,97 a_0
type III	20,5	-10,8	0,97 a_0

De vergelijking levert:

		St. 1	St. 7	St. 11	St. 16
Proef T12	ΔA_o		$.96 \pm 0,20$	$1,76 \pm 0,20$	$2,17 \pm 0,20$
Berek. I	(mm)		.95	1,48	2,04
Berek. II			.95	1,48	2,02
Berek. III			.91	1,41	1,94
Proef T12	A_1	$11,93 \pm 0,20$	$11,74 \pm 0,20$	$12,28 \pm 0,20$	$13,99 \pm 0,20$
Berek. I	(mm)	12,00	11,73	12,55	14,16
Berek. II		11,86	11,43	12,10	13,57
Berek. III		11,90	11,62	12,31	13,75
Proef T12	$\Delta\phi_1$		$25,1 \pm 1,5^\circ$	$36,5 \pm 1,5^\circ$	$50,3 \pm 1,5^\circ$
Berek. I	($^\circ$)		25,0	38,8	51,1
Berek. II			24,4	38,4	51,1
Berek. III			23,7	37,2	49,5

Konklusie:

De berekeningen I en III benaderen de gemeten verticale getijbeweging het beste. Berekening II is zeker wat $A_1(n)$ betreft minder goed.

De berekende middenstandsverschillen ΔA_o zijn systematisch kleiner in St.7, 11 en 16 dan de gemeten middenstandsverschillen. Dit duidt er op dat de middenstand met deze berekening slecht te benaderen is. Bij de vergelijking van meting en berekening is vooral gelet op de amplitude A_1 , omdat deze grootte het meest maatgevend is voor de optredende getijdebieten.

4.3 Simulatie homogene getijgootproef T22

Uitgaande van $2a_o = 5 \text{ cm}$ } volgt uit figuur 6 de variatie van $\Delta A_o(n)$, $A_1(n)$
 $\psi = 0$ }

en $\Delta\phi_1(n)$ bij veranderde C:

- in station 1 is de gemeten waarde A_1 kleiner dan de berekende A_1 tenzij $C \ll 19 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$
- er volgt uit de vergelijking van gemeten en berekende A_1 en $\Delta\phi_1$ in de stations 7, 11 en 16 geen éénduidige waarde van C.

Uitgaande van $2a_o = 5 \text{ cm}$ } volgt uit figuur 7 de grootte van $\Delta A_o(n)$
 $C = 19 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ }

$A_1(n)$ en $\Delta\phi_1(n)$ bij veranderende ψ :

- in station 1 varieert de berekende A_1 steeds weinig met ψ , terwijl de waarden groter zijn dan de gemeten waarde
- in eerste instantie geeft een berekening met $C = 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$ en $\psi = -14,4^\circ$ een redelijke benadering van de gemeten $A_1(n)$ in de stations 7, 11 en 16
- uit de variatie van $\Delta\phi_1(n)$ volgt geen éénduidige waarde voor ψ .

Op grond van bovenvermelde resultaten zijn voor proef T22 ook de berekeningen van het type I, II en III uitgevoerd (zie paragraaf 4.2) met als resultaat:

		St. 1	St. 7	St. 11	St. 16
Proef T22	ΔA_0 (mm)		$1,98 \pm 0,20$	$3,26 \pm 0,20$	$4,00 \pm 0,20$
Berek. I			1,93	2,83	3,66
Berek. II			1,88	2,81	3,65
Berek. III			1,84	2,74	3,57
Proef T22	A_1 (mm)	$23,21 \pm 0,20$	$20,29 \pm 0,20$	$19,99 \pm 0,20$	$21,50 \pm 0,20$
Berek. I		23,55	20,37	20,39	22,00
Berek. II		23,32	20,02	19,78	21,06
Berek. III		23,39	20,42	20,29	21,55
Proef T22	$\Delta\phi_1$ (o)		$23,5 \pm 1,5$	$37,4 \pm 1,5$	$52,7 \pm 1,5$
Berek. I			24,8	40,4	55,8
Berek. II			23,7	39,1	54,8
Berek. III			23,2	37,9	52,7

Konklusie:

Berekening III benadert wat betreft $A_1(n)$ en $\Delta\phi_1(n)$ de gemeten verticale getijbeweging het beste.

Het middenstandsverval ΔA_0 is in de berekeningen systematisch kleiner dan het gemeten verval.

4.4 Simulatie homogene getijgootproef T32

Uitgaande van $2a_0 = 7,5 \text{ cm}$ } volgt uit figuur 8 de grootte van $\Delta A_0(n)$,
 $\psi = 0^\circ$ }

$A_1(n)$ en $\Delta\phi_1(n)$ als funktie van C:

- in station 1 is de gemeten A_1 kleiner dan de berekende A_1 tenzij $C \ll 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$

- er volgt uit de vergelijking van gemeten en berekende A_1 en $\Delta\phi_1$ in de stations 7, 11 en 16 geen e nduidige C.

Uitgaande van $2a_o = 7,5 \text{ cm}$ } volgt uit figuur 9 de grootte van $\Delta A_o(n)$,
 $C = 19 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ }

$A_1(n)$ en $\Delta\phi_1(n)$ als funktie van ψ :

- in station 1 is de gemeten A_1 kleiner dan de berekende A_1 tenzij $\psi \ll -14,4^\circ$

- in eerste instantie geeft een berekening met $C = 19 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ en $\psi = -14,4^\circ$ een redelijke benadering van de gemeten $A_1(n)$ in de stations 7, 11 en 16.

Echter de bij deze waarden berekende $\Delta\phi_1$ wijkt zodanig af van de gemeten $\Delta\phi_1$, dat vergroting van C nodig lijkt.

Op grond van bovenvermelde resultaten zijn voor proef T32 ook de berekeningen van het type I, II en III uitgevoerd (zie par. 4.2) met als resultaat:

		St. 1	St. 7	St. 11	St. 16
Proef T32	ΔA_o (mm)		$3,10 \pm 0,20$	$4,59 \pm 0,20$	$5,12 \pm 0,20$
Berek. I			2,65	3,59	4,21
Berek. II			2,58	3,56	4,25
Berek. III			2,50	3,46	4,14
Proef T32	A_1 (mm)	$34,56 \pm 0,20$	$27,89 \pm 0,20$	$26,34 \pm 0,20$	$27,15 \pm 0,20$
Berek. I		34,95	28,15	26,95	28,22
Berek. II		34,64	27,84	25,35	27,09
Berek. III		34,74	28,40	27,10	27,86
Proef T32	$\Delta\phi_1$ ($^\circ$)		$23,4 \pm 1,5$	$38,9 \pm 1,5$	$55,7 \pm 1,5$
Berek. I			24,4	41,1	58,5
Berek. II			23,1	39,2	56,7
Berek. III			22,6	38,1	54,6

Konklusie: Berekening II benadert de gemeten verticale getijbeweging wat betreft amplitude A_1 en faseverschil $\Delta\phi_1$ het beste. De berekeningen I en III zijn wat de amplitude A_1 betreft slecht.

Het verval van de middenstand wordt in geen van de 3 berekeningen goed weergegeven. Ook hier is het berekend verval systematisch te klein.

De invloed van de ruwheid is in deze proef groot: uit vergelijking van berekening II en III volgt dat $2\frac{1}{2}\%$ vergroting van de Ch zyko effici nt reeds een

vergroting van A_1 (St. 16) van bijna 0,8 mm oplevert ($\approx 3\%$). Uitgaande van de relatie

$$C = 18 \log \frac{12 h}{z_0} \quad (4.1)$$

met vaste waarde $z_0 = 0.0076$ mm (z_0 ruwheidshoogte) dan volgt dat gedurende een getijperiode C varieert van 20,2 bij HW tot 17,6 $m^{1/2}/s$ bij LW in de mond van de goot.

Op grond hiervan lijkt het vooral in proeven met grote getijamplitude nodig een gemodificeerd 1D-model met variabele $C(x,t)$ te gebruiken.

4.5 Simulatie homogene korte goot proef T42

Voor een korte goot $L \ll 1/4 \lambda_0$ vertoont de amplitude A_1 geen minimum in de goot (zie appendix C, fig. C2). Bij vergelijking van gemeten en berekend vertikaal getij kan daarom volstaan worden met de waterstanden in station 1 en station 16 te vergelijken. Omdat in deze proef op de rivierstrand een schot geplaatst is en alleen een konstant rivierdebiet daar ter plaatse in de goot gebracht wordt geldt $\psi = 0^\circ$.

In onderstaande tabel is een vergelijking tussen meting T42 en diverse korte goot berekeningen gegeven.

	ΔA_0 (St. 16) (mm)	A_1 (St.1) (mm)	A_1 (St.16) (mm)	$\Delta \phi_1$ (St.16)
Proef T42	$0,61 \pm 0,20$	$38,06 \pm 0,20$	$42,72 \pm 0,20$	$4,3^\circ \pm 1,5^\circ$
Berekening $C = 19$	$< 0,1$	37,98	42,27	$5,8^\circ$
$C = 20,5$	$< 0,1$	37,98	42,38	$5,1^\circ$
$C = 20,5$ en $0,97 a_0$	$< 0,1$	36,86	41,12	$4,9^\circ$
$C = 22$	$< 0,1$	38,01	42,45	$4,3^\circ$

In de korte goot is het fase verschil tussen station 1 en 16 erg klein (factor 10 kleiner dan in proef T32). De amplitude blijkt overeenkomstig de bevindingen uit figuur C2 groter te worden met toenemende x . Uit bovenstaande tabel blijkt dat de invloed van C op de amplitude zeer klein is:

vergroting van C met 8% geeft 2 o/oo vergroting van A_1 .

De invloed van a_0 werkt nagenoeg evenredig door: 3% verlaging van a_0 geeft ook afname van A_1 met 3%. Uit vergelijking van de A_1 (St.1) in meting en

berekening volgt dat in het 1D-model voor de korte goot geen gereduceerde getijamplitude a_0 opgedrukt moet worden. De overdrachtfunctie zeegetij bij de zeeklep naar het getij in de mond van de goot is blijkbaar afhankelijk van de gootlengte. Dit blijkt ook gevonden te worden in het analytisch getijmodel van de goot (zie appendix C). In figuur C1 neemt in een ruwe (bekijk bijv. $\mu = 1/2 k$) lange goot de amplitude van het verticale getij vanaf de zeerand stroomopwaarts gaand eerst af, terwijl bij eenzelfde ruwheid in de korte goot deze amplitude direkt al toeneemt (fig. C3).

Daarnaast neemt de amplitude A_1 (St.1) toe met afnemende Q_{Riv} . Eenzelfde tendens is te vinden in de zout-zoet proeven uit het systematisch onderzoek (M 896-10, ref. 7) waarin ook met afnemende rivierafvoer de amplitude A_1 (St. 1) toeneemt. Op grond van het bovenstaande is de gemeten waterbeweging in proef T142 redelijk te benaderen met het 1D-model met $\psi = 0^\circ$

$$\begin{aligned} a_0 &= 3,75 \text{ cm} \\ C &= 20,5 \text{ m}^{1/2}/\text{s} \end{aligned}$$

Het gemeten middenstandsverval ΔA_0 is veel groter dan het berekende middenstandsverval. Dezelfde tendens is ook in de vorige paragrafen reeds gevonden. Het is bekend dat het niet lineaire karakter van termen in de bewegingsvergelijking een vervorming van het opgedrukt getij oplevert (opwekken van hogere harmonische). Daarnaast leveren deze termen een middenstand A_0 , die ook bij afwezigheid van een konstante rivierafvoer, niet konstant is in de x-richting. In de uitgevoerde proeven is tijdens de vloedperiode de waterstand gemiddeld groter dan tijdens de ebperiode. Dit betekent dat de invloed van de wrijvingsterm bij vloed relatief kleiner is dan bij eb (zie Appendix A, verg. A2). Dit resulteert in een positief middenstandsverval.

In het toegepaste 1D-model wordt systematisch een middenstandsverval berekend dat kleiner is dan het gemeten verval. Als oorzaak hiervan is aangegeven:

- a In het 1D-model is de convectieterm (niet-lineaire term) weggelaten. In tabel 6 is het resultaat van 3 getijberekeningen getoond die eenmaal zonder en eenmaal met convectieterm zijn uitgevoerd. Daaruit blijkt dat het middenstandsverval groter wordt als de convectieterm meegenomen wordt en dat deze toename groter wordt met toenemende getijsnelheden ($2a_0$ groter).
- b In het 1D-model is steeds een Chézykoefficiënt gebruikt die onafhankelijk is van plaats en tijd: Uitgaande van een Chézykoefficiënt, die wel plaats en tijd afhankelijk is, overeenkomstig vergelijking (4.1) namelijk:

$$C = 18 \log \frac{12 h}{z_0}$$

volgt hieruit dat tijdens de vloedperiode de Chézykoefficiënt gemiddeld groter is dan tijdens de ebperiode. Dit betekent een versterking van het hierboven aangeduide waterstandsverval tengevolge van de niet-lineaire wrijvingsterm. Dit extra waterstandsverval is niet aanwezig in het 1D-model. De grootte van dit extra waterstandsverval zal samenhangen met de getijamplitude van het vertikaal getij en waarschijnlijk ook met de amplitude van het getijdebiet. In onderstaande tabel is als gemiddelde van station 11 en 16 het verschil tussen gemeten en berekend middenstandsverval ΔA_0 (beste 1D-simulatie) gegeven evenals de amplitude van vertikaal getij en horizontaal getij (geschat) in station 1.

Proef	a_0 (cm)	amplitude getijdebiet in St.1 (1/s)	$(\Delta A_0 \text{ gemeten} - \Delta A_0 \text{ berekend})$ (mm)
T12	1,25	19	0,3 \pm 0,2
T22	2,5	29	0,5 \pm 0,2
T32	3,75	37	1,0 \pm 0,2
T42	3,75	19	0,5 \pm 0,2

4.6 Samenvatting

In de homogene proeven met bodemruwheid uit dit onderzoek wijkt de met het 1D-model voor de lange goot berekende verticale getijbeweging af van de gemeten getijbeweging. Voor de korte goot stemmen gemeten en berekende waterstand redelijk overeen. Als verklaring voor het gekonstateerde verschil is genoemd:

- dat het faseverschil tussen vertikaal getij in $x = 0$ en horizontaal getij in $x = L_g$ anders was in de goot dan opgegeven: een extra faseverschuiving ψ moet daarom in het 1D-model geïntroduceerd worden
- dat in getijproeven de effectieve ruwheid anders kan zijn dan in permanente proeven bij gemiddelde, vaste waterstand
- dat er een overdrachtsfunctie is tussen het getij bij de zeeklep en het getij in de mond van de goot, die voor de lange goot proeven een reductie van de getijamplitude geeft
- dat vooral ten behoeve van simulatie van proeven met een grote getijamplitude a_0 het 1D-model gemodificeerd moet worden: Chézy plaats en tijd afhankelijk maken.

De lange gootproeven zijn goed met het 1D-model te benaderen wat getijamplitude A_1 en fase ϕ_1 betreft als de volgende modificaties in de gootparameters en randkondities worden aangebracht:

getijamplitude a_0 : 3% reductie
Chézykoefficiënt C : 20 à 20,5 $m^{1/2}/s$
faseverschil ψ : $-10,8^\circ$

De grootte van de effectieve Chézykoefficient (onafhankelijk van x en t) blijkt afhankelijk te zijn van de getijamplitude a_0 . De grootte van de reductie van de getijamplitude blijkt afhankelijk te zijn van de gootlengte en de rivierafvoer. In de korte gootproef ($Q_{riv} = 0,3$ l/s) is namelijk met het 1D-model slechts goed te simuleren zonder reductie van a_0 .

5 Meting van rhodamineverdeling

5.1 Algemeen

Zoals in hoofdstuk 2 reeds is omschreven is in de homogene getijgootproeven uit dit onderzoek rhodamine WT gebruikt om de concentratieverdeling in een getijstrooming zonder dichtheidsverschillen te bepalen. Het rhodaminegehalte van het water in het zeebassin werd konstant gehouden door regelmatig een hoeveelheid rhodamine aan het bassin toe te voegen (ter kompensatie van het rivierwater met concentratie $c = 0$).

Tengevolge van de getijbeweging gaat er een soort rhodaminetong in de goot heen en weer. In de oneven meetstations is in 4 punten in de vertikaal het water bemonsterd door water af te zuigen van het meetpunt naar een fluorimeter (looptijd $\approx 0,08 T \approx 40$ s). Het analoge signaal dat de fluorimeter levert en dat een maat is voor de rhodamineconcentratie werd door de getijgootcomputer bemonsterd. Uit de opgeslagen proefgegevens fabriceerde de computer in een later stadium met behulp van ijkgegevens en gemeten watertemperaturen de rhodamineconcentratie op 25 tijdstippen per getijperiode. Deze uitkomsten moesten in verband met de bovenvermelde looptijd van ≈ 40 s verschoven worden over $\approx 0,08 T$.

5.2 Meet- en instelnaauwkeurigheid

De nauwkeurigheid van een meting in een fluorimeter (met doorstroomcel) mag gesteld worden op

$$\frac{\sigma_c}{c} = 0,02 \quad (\text{zie ref. 18})$$

waarin σ_c : standaarddeviatie in concentratie c .

In de meetopstelling van de uitgevoerde proeven in de goot komt daar nog een extra onzekerheidsfaktor bij tengevolge van

- instelnaauwkeurigheid van getij- en concentratieverdeling.

Om de concentratieverdeling vast te leggen moet er gedurende vele getijden achtereen gemeten worden. (Een vertikaal wordt vastgelegd door 4 getijden achtereen een punt in de vertikaal te bemonsteren)

- onzekerheid ten aanzien van de grootte van de looptijd (van het in het meetpunt afgezogen water naar de fluorimeter)

Tijdens de vloedperiode blijkt in de proeven de concentratie in ongeveer 30 s op te kunnen lopen van de minimum- naar de maximumwaarde. Dit betekent dat als er een 10% onzekerheid in de looptijd optreedt, dat wil zeggen 4 s, dit kan resulteren in een concentratieverschil op een bepaald tijdstip van

$$\frac{4 \text{ s}}{30 \text{ s}} \times 100 \approx 13\%$$

Vooraf bij het bekijken van concentratievertikalen in figuur 10 en 11 kunnen dergelijke verschillen opvallen.

5.3 Meetresultaten

In de figuren 10 en 11 zijn voor 2 stations uit proef T22 de concentratievertikalen voor 25 tijdstippen in het getij weergegeven. In station 1 in de mond van de goot (fig. 10) is duidelijk te zien dat er sprake is van een uniforme verdeling over de vertikaal. In station 7 bij de top van de kleurstoftong blijkt er in de ebperiode wel een verticale concentratie gradient op te treden. Eenzelfde beeld werd in de proeven T12 en T32 gevonden:

- geen verticale concentratiegradient nabij de stations in de mond van de goot en tijdens de vloedperiode in de andere stations
- wel een verticale gradient tijdens de ebperiode in de stations nabij de top van de kleurstoftong.

In de korte gootproef T42 was er nergens sprake van een verticale concentratie gradient.

Op grond van het bovenstaande is de concentratieverdeling nagenoeg ééndimensionaal. In de figuren 12 t/m 16 wordt de concentratieverdeling voor de 4 proeven uit dit onderzoek weergegeven als functie van de tijd en voor diverse meetstations.

6 Simulatie concentratieverdeling met 1D-model

6.1 Beschrijving 1D-model

In appendix A is het getijdeel van het 1D-model beschreven. De concentratieverdeling wordt berekend met de stofbalansvergelijking:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} \right) = 0 \quad (6.1)$$

waarin D : dispersiecoëfficiënt

\bar{c} : concentratie gemiddeld over het profiel

De grootte van de dispersie wordt volgens de literatuur (ref. 3) voor een homogene getijstrooming beschreven door

$$D = D_0 |u^*| (x,t) R(x,t) \text{ met } D_0 = 20,2 \quad (6.2)$$

waarin u^* : schuifspanningssnelheid = $\sqrt{g/C^2} \bar{u}$

R : hydraulische straal, die voor proeven met bodemruwheid geeft

$$R = h$$

Samen met randcondities aan zeerand en rivierrand leveren de vergelijking (A1), (A2) , (6.1) en (6.2) een stelsel vergelijkingen dat oplosbaar is.

De randconditie voor de zeerand luidt

- $c = c_{\max}$ tijdens grootste deel vloedperiode
- $\partial^2 c / \partial x^2 = 0$ wordt als extra voorwaarde tijdens ebperiode gebruikt
- in een overgangperiode na de eb-vloed kentering loopt de concentratie lineair op van de aan het eind van de ebperiode berekende waarde naar de maximale waarde in een tijdsinterval t_0 .

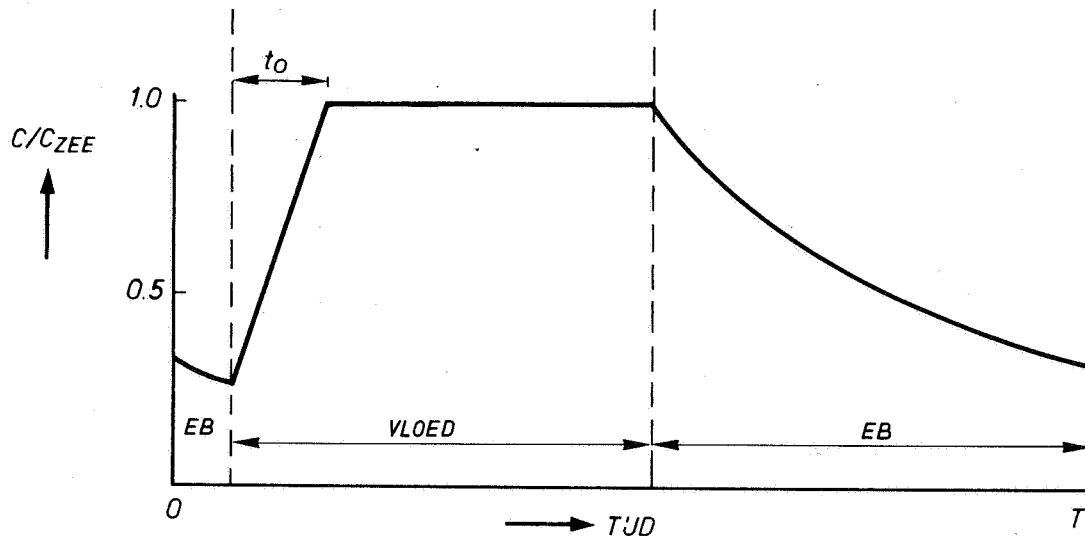
De randvoorwaarde voor de rivierrand is $c = 0$.

Voor meer informatie over het 1D-model, zie rapport M 896-30, ref. 16.

In de volgende paragraaf wordt per proef de grootte van t_0 en D nader bepaald via vergelijking met de gemeten verdeling.

6.2 Simulatie concentratieverdeling in proef T22

In figuur 12 is de gemeten concentratieverdeling uit proef T22 vergeleken met berekende concentratieverdelingen voor 2 berekeningen. Het enige verschil in beide berekeningen was de grootte van de overgangperiode t_0 .



Omdat tijdens de vloedperiode de concentratie in de mond snel toeneemt van de minimumwaarde naar de maximumwaarde is de grootte van t_0 uit figuur 12 goed te schatten:

$$t_0 \approx 0.05 T$$

Na deze keuze van t_0 blijft als enige parameter om de concentratieverdeling te beïnvloeden de dispersiecoëfficiënt D over. In figuur 13 is voor 2 waarden van de dispersiecoëfficiënt de concentratieverdeling vergeleken met de gemeten verdeling. Daaruit blijkt dat:

- voor de top van de rhodaminetong $D = 5 |u^*| h$ de beste benadering geeft
- in de stations 7, 5 en 1 moeilijk valt vast te stellen welke benadering het beste is
- beide berekeningen geven een te hoge concentratie in de periode $0.08 T - 0,4 T$ na de eb-vloed kentering. Waarschijnlijk blijft het tijdens eb uit de goot gestroomde water met relatief lage concentratie voor de mond van de goot hangen.

Konklusie: een redelijke benadering van de gemeten concentratieverdeling volgt als

$$D = 5 |u^*| h$$

6.3 Simulatie concentratieverdeling in proef T12

Ook in proef T12 voltrekt de overgang van minimumconcentratie naar maximumconcentratie zich in een korte tijdsperiode

$$t_0 \approx 0,05 T$$

In figuur 14 is voor 2 berekeningen met verschillende grootte van de dispersiecoëfficiënt de concentratieverdeling gegeven samen met de gemeten verdeling. Daaruit blijkt dat

- in station 1 de berekening met $D = 10 |u^*|h$ de beste benadering oplevert
- in station 5 beide berekeningen de gemeten verdeling slecht benaderen:
 - beide geven een te kleine maximumwaarde
 - beide geven een te kleine oploop van de concentratie in de tijd.
- in station 7 geeft de berekening met $D = 10 |u^*|h$ de beste benadering.

6.4 Simulatie van de concentratieverdeling in proef T32

In proef T32 voltrekt de overgang van minimum naar maximumwaarde van de concentratie zich in de mond vrij snel zodat

$$t_0 \approx 0.05 T$$

genomen wordt. In figuur 15 zijn naast de gemeten concentratieverdeling 2 berekende verdelingen uitgezet met verschillende waarde van de dispersiecoëfficiënt. Daaruit blijkt dat

- in station 1 de berekening met $D = 5 |u^*|h$ de beste benadering geeft. De benadering zal nog beter worden als de overgangperiode t_0 iets korter genomen wordt, (zie fig. 12)
- in stations 9 en 11 de maximum waarde het beste benaderd wordt met de berekening met $D = 10 |u^*|h$, terwijl de flanken met een berekening met $D = (5 \text{ à } 10) |u^*|h$ redelijk benaderd worden
- in station 13 de berekening met $D = 5 |u^*|h$ de beste benadering geeft.

6.5 Getijgemiddelde concentratieverdeling

Voor de proeven T12, T22 en T32 is voor die berekening, die een redelijke simulatie van de gemeten concentratieverdeling opleverde, de getijgemiddelde concentratieverdeling bepaald (zie tabel 7):

$$\bar{c}(x) = \frac{1}{T} \int_0^T \bar{c}(x,t) dt$$

In de getijgemiddelde 1D-beschrijving is de dispersiecoëfficiënt D_T aldus te berekenen (zie ref. 12)

$$-\tilde{A} D_T \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} = Q_{Riv} \bar{c} \quad (6.3)$$

Gebruik makend van de getijgemiddelde schuifspanningsnelheid

$$u_T^x = \sqrt{g/C^2} \frac{1}{T} \int_0^T |u| dt \quad (6.4)$$

kan deze dispersiecoëfficiënt gesplitst worden in

$$D_T = D_{T_0} u_T^x \tilde{h} \quad (6.5)$$

In tabel 7 zijn de waarden van D_T en D_{T_0} voor verschillende stations gegeven. Daaruit blijkt dat:

- de dimensieloze dispersieparameter D_{T_0} afhankelijk van x is en naar de top van de kleurstofwolk toe afneemt
- de dispersieparameter D_T in de mond van de goot een orde groter is dan de dispersieparameter D_0 in de tijdsafhankelijke 1D-beschrijving.

6.6 Samenvatting

De 3 lange gootproeven zijn wat getijbeweging als ook wat concentratieverdeling betreft gesimuleerd met het 1D-model. De gemeten één-dimensionale concentratieverdeling is redelijk goed te simuleren met het 1D-model met

$$t_0 = 0.05 T$$

$$D = D_0 |u^x| h = (5 \text{ à } 10) |u^x| h$$

De grootte van de dispersiecoëfficiënt is een faktor 2 à 4 kleiner dan in referentie 3 wordt aangegeven. Bovendien lijkt de dispersiecoëfficiënt D_0 niet onafhankelijk van x te zijn.

Ook in de getijgemiddelde 1D-beschrijving van de concentratieverdeling blijkt D_{T_0} afhankelijk van x te zijn. Bovendien is D_{T_0} een orde groter dan D_0 .

7 Samenvatting en konklusies

De uitgevoerde 4 homogene proeven uit dit onderzoek zijn bedoeld om samen met de in deel B van dit rapport te beschrijven zout-zoet proeven een pakket experimenteel verifikatie materiaal op te leveren voor het numerieke 2-dimensionale zoutindringingsmodel DISTRO (ref. 5).

Dit 2D-model is speciaal ontworpen om de over de breedte geïntegreerde getijbeweging en zoutverdeling in een getijrivier te berekenen. Als eerste toets voor dit model worden de in dit onderzoek vermelde getijgootproeven met bodemruwheid gebruikt. De toetsing van het homogene deel van het model is in rapport R 897-5 (ref. 1) beschreven, terwijl de toetsing van het zout-zoet model in rapport R 897-6 (ref. 2) beschreven zal worden.

Indien berekeningen met een numeriek model van de goot en gootmetingen in detail vergeleken worden dan is het noodzakelijk dat rekenmodel en goot precies dezelfde grootte van de randkondities en gootparameters bezitten. Omdat er ten aanzien van enkele randkondities en gootparameters onzekerheid bestond is als hulpmiddel in de analyse van de gemeten getijbeweging een numeriek 1D-model gebruikt. Uit een gevoeligheidsonderzoek met behulp van dit 1D-model is afgeschat welke fysisch reële variatie in randkondities en gootparameters een grote invloed op de getijbeweging opleverde. De kleine mogelijke verschillen tengevolge van de onzekerheid in de instelling van de goot zijn in de grootte van de meetfout van de getijbeweging verwerkt. Een belangrijke systematische invloed op de getijbeweging volgt uit:

- variatie van het faseverschil tussen vertikaal getij in $x = 0$ en horizontaal getij in $x = L_g$. Een extra faseverschuiving (t.o.v. aanvankelijk opgegeven faseverschil) van in de orde 9° lijkt fysisch reëel aanwezig
- variatie van de effectieve ruwheid. De aan de goot en aan het 1D-model toegekende konstante Chézykoefficiënt volgt uit een permanentie-onderzoek. Het valt te verwachten dat in een getijstroming de weerstand met de plaats en in de tijd zal variëren en dat de effectieve weerstand (als gemiddelde van plaats en tijd) anders kan zijn dan in een permanente stroming.
- reductie van de verticale getijamplitude in de mond van de goot ten opzichte van de op de zeeklep opgedrukte amplitude.

De 1D-analyse van de getijbeweging leverde als eindresultaat op dat de homogene, lange goot proeven goed met het 1D-model te simuleren zijn als de volgende modificaties in de randkondities en gootparameters aangebracht worden:

getijamplitude a_0 : 3% reductie
Chézykoefficiënt C : 20 à 20,5 m^{1/2}/s
extra faseverschil ψ : -10,8°

De korte goot proef T42 is goed met het 1D-model te benaderen zonder reductie van a_0 en zonder een extra faseverschuiving ($\psi=0$). Omdat er in deze proef een eenvoudige bovenstroomse rand aanwezig is (Q_{Riv}) is dit laatste ook te verwachten.

Voor het 2D numerieke model betekent het bovenstaande dat om proef T22 te simuleren (zie rapport R 897-V, ref. 1) eveneens uitgegaan moet worden van

- een gereduceerd vertikaal getij aan de zeerand (3% in amplitude)
- een faseverschuiving ψ tussen vertikaal getij in de mond en horizontaal getij op de bovenstroomse rand (orde 10°)
- een gladdere goot.

In het 2D-model wordt de ruwheid van de goot in rekening gebracht via een equivalente zandruwheid (ref. 5). In het 1D-model is de Chézykoefficiënt plaats- en tijdsafhankelijk genomen. Uitgaande van de equivalente zandruwheid in het 1D-model zou betekenen dat met de variatie van de waterstand ook de weerstandskoefficiënt g/C^2 zou variëren en wel globaal gezien

- kleiner zou worden tijdens de vloedperiode
- groter zou worden tijdens de ebperiode.

Nader onderzoek van het effect hiervan kan zinvol in een gemodificeerd 1D-model verricht worden.

De gemeten en berekende getijbeweging is weergegeven door middel van Fouriercomponenten, waarbij het middenstandsverval, de getijamplitude A_1 en het faseverschil $\Delta\phi_1$ van het verticale getij gebruikt zijn voor de analyse. Het gemeten horizontale getij is in één station door middel van Fouriercomponenten weergegeven.

De gemeten concentratieverdeling is weergegeven met behulp van de ééndimensionale concentratie als functie van de tijd voor de diverse meetstations. De middeling van de concentratie over de vertikaal was zinvol omdat er slechts bij de top van de kleurstoftong in de ebfase sprake was van enige verschillen in de concentratievertikaal, in 95% van de gemeten vertikalen was de verdeling uniform over de vertikaal.

De gemeten concentratieverdeling is gesimuleerd met het numerieke 1D-model. Uit deze simulatie volgde dat

- voor de kleurstofproeven de concentratierandvoorwaarde aan de zeerand goed te voorspellen is
- de gehele concentratieverdeling in ogenschouw nemend een dispersiecoëfficiënt $D = D_0 |u|^h$ met D_0 (5 à 10) een redelijke benadering oplevert. Bij een nauwkeuriger vergelijking van meting en berekening blijkt $D_0 = D_0(x)$ nodig te zijn.
- de orde van grootte van D_0 is kleiner dan in de literatuur aangegeven wordt. Verder onderzoek naar de oorzaak hiervan (invloed vertrekking/type ruwheid) is zinvol
- in de getijgemiddelde beschrijving de dispersieparameter D_{T_0} nabij de mond een orde groter is dan D_0 (in de tijdsafhankelijke 1D beschrijving) en dat D_{T_0} naar de top van de kleurstofwolk toe afneemt.

APPENDIX A - Het numerieke, eendimensionale, homogene model (1D-model)

A1 Formulering van de vergelijkingen

In een eendimensionale "rechte goot"-benadering wordt de getijbeweging, indien er geen dichtheidsverschillen aanwezig zijn, beschreven door 2 vergelijkingen, te weten:

a. continuïteitsvergelijking

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u} h}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.1})$$

b. bewegingsvergelijking

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + g \frac{\bar{u} |\bar{u}|}{C^2 R} = 0 \quad (\text{A.2})$$

waarbij de hydraulische straal R bij gebruik van bodemplaatjes $R = h$ is en -middelen over de dwarsdoorsnede aanduidt.

In het voor dit onderzoek gebruikte numerieke 1D-model is de convectieterm $\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ in vergelijking (A.2) verwaarloosd omdat

- deze term aanleiding kan geven tot instabiel gedrag van de getijbeweging in berekeningen, waarbij aan het lineaire stabiliteitscriterium voldaan is (zie rapport M 896-30, ref. 19)
- de invloed van de convectieterm klein is voor de in dit onderzoek gebruikte omstandigheden (zie tabel 6).

Substitutie van $\bar{u} = Q/A$ in bovenstaande vergelijkingen levert dan voor de

a. continuïteitsvergelijking

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.3})$$

b. bewegingsvergelijking zonder convectieterm

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{Q B}{A} \frac{\partial h}{\partial t} + g A \frac{\partial h}{\partial x} + g \frac{Q |Q|}{C^2 A h} = 0 \quad (\text{A.4})$$

De getijbeweging h en Q is met deze 2 vergelijkingen te berekenen als:

1. de grootte van de Chézykoefficiënt C gegeven wordt.

In het gebruikte 1D-model bestaat de mogelijkheid per traject C op te geven:

$$C = f(x) \text{ (onafhankelijk van } t)$$

2. de rand- en beginkondities gegeven worden.

Als beginkonditie wordt meestal gegeven

$$h(x,0) = h_0 \text{ (middenstand)}$$

$$Q(x,0) = 0$$

Als randvoorwaarde aan de benedenstroomse zijde ($x = 0$) wordt het vertikaal getij gegeven in de vorm:

$$h(0,t) = a_0 \cos(\omega t - \phi_1) + h_0 \quad (\text{A.5})$$

Als bovenstroomse randvoorwaarde wordt in de zogenaamde lange gootbenadering gegeven:

$$Q(L,t) = -Q_{\text{riv}} \quad (\text{A.6})$$

Gebruikt men de zogenaamde korte gootbenadering met de bovenstroomse rand op $x = L' < L$ (zie fig. 2) dan wordt het debiet in de vorm

$$Q(L',t) = -Q_{\text{riv}} + \sum_{k=1}^8 A'_k \cos(k\omega t - \phi_k) \quad (\text{A.7})$$

gegeven, waarbij de Fouriercomponenten uit vergelijking (A.7) volgen uit een lange gootberekening met (A.6) als randvoorwaarde.

De concentratieverdeling wordt berekend met de stofbalansvergelijking:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{Q}{A} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} (AD \frac{\partial \bar{c}}{\partial x}) = 0 \quad (\text{A.8})$$

Als de getijbeweging bekend is (A en Q) kan de concentratieverdeling $\bar{c}(x,t)$ berekend worden als

- de grootte van de dispersiecoëfficiënt D gegeven is.

Als vorm van de dispersiecoëfficiënt is gekozen

$$D(x,t) = D_0 |u^*| h \quad (\text{A.9})$$

- de randvoorwaarden gegeven worden.

Voor de benedenstroomse rand ($x = 0$) geldt

- $c = c_{\text{max}}$ tijdens het grootste deel van de vloedperiode

- $\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} = 0$ tijdens de gehele ebperiode

- in een overgangperiode t_0 na laagwaterkentering (LWK) loopt de concentratie lineair op van de aan het eind van de ebperiode berekende waarde naar de maximale waarde c_{\max} in een tijdsinterval t_0 (zie figuur op blz. 31).
Voor de bovenstroomse rand geldt: $c(L',t) = 0$.

A2 Het numerieke getijgedeelte

De continuïteitsvergelijking (A.3) en de bewegingsvergelijking (A.4) zijn op basis van de zogenaamde "leapfrog"-methode (op éne tijdsniveau alleen waterstanden, op volgend tijdsniveau alleen debieten, zie fig. A.1), geschreven als differentievergelijkingen. Daarbij is gebruik gemaakt van een expliciet differentieschema (schema waarbij een onbekende waarde op een tijdsniveau expliciet berekend wordt uit bekende waarden op het voorafgaande tijdsniveau) dat door Stigter en Siemons (ref. 7) beschreven is.

Stelling (ref. 6) heeft het leapfrog-schema nader beoordeeld.

De continuïteitsvergelijking wordt

$$\frac{h_{2m}^{2n+1} - h_{2m}^{2n-1}}{2 \cdot \Delta t} + \frac{1}{B} \frac{Q_{2m+1}^{2n} - Q_{2m-1}^{2n}}{2 \cdot \Delta x} = 0 \quad (\text{A.10})$$

De bewegingsvergelijking wordt ook expliciet genomen:

$$\begin{aligned} \frac{Q_{2m+1}^{2n+2} - Q_{2m+1}^{2n}}{2 \cdot \Delta t} - \frac{1 \cdot Q_{2m+1}^{2n} \cdot B}{A_{2m+1}^{2n}} \cdot \frac{h_{2m}^{2n+1} - h_{2m}^{2n-1} + h_{2m+2}^{2n+1} - h_{2m+2}^{2n-1}}{4 \cdot \Delta t} + \\ + g \cdot h_{2m}^{2n} \cdot \frac{h_{2m+2}^{2n+1} - h_{2m}^{2n+1}}{2 \cdot \Delta x} + g \frac{|Q_{2m+1}^{2n}| \cdot Q_{2m+1}^{2n+2}}{C^2 \cdot R \cdot A_{2m+1}^{2n+1}} = 0 \quad (\text{A.11}) \end{aligned}$$

Op het tijdsniveau $(2n+1) \Delta t$ worden de onbekende waterstanden h aan de hand van de continuïteitsvergelijking expliciet berekend uit de bekende waterstanden op het tijdsniveau $(2n-1) \Delta t$ en de debieten op het tijdsniveau $(2n) \Delta t$. Vervolgens worden op het tijdsniveau $(2n+2) \Delta t$ de onbekende debieten Q met behulp van de bewegingsvergelijking expliciet berekend uit de bekende waterstanden op de tijdsniveaus $(2n-1) \Delta t$ en $(2n+1) \Delta t$ en de debieten op het tijdsniveau $(2n) \Delta t$ (zie fig. A.1).

Bij deze expliciete methode moeten de roosterpunten zo liggen dat aan de stabiliteitsvoorwaarde

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{(|u| + \sqrt{gh})_{\max}} \quad (\text{A.12})$$

voldaan is (Δt : tijdsverschil opeenvolgende tijdsniveaus

Δx : afstand roosterpunten op een zelfde tijdsniveau).

A3 Het numerieke diffusie-advectiedeel

Het 1D-model bestaat in twee versies:

- wil men alleen de getijbeweging berekenen dan wordt het in paragraaf A2 beschreven stelsel vergelijkingen gebruikt
- wil men ook de concentratieverdeling berekenen dan moet het getijdeel uitgebreid worden met de stofbalansvergelijking.

Voor de oplossing van de stofbalansvergelijking is een expliciet rekenschema gebruikt, waarbij gebruik gemaakt is van een opsplitsing van deze vergelijking in twee eenvoudige vergelijkingen:

$$\text{de advectievergelijking : } \frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \frac{Q}{A} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.13})$$

$$\text{de dispersievergelijking: } \frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} (A D \frac{\partial \bar{c}}{\partial x}) \quad (\text{A.14})$$

Deze vergelijkingen worden achtereenvolgens opgelost, zodat uitgaande van een bekende concentratieverdeling het resultaat van vergelijking (A.13) wordt gebruikt als startwaarde van vergelijking (A.14) en het resultaat van vergelijking (A.14) een benadering is van de oplossing van vergelijking (A.8) op een tijdstip Δt later dan de startwaarde van vergelijking (A.8). Voor vergelijking (A.13) wordt een expliciet vierde orde differentieschema gebruikt en voor vergelijking (A.14) een expliciet eerste orde in de tijd en een tweede orde in de plaats (ref. 8).

Duidt men de dichtheid verkregen uit de 1e stap aan met ρ_s en uit de 2e stap met ρ en een bovenindex is een tijdstapindex en een benedenindex een plaatsindex, dan zijn de expliciete differentieformules als volgt:

$$\text{1e stap } \alpha = \frac{Q_i^{2n}}{A_i^{2n-1}} \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x}$$

$$c_{s2m}^{2n} = c_{2m}^{2n-1} - \frac{\alpha}{12} \left[8(c_{2m+2} - c_{2m-2}) - c_{2m+4} + c_{2m-4} \right]^{2n-1} -$$

$$- \frac{\alpha^2}{24} \left[30 c_{2m} - 16(c_{2m+2} + c_{2m-2}) + c_{2m+4} + c_{2m-4} \right]^{2n-1} -$$

$$\begin{aligned}
& -\frac{\alpha^3}{12} \left[-2(c_{2m+2} - c_{2m-2}) + c_{2m+4} - c_{2m-4} \right]^{2n-1} \\
& -\frac{\alpha^4}{24} \left[6 c_{2m}^{-4} (c_{2m+2} + c_{2m-2}) + c_{2m+4} + c_{2m-4} \right]^{2n-1}
\end{aligned} \tag{A.15}$$

$$\begin{aligned}
\underline{\text{2e stap}} \quad c_{2m}^{2n+1} &= c_{s2m}^{2n} + \frac{\Delta t}{2(\Delta x)^2} \left\{ \frac{A_{2m}^{2n-1}}{A_{2m}^{2n-1}} D_{2m+1}^{2n-1} \left(c_{s2m+2}^{2n} - c_{s2m}^{2n} \right) + \right. \\
& \left. - A_{2m-1}^{2n-1} \left(c_{s2m}^{2n} - c_{s2m-2}^{2n} \right) \right\}
\end{aligned} \tag{A.16}$$

Bij keuze van de plaatsstap Δx wordt de tijdstap naar boven toe begrensd door de volgende stabiliteitsvoorwaarde:

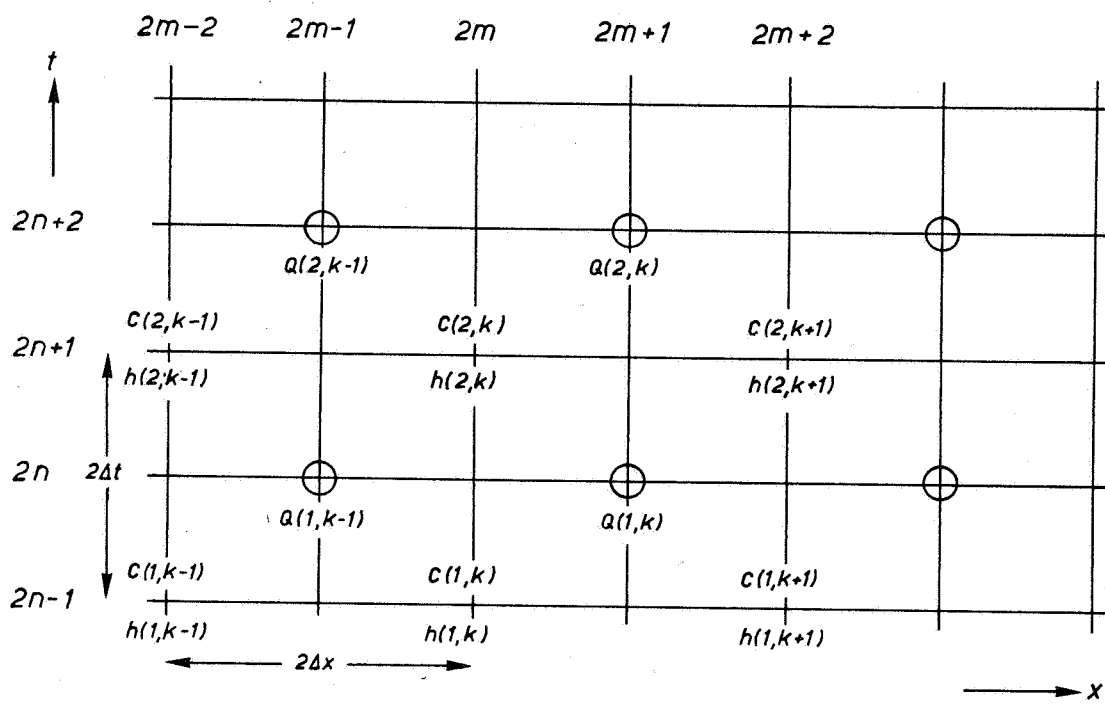
Voor vergelijking (A.15) moet gelden

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{|u|_{\max}} \tag{A.17}$$

Voor vergelijking (A.16) moet gelden

$$\Delta t \leq \frac{(\Delta x)^2}{2 D_{\max}} \tag{A.18}$$

Hieruit volgt dat in het 1D-model dat zowel de getijbeweging als ook de concentratieverdeling berekent (met vgl. (A.10), (A.11), (A.15) en (A.16)) voldaan moet worden aan de criteria (A.12) en (A.18).



NETWERKSCHEMATISATIE VOLGENS LEAP-FROG METHODE

JB

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M896-2581

FIG.A.1

APPENDIX B - Bewerking snelheidsmetingen

Het gemeten snelheidssignaal wordt in de snelheidsmeter zelf analoog gefilterd (RC tijd $\approx 2,5$ s) en via de getijgootcomputer wordt dit analoge signaal om de 1,8625 s bemonsterd. De gemiddelde snelheid wordt bepaald als gemiddelde van 4 opeenvolgende bemonsteringen, dit levert de zogenaamde 10 min-waarneming (prototype-uitdrukking).

Bij nadere beschouwing van het verloop van dit zogenaamde 10 min-signaal als functie van de tijd blijkt dit signaal nog sterk te fluktuëren ten gevolge van turbulente wervels in proef T22 (zie fig. B1). Een verdere filtering van het snelheidssignaal is nodig om tot een betere gemiddelde snelheid te komen. Daartoe is uitgaande van de zogenaamde 10 min-waarnemingen een Fourier-analyse toegepast. Gebruik makend van 4 Fourier-komponenten is de beste benadering van het gemeten snelheidsverloop als functie van de tijd bepaald. Voor de registratie zoals weergegeven in figuur B1 geldt dat de beste benadering te beschrijven is volgens:

Fourier-komp.	1e serie [*] 10 min-w.	2e serie [*] 10 min-w.	3e serie [*] 10 min-w.	alle 10 min-w.
A_0 (cm/s)	- 2,7	- 3,0	- 3,3	- 3,0
A_1 (cm/s)	18,7	18,6	18,4	18,6
ϕ_1 (°)	67	67	69	68
A_2 (cm/s)	1,7	1,2	1,8	1,5
A_3 (cm/s)	0,3	0,9	1,0	0,7
A_4 (cm/s)	1,3	1,0	0,8	1,0
σ (cm/s)	1,65			1,85

Tabel B1 Fourier-analyse snelheidssignaal in proef T22 ($x = 3\Delta x$, $z = 4\Delta t$)

^{*} Per getij zijn er 75 zogenaamde 10 minuten waarnemingen. Deze 75 getallen zijn gesplitst in 3 groepen van 25 getallen zodanig dat het onderlinge tijdsinterval een half uur (prototypetijd) wordt: halfuurs waarnemingen.

Uit bovenstaande tabel volgt dat de amplituden van de hogere componenten:

- een orde kleiner zijn dan amplitude A_1
- relatief een orde onnauwkeuriger zijn dan A_1
- de afwijkingen tussen 10 min-waarnemingen en gefilterde curve (d.m.v.

Fourier-analyse) is vrij groot

$$\sigma/A_1 \approx 10\%$$

In tabel B2 is voor 2 stations voor 11 punten in de vertikaal de beste Fourier-benadering van de halfuurs-curve gegeven. De standaarddeviatie van beide curven ligt in de orde van 1,5 cm/s.

De benadering van de juiste gemiddelde snelheid via de gefilterde curve is een orde beter dan via de 10 min-waarnemingen. Vergelijkt men de gefilterde curve onderling dan is de standaarddeviatie in het gefilterde signaal

$$\sigma \approx 0,5 \text{ cm/s} \tag{B.1}$$

Uitgaande van de halfuurs-waarnemingen (een serie van 25 10 min-waarnemingen) en daarop een Fourier-analyse met 4 componenten toepassend volgt voor de standaardafwijking in een gemeten snelheid dus

$$\sigma_u \approx 0,5 \text{ cm/s}$$

In de figuren B2 en B3 zijn vertikalen getekend met behulp van de Fourier-gefilterde signalen (zie tabel B2) voor 4 tijdstippen. Daaruit blijkt dat, als men om de meetpunten een betrouwbaarheidsinterval van 95% aangeeft (uitgaande van een Gauss-verdeling betekent dit 2σ) de afwijking van de meetwaarde 1,5 cm/s moet zijn om een vloeiende snelheidsvertikaal te kunnen tekenen. Dit betekent dat uit de snelheidsvertikalen volgt

$$\sigma_u \approx 0,75 \text{ cm/s} \tag{B.2}$$

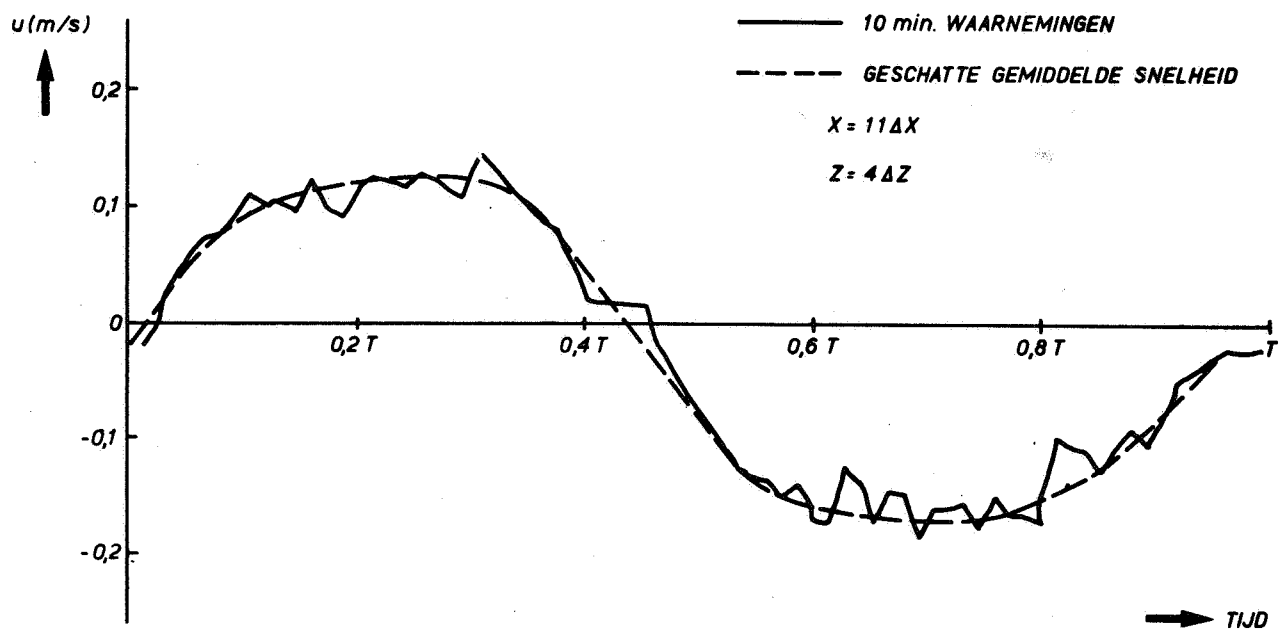
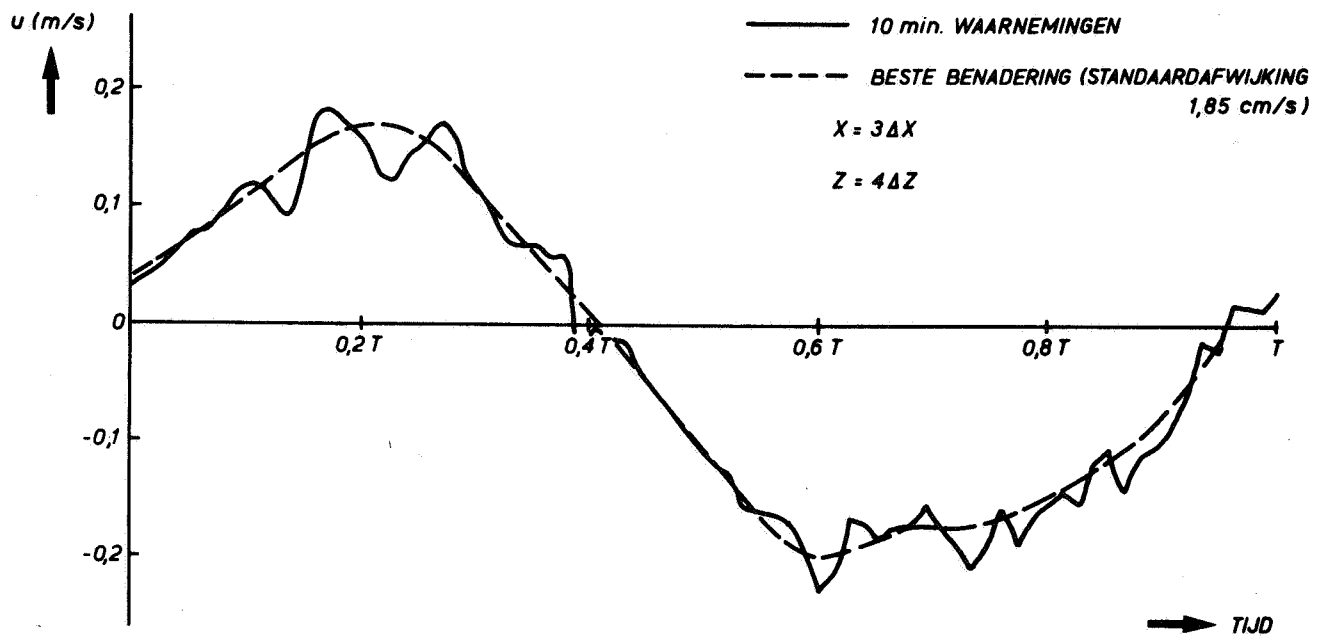
In deze laatste standaarddeviatie zitten de in het bovenstaande vermelde systematische foutenbronnen verwerkt.

Opmerking: Begin 1978 is de procedure om tot een gemiddelde snelheid te komen veranderd. De 10 minuten-waarnemingen worden daarbij verder gefilterd via een zogenaamde breed driehoeksfilter, waarbij de 10 min-waarnemingen tot één uur voor en één uur na het beschouwde tijdstip mee in rekening worden gebracht bij het bepalen van de gemiddelde snelheid op dat tijdstip (prototypetijden).

Tabel B2 Fourier-analyse halfuurs-waarnemingen
Proef T22

$z/\Delta z$	STATION 3				STATION 13			
	A_0 cm/s	A_1 cm/s	ϕ_1 °	σ_u^* cm/s	A_0 cm/s	A_1 cm/s	ϕ_1 °	σ_u^* cm/s
11	-4,1	23,8	70	1,1	-2,8	20,2	80	1,1
10	-4,6	22,8	70	1,3	-2,8	19,8	81	1,5
9	-4,6	22,0	69	1,0	-2,8	20,0	80	1,3
8	-4,6	22,9	70	1,3	-3,3	18,8	78	1,5
7	-4,1	22,4	68	1,5	-3,4	17,7	79	1,2
6	-4,4	20,2	66	1,3	-3,1	17,3	79	1,3
5	-3,7	18,6	67	1,6	-2,8	16,5	79	1,2
4	-2,7	18,7	67	1,6	-1,9	15,1	80	1,1
3	-2,4	16,6	68	2,1	-2,1	12,6	80	1,2
2	-1,7	14,3	69	1,7	-2,2	12,2	78	1,3
1	-2,1	9,3	60	1,3	-2,0	9,2	80	0,8

* standaarddeviatie tussen halfuurs curve en (Fourier-)gefilterde curve

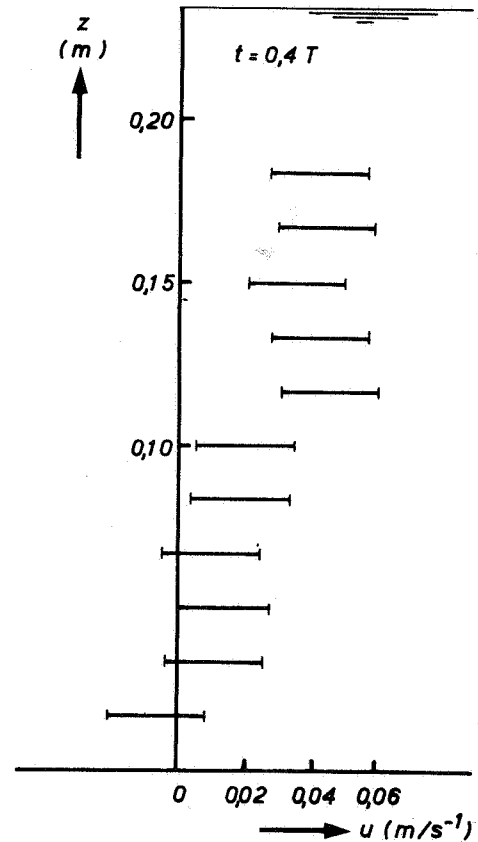
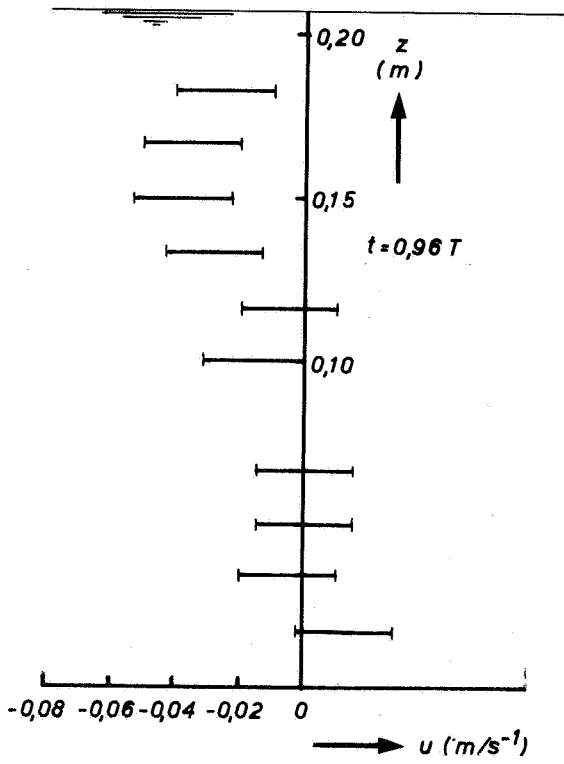
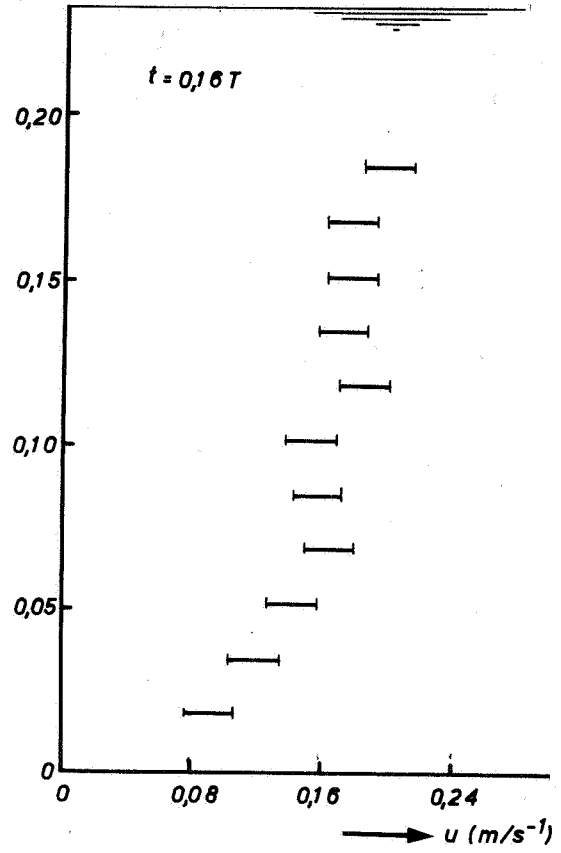
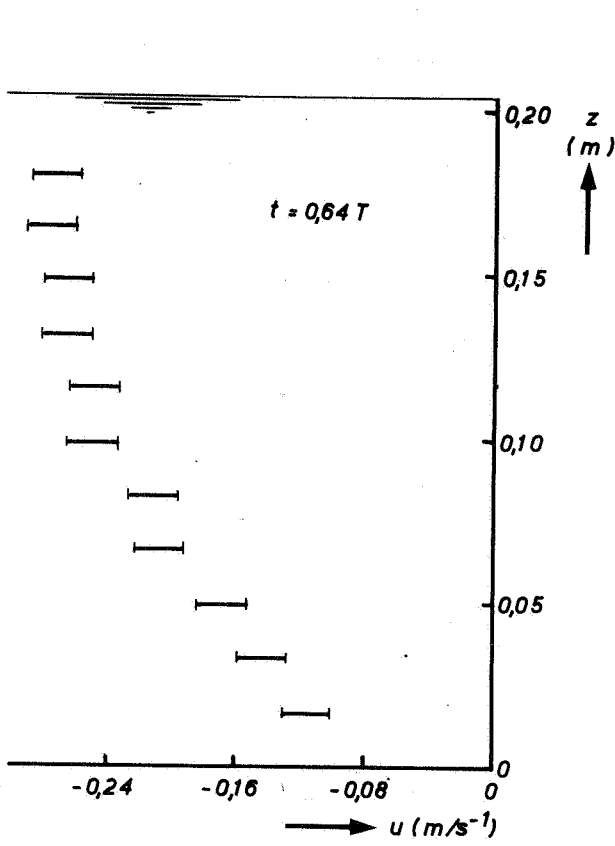


SNELHEIDSREGISTRATIES UIT PROEF T 22
 10 min. WAARNEMINGEN + GEFILTERD SYNAAL

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M896 - 2696 FIG. B1



HET SNELHEIDSPROFIEL $u(z)$ IN STATION 3 IN PROEF T22

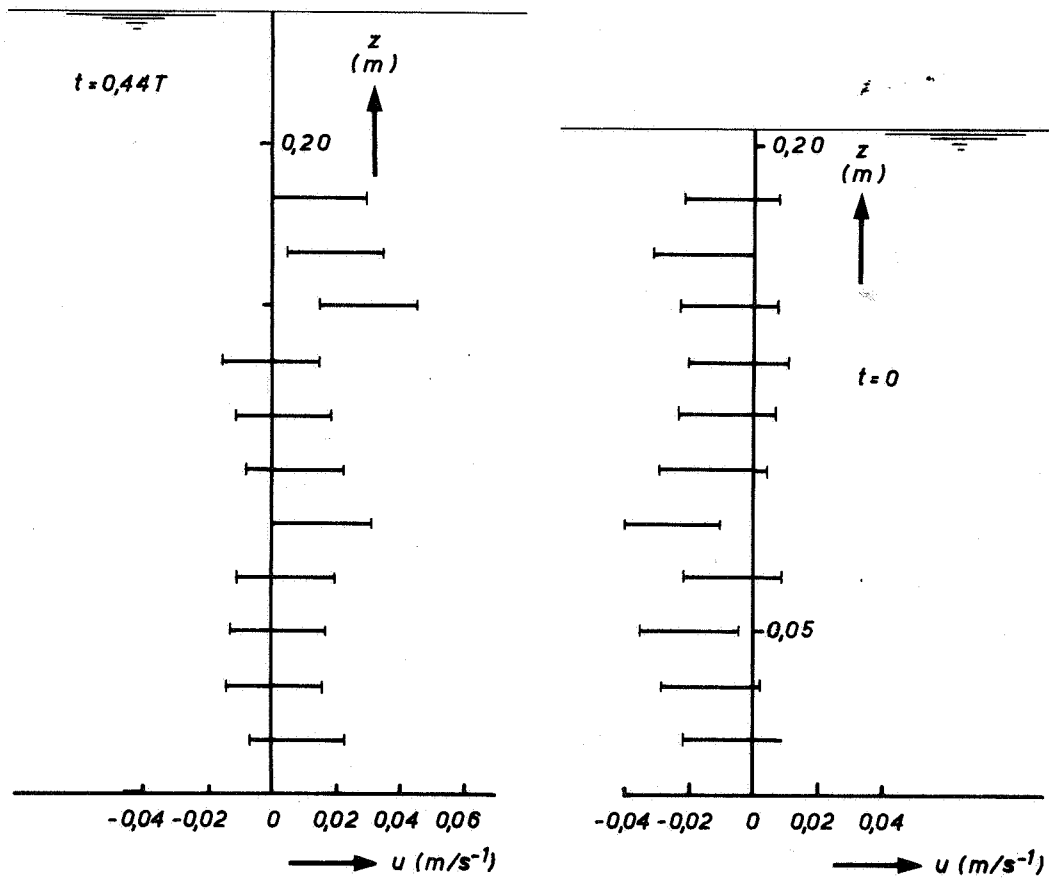
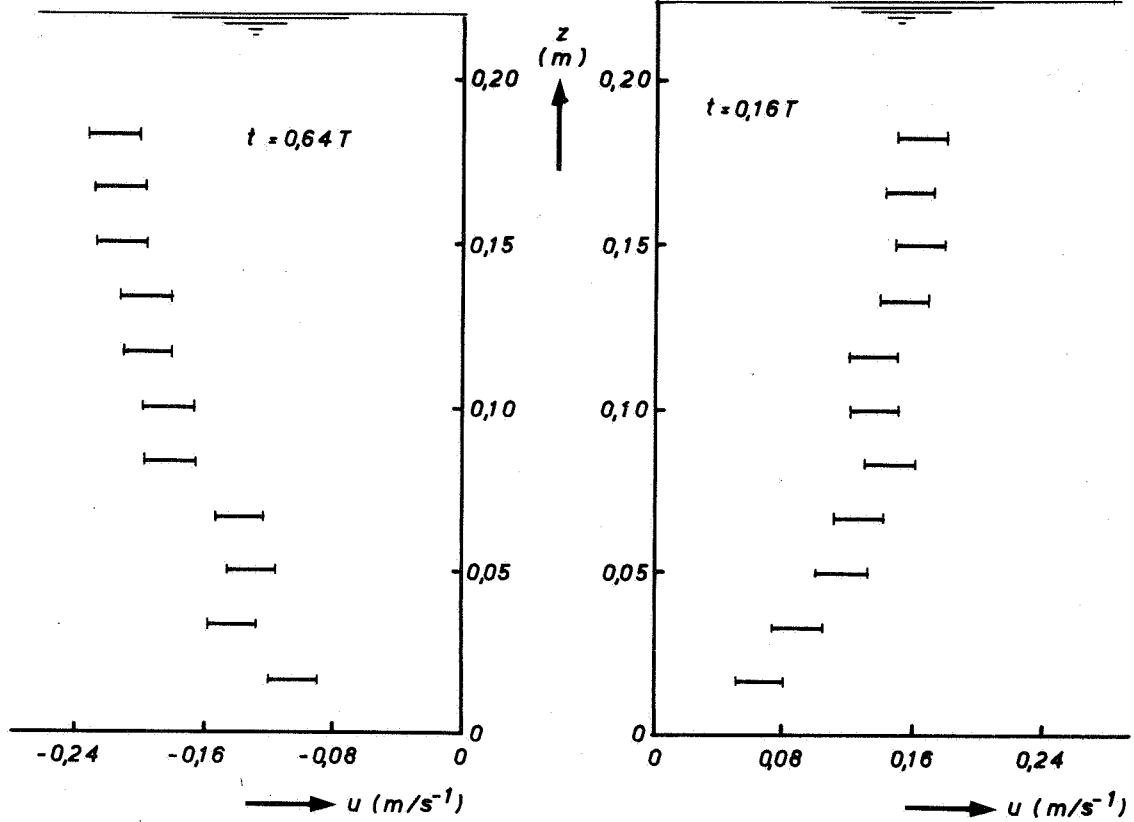
R.R.

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 26 97

FIG. B 2



HET SNELHEIDSPROFIEL $u(z)$ IN STATION 13 IN PROEF T 22

R.R.

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M896- 2698

FIG. B 3

APPENDIX C - 1D analytisch getijgootmodel

Ter verkrijging van inzicht in de getijgootbeweging, zoals deze in de getijgoot optreedt is het zinvol een ééndimensionaal analytisch model voor de getijgoot te gebruiken. In dit model wordt de bewegingsvergelijking gelineariseerd door middel van

- weglaten konvektieterm (geringe invloed)
- lineariseren van de wrijvingsterm

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - g \frac{u|u|}{C^2 h} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - g M u \quad (\text{C.1})$$

waarin

$$M = \frac{8}{3\pi} \frac{u_{\max}}{C^2 h} : \text{lineariteitscoëfficiënt} \quad (\text{C.2})$$

$$\text{en } u = u_{\max} \cos \omega t.$$

In het bovenstaande wordt uitgegaan van een sinusvormig vertikaal getij. In een rechte goot met een konstante rechthoekige doorsnede en aan één zijde een open rand ($x=L$) en aan de andere zijde een gesloten rand ($x=0$) wordt het vertikaal getij gevonden via de sommatie van een heenlopende en een teruggekaatste getijgolf, waarvan de amplitude exponentieel afneemt met de afgelegde weg ten gevolge van wrijvingscoëfficiënt μ

$$\eta = A_0 [e^{-\mu x} \cos(\omega t - kx) + e^{\mu x} \cos(\omega t + kx)] \quad (\text{C.3})$$

waarin: $\omega = \frac{2\pi}{T}$: getijfrekwentie

$k = \frac{2\pi}{\lambda}$: golfgetal van de getijgolf

a_0 = amplitude van heenlopende en teruggekaatste golf ter plaatse van de gesloten rand $x=0$

x = afstand tot de gesloten rand. Deze definitie in dit model komt niet overeen met de in de getijgoot gebruikte definitie (zie fig.

2) doch is in dit model ter wille van een eenvoud gekozen.

Bij de gesloten rand wordt het resultaat

$$\eta(x=0) = 2a_0 \cos \omega t$$

Analytisch is uit te rekenen dat de amplitude van de getijgolf $a(x)$ aldus varieert met x :

$$\frac{a(x)}{2a_0} = \sqrt{\frac{1}{2}(\cos 2kx + \cosh 2\mu x)} \quad (\text{C.4})$$

en dat het tijdstip van hoogwater t_H varieert volgens

$$\omega t_H = \text{btg} [-\text{tg } kx \text{ tgh } \mu x] \quad (\text{C.5})$$

waarin op de gesloten rand $t_H(x=0) = 0$.

De verticale getijbeweging wordt bepaald door de parameters μ en k . Deze 2 parameters zijn gerelateerd via

$$k^2 = k_0^2 + \mu^2 \quad (\text{C.6})$$

waarin $k_0 = \frac{2\pi}{\lambda_0} = \frac{2\pi}{T\sqrt{g h_0}}$: golfgetal van getijgolf zonder wrijving

en

$$M = \omega/g \text{ tg } 2\alpha \quad \text{met} \quad \text{tg } \alpha = \mu/k \quad (\text{C.7})$$

Het golfgetal k treedt op als wrijving de getijgolf beïnvloedt. Uit (C.6) volgt dat hoe groter de wrijvingsinvloed wordt (μ toenemend) des te groter het golfgetal k en dus des te kleiner de golflengte $\lambda = \frac{2\pi}{k}$ van de getijgolf wordt.

De grootte van μ is te schatten uit vergelijkingen (C.2), (C.6) en (C.7).

In figuur C1 is voor een goot ter lengte $L = 5/24 \lambda_0$ (dit betekent 169 m voor de referentie getijgootproef) het verloop van de getijamplitude $a(x)$ als functie van x weergegeven, waarbij het getijgoot-assenstelsel gebruikt is (a_0 = getij- amplitude van de staande getijgolf ter plaatse van mond van de goot). Uit deze figuur blijkt dat:

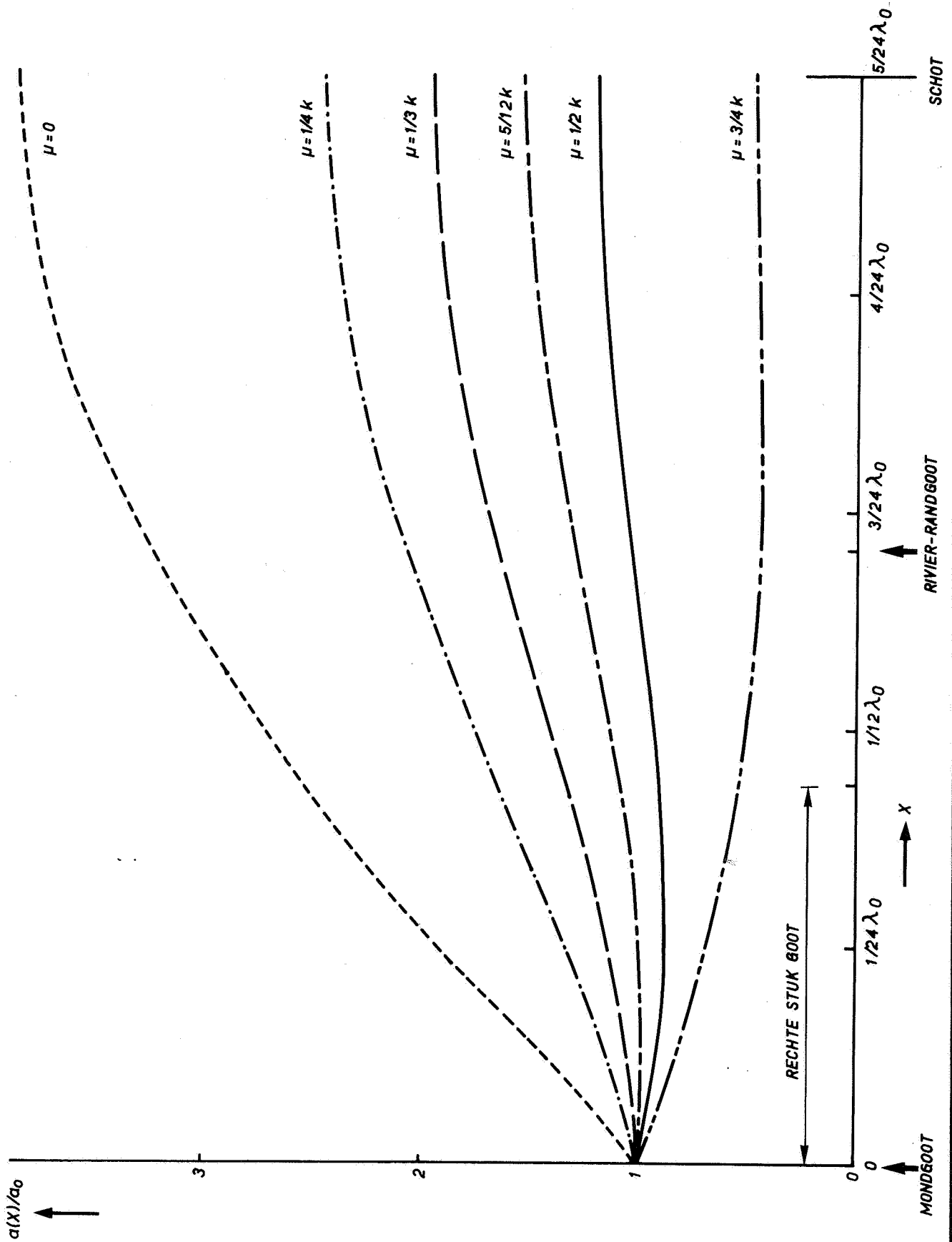
- met toenemende wrijving de opslingering van het verticale getij stroomopwaarts afneemt. Voor $\mu = 3/4 k$ neemt de amplitude van het verticale getij zelfs naar binnen toe af.
- Voor $\mu = 5/12 k$ en $\mu = 1/2 k$ en in het meetgebied van de getijgoot (zie fig. C1) met toenemende x eerst een afname van de getij-amplitude optreedt en

daarna pas weer een toename.

In de figuren C2 en C3 is voor een goot ter lengte van $3/24 \lambda_0$ resp. $2/24 \lambda_0$ het verloop van de getij-amplitude als functie van x weergegeven. Daaruit blijkt dat hoe korter de goot is des te geringer de invloed van de wrijving op het verticale getij wordt. Voor een getijgoot met een lengte van $2/24 \lambda_0$ (d.w.z. ≈ 68 m uitgaande van waterdiepte $h_0 = 21,6$ cm) verandert het verticale getij pas significant als $\mu > \frac{1}{2} k$.

De getijbeweging in de getijgoot is niet met een konstante k en μ weer te geven, zoals voor de WES-goot uit Vicksburg (ref. 4) bij benadering gevonden is. Dit is niet zo verwonderlijk omdat het getijdebiet $Q(t)$ op de rivierrand van de getijgoot volgt uit een niet-lineaire getijberekening.

Voor meer informatie over dit 1D analytisch model zie Ippen (ref. 4).



VERANDERING GEAMPLITUDE MET AFSTAND TOT
 MOND BIJ $L = 5/24 \lambda_0$

R.R.

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 2715

FIG. C1

$L = 2/24 \lambda_0$
 ALS $\mu < 1/2 k$ IS DE INVLOED
 VAN CHEZY OP GETIJBEWEGING NIJIL

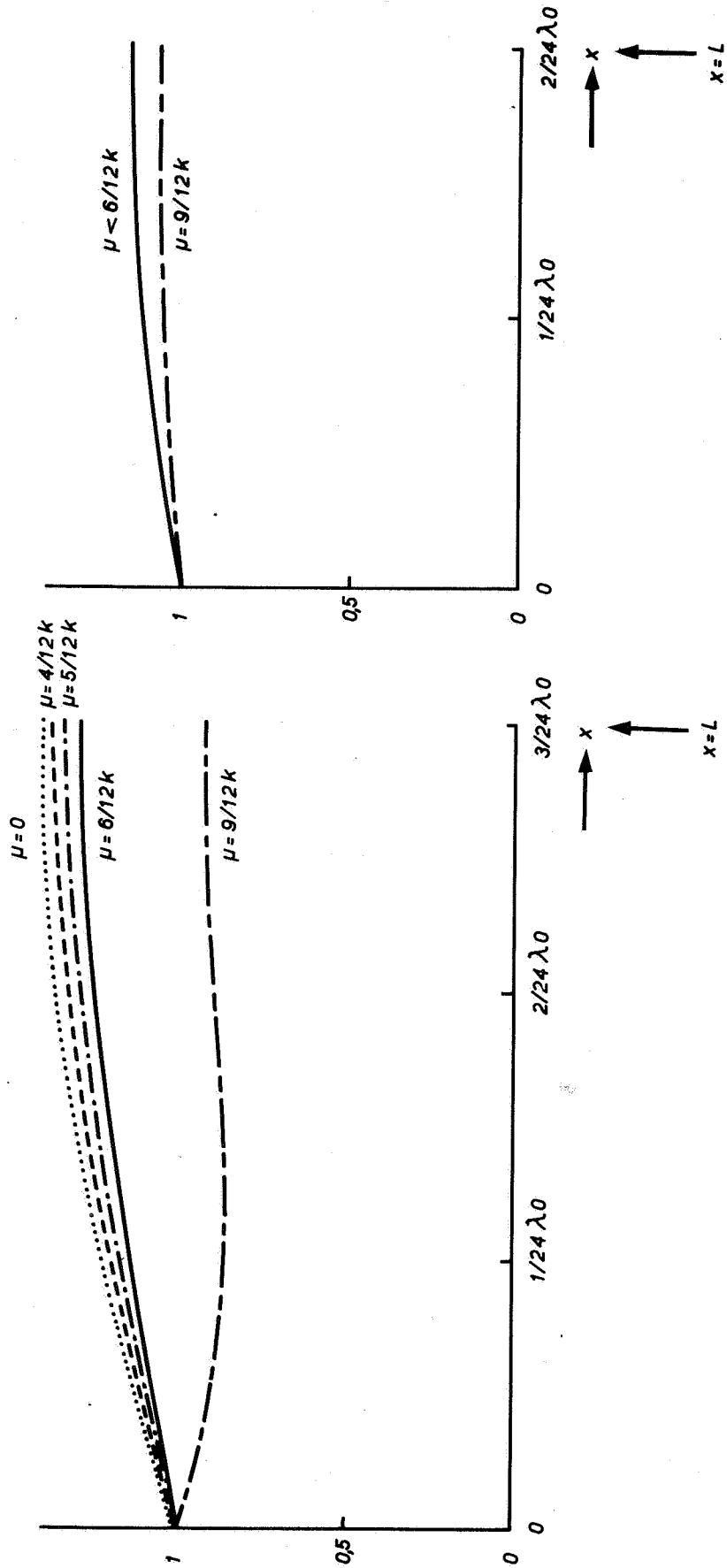


FIG. C3

FIG. C2

VERANDERING GETIJAMPLITUDE NUL AFSTAND TOT MOND -
 GOOT UITGANGSPUNT $L: 3/24 \lambda_0$ RESP. $2/24 \lambda_0$ (= 68 m)

R.R.

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M896 - 2716

FIG. C
 2/3

REFERENTIES

- 1 Delft Hydraulics Laboratory, "Calibration for homogeneous flow in a tidal flume".
Report R 897-5, verschijnt in 1979.
- 2 Delft Hydraulics Laboratory, "Calibration for inhomogeneous flow in a tidal flume".
Report R 897-6, verschijnt in 1979.
- 3 HOLLEY, E.R. and HARLEMAN, D.R.F., "Dispersion of pollutants in estuary type flows".
Report no. 74, Hydrodyn. Labor., Departm. Civ. Eng., MIT, 1965.
- 4 IPPEN, A.T., "Estuary and coastline hydrodynamics".
McGraw-Hill, New York, 1966.
- 5 PERRELS, P.A.J. and KARELSE, M., "A two-dimensional numerical model for salt intrusion in estuaries".
Publication Delft Hydraulics Laboratory nr. 177, 1977.
- 6 STELLING, G.S., "The stability of the leapfrog scheme and a proposal for the improvement of the leapfrog scheme for the shallow water equations in one-dimension".
Report S 333, Delft Hydraulics Laboratory, 1977.
- 7 STIGTER, C. and SIEMONS, J., "Calculation of longitudinal salt distribution in estuaries as function of time".
Publication Delft Hydraulics Laboratory nr. 52, 1967.
- 8 VERBOOM, G.K., "Een numerieke methode voor het oplossen van de tweedimensionale advection-dispersievergelijking".
Waterloopkundig Laboratorium, rapport S 132, 1973.
- 9 Waterloopkundig Laboratorium, "Onderzoek bodemruwheid".
Rapport M 896-9, Delft, 1970.

REFERENTIES (vervolg)

- 10 Waterloopkundig Laboratorium, "Systematisch onderzoek variatie randvoorwaarden en stromingskondities".
Rapport M 896-10, Delft, 1970.
- 11 Waterloopkundig Laboratorium, "Schaalonderzoek".
Rapport M 896-13, Delft, 1972.
- 12 Waterloopkundig Laboratorium, "Systematisch onderzoek variatie randvoorwaarden en stromingskondities met bodemruwheid".
Rapport M 896-17, Delft, 1972.
- 13 Waterloopkundig Laboratorium, "Vooronderzoek, ontwerp getijgoot".
Rapport M 896-1A, Delft, 1972.
- 14 Waterloopkundig Laboratorium, "Bouw getijgoot en opzet getijgootbedrijf".
Rapport M 896-2, 1974.
- 15 Waterloopkundig Laboratorium, "Onderzoek naar dispersieve transporten in getijgoot, Getijmodel Rijnmond en de Rotterdamse Waterweg".
Rapport M 896-29, Delft, 1976.
- 16 Waterloopkundig Laboratorium, "Invloed luchtinblazen op getijbeweging en dichtheidsverdeling".
Rapport M 896-34, Delft, 1977.
- 17 Waterloopkundig Laboratorium, "Havenonderzoek: onderzoek naar de invloed van een haven op de zouttoestand op de rivier en naar de uitwisseling tussen haven en rivier".
Rapport M 896-36, Delft, 1977.
- 18 Waterloopkundig Laboratorium, "Toekomstige zouttoestand in Krabbenbeek".
Verslag M 1444, Delft, 1977.
- 19 Waterloopkundig Laboratorium. "Eéndimensionale berekening van getijbeweging en zoutverdeling in de getijgoot."
Rapport M 896-30, Delft, 1978.

Tabel 1

a. Gegevens referentieproeven T161/T161B (zie rapporten M 896-13 en M 896-34)

Kondities		Eenheid	Model	Bijzonderheden
waterhoogte	\bar{h}	m	0,216	
gootlengte	L	m	179,34	
bovenafvoer	Q_{Riv}	m^3/s	- 0,0029	
getijverschil	$2a_o$	m	0,025	
zoutconcentratie zee	c_{zee}	kg/m^3	30	
ruwheid goot	C	$m^{1/2}/s$	19	bodemplaatjes
luchtinjectie	Q_L	geen lucht		2 x 2 xm
getijperiode	T	s	558,75	

b. Proevenprogramma

Omstandigheden (behalve $\Delta\rho$) afwijkend van REFER.	$\Delta\rho = 22,5 \text{ kg/m}^3$	$\Delta\rho = 10 \text{ kg/m}^3$	$\Delta\rho = 0$
REFER	T10 (= T161) ¹⁾		T12
$2a_o = 0,05 \text{ m}$	T20 (= T180) ²⁾		T22
$2a_o = 0,075$ } $Q_{Riv} = 2,175 \text{ l/s}^*$ }	T30 [*]	T31 [*]	
$2a_o = 0,075 \text{ m}$ } $Q_{Riv} = 1,45 \text{ l/s}$ }			T32
$2a_o = 0,075 \text{ m}$ } $Q_{Riv} = 0,3 \text{ l/s}$ }		T41	T42
L = 64,05 m			

* Vanwege de grootte van Li_{max} bij keuze van $Q_{Riv} = 1,45 \text{ l/s}$ is in de proeven T30 en T31 de rivierafvoer vergroot.

1) uitgevoerd in onderzoek M 896-13 (ref. 11)

2) uitgevoerd in onderzoek M 896-17 (ref. 12)

Tabel 1

c. Getijdebieten op de bovenstroomse gottrand (x = 101,5 m) (zonder faseverschuiving ψ)

t/T	Q (x = 101,5 m) (l/s)			
	Q _{ref}	Q (I)	Q (II)	Q (III)
0	- 3,83	- 6,60	- 7,5	- 8,2
	- 1,27	- 3,35	- 3,8	- 4,7
	2,09	1,85	3,4	1,9
	5,45	8,01	11,5	10,5
	7,63	11,84	16,0	15,4
0,2	8,65	13,88	18,6	18,15
	8,52	14,33	19,6	19,3
	7,21	12,58	18,0	17,7
	5,67	10,4	16,1	15,4
	4,17	8,7	14,5	13,65
0,4	2,36	6,42	11,8	10,95
	- ,04	3,16	7,8	6,8
	- 3,23	1,42	2,2	1,05
	- 7,05	- 7,57	- 5,7	- 7,0
	-10,27	-13,19	-13,9	-14,9
0,6	-11,95	-15,85	-17,9	-18,5
	-12,45	-16,5	-18,8	-19,25
	-12,05	-15,83	-17,9	-18,05
	-11,16	-14,41	-15,9	-16,3
	-10,40	-13,4	-14,4	-14,95
0,8	- 9,80	-12,77	-13,7	-14,25
	- 9,17	-12,17	-13,0	-13,6
	- 8,37	-11,39	-12,3	-12,85
	- 7,29	-10,32	-11,3	-11,85
	- 5,81	- 8,80	- 9,8	-10,4

Debietrand behoort bij proef

Q _{ref}	T10
Q _I	T20
Q _{II}	T32*
Q _{III}	T30 en T31*

(* extra faseverschuiving over ψ_2 9° nog niet in rekening gebracht, zie par. 3.1)

Vervolg tabel 1c

Fourier-komponent	Q_{ref} (1/s)	Q (I) (1/s)	Q (II) (1/s)	Q (III) (1/s)
A_0	- 2,90	- 2,90	- 1,46	- 2,16
A_1	10,12	14,67	18,42	18,31
A_2	1,72	3,14	4,16	4,43
A_3	0,99	1,73	2,52	2,32
A_4	0,44	0,93	1,14	1,29
	($^{\circ}$)	($^{\circ}$)	($^{\circ}$)	($^{\circ}$)
ϕ_1	82,0	88,3	91,9	91,7
ϕ_2	-163,9	-156,4	-147,5	-149,4
ϕ_3	138,6	146,2	144,8	146,5
ϕ_4	- 85,7	- 83,3	- 84,5	- 84,1

Fourieranalyse met behulp van $Q(t) = A_0 + \sum_{k=1}^4 A_k \cos(k\omega t - \phi_k)$

Tabel 2 Reproduceerbaarheid vertikaal getij

	Proef T161F Station 1		Proef T161F Station 16		Proef T163E Station 16		Proef T32 Station 1		Proef T32 Station 16	
	waarde	stand.dev.	waarde	stand.dev.	waarde	stand.dev.	waarde	stand.dev.	waarde	stand.dev.
A ₀ (mm)	0,09	0,14	2,36	0,15	2,78	0,14	-	0,23	4,89	0,19
A ₁ (mm)	11,79	0,10	13,45	0,17	11,56	0,12	34,59	0,12	27,11	0,14
φ ₁ (°)	95,3	0,3	150,2	0,6	166,3	0,5	95,35	0,12	150,63	0,24
A ₂ (mm)	0,44	0,14	0,94	0,11	1,47	0,04	0,62	0,03	0,78	0,15
A ₃ (mm)	0,15	0,08	0,68	0,05	0,58	0,06	0,51	0,09	1,44	0,05
A ₄ (mm)	0,07	0,02	0,26	0,05	0,38	0,11	0,30	0,04	0,95	0,06

Proef T161F : REFER, Δρ = 0

Proef T163E : REFER, Δρ = 0 $Q_{\text{lucht}} = 80 \text{ cc/m}^2 \text{ s}$ } zie M 896-34, ref. 13

De middenstand A₀ is gemeten ten opzichte van de ingestelde waterdiepte h₀ = 0,216 m

Tabel 3 Reproductie vertikaal getij: Tweelingproeven (*)

	Proef	Station	A_0	A_1	ϕ_1 (°)	A_2	A_3	ΔA_0 (**)	$\Delta \phi_1$ (**)
			(mm)	(mm)		(mm)	(mm)	(mm)	(°)
bodemplaatjes	T145	1	0,28	11,38	93,2	0,11	.05		
	T146		0,14	11,47	92,2	0,23	.10		
	verschil		0,14	.09	1,0	0,13	.05		
	T145	11	1,75	13,16	126,9	1,88	.27	1,47	33,7
	T146		1,76	13,52	124,8	1,88	.35	1,62	32,6
	verschil		0	0,37	2,1	0,01	.08	0,17	1,1
	T145	16	2,41	14,43	138,9	2,00	.68	2,13	45,7
	T146		2,27	14,71	136,4	2,04	.76	2,13	44,2
	verschil		0,14	0,28	2,5	0,04	.08	0	1,5
staafjes	T3	1	0,65	10,88	93,0	.15	.09		
	T3B		0,56	10,82	90,9	.28	.09		
	verschil		0,08	.06	2,1	.14	0		
	T3	11	3,45	10,88	133,0	.84	.66	2,81	40,0
	T3B		3,46	10,85	133,4	.86	.81	2,90	42,5
	verschil		0,01	0,03	0,4	.03	.15	0,09	2,5
	T3	16	3,85	11,98	147,3	1,04	.81	3,21	54,3
	T3B		4,05	12,11	149,0	1,07	.87	3,48	58,1
	verschil		0,20	0,13	1,7	0,04	.06	0,28	3,8

(*) T145/T146 zijn proeven uit systematisch onderzoek

T3/T3B variatie randcondities en stromingsparameter (M 896-10, ref. 10)

$$(**) \Delta A_0 = A_0(x) - A_0(1)$$

$$\Delta \phi_1 = \phi_1(x) - \phi_1(1)$$

Tabel 4a Fourier-analyse gemeten vertikaal getij; homogene proeven met bodem-
ruwheid

Proef	St.	A_0 (mm)	A_1 (mm)	ϕ_1 ($^\circ$)	A_2 (mm)	A_3 (mm)	ΔA_0 (mm)	$\Delta \phi_1$ ($^\circ$)
Proef T12 (referentie)	1	- .41	11,93	95,0	.40	.17		
	7	.55	11,74	120,1	.74	.62	.96	25,1
	11	1,35	12,28	131,5	1,01	.78	1,76	36,5
	16	1,76	13,99	145,3	1,02	.73	2,17	50,3
Proef T22 (getij-amplitude 2 x refer. waarde)	1	.22	23,21	95,0	.50	.32		
	7	2,20	20,29	118,5	.66	1,19	1,98	23,5
	11	3,48	19,99	132,4	.90	1,28	3,26	37,4
	16	4,22	21,50	147,7	.47	1,45	4,00	52,7
Proef T32 (getij-ampl. 3 x ref.w. rivierdebiet $\frac{1}{2}$ x ref.w.)	1	- .22	34,56	95,4	.70	.47		
	7	2,88	27,87	118,8	.93	1,09	3,10	23,4
	11	4,37	26,34	134,3	1,09	1,30	4,59	38,9
	16	4,90	27,15	151,1	.64	1,40	5,12	55,7
Proef T42 (getij-ampl. 3 x ref.w. $Q_{Riv} = -0,3$ l/s; L = 64 m)	1	- .06	38,06	92,9	.44	0,18		
	16	.55	42,72	97,2	2,45	1,39	0,61	4,3

Tabel 4b: Fourieranalyse gemeten horizontaal getij; homogene proeven met bodemruwheid

Proef	St	A'_0 (1/s)	A'_1 (1/s)	ϕ'_1 ($^\circ$)	A'_2 (1/s)	A'_3 (1/s)	A'_4 (1/s)
T12	1	-3,16	18,21	61,7	2,35	0,61	0,11
T22	3	-3,67	28,14	68,1	3,26	1,00	
T32	1	-3,68	35,93	68,1	2,60	2,21	0,42
T42	1	-0,99	17,33	4,3	1,28	0,51	0,57

Berekening	bijbe- horende proef	St	A'_0 (1/s)	A'_1 (1/s)	ϕ'_1 ($^\circ$)	A'_2 (1/s)	A'_3 (1/s)	A'_4 (1/s)
B42	T12	1	-2,90	19,17	60,2	2,35	0,60	0,37
B43	T22	1	-2,90	28,90	62,8	3,47	1,36	0,46
B44	T32	1	-1,44	36,71	64,9	3,85	1,92	0,52
B14	T42	0	-0,3	20,22	4,6	1,63	1,02	.59

Tabel 5: Invloed variatie randkondities en gootparameters op de getijbeweging; Fouriercomponenten waterstand h en debiet Q.

Berekening	h/Q	St.	A_0 mm of 1/s	A_1 mm of 1/s	ϕ_1 ($^\circ$)	A_2 mm of 1/s	A_3 mm of 1/s
B1 Referentie berekening klein getij $2a_0 = 0,025$ m	h	1	,19	12,14	93,6	,07	,08
	h	7	1,19	10,97	116,4	,31	,49
	h	11	1,77	11,10	131,0	,31	,70
	h	16	2,39	12,01	145,9	,23	,82
	Q	1	-2,90	17,70	67,3	1,81	,67
	Q	16	-2,90	14,30	78,0	1,94	,61
	Q	L_g	-2,90	10,12	82,0		
B2 Variatie L_g $L_g = 104,31$ m (+3,66 m)	h	1	,19	12,11	93,7	,08	,08
	h	7	1,23	10,77	117,5	,35	,46
	h	11	1,81	10,90	133,1	,33	,65
	h	16	2,43	11,86	148,9	,29	,76
	Q	1	-2,90	18,12	68,8	-	-
B41 Variatie h $h = 0,211$ m (-0,005 m)	h	1	,20	12,08	93,7	,08	,07
	h	7	1,27	10,68	117,8	,31	,47
	h	11	1,87	10,76	133,6	,30	,67
	h	16	2,53	11,75	149,5	,25	,79
	Q	1	-2,90	17,65	68,9	-	-
B5 Variatie a_0 $a_0 = 0,011$ m (-0,0015 m)	h	1	,18	10,65	93,7	,08	,09
	h	7	1,13	9,50	118,6	,40	,46
	h	11	1,66	9,69	134,7	,48	,67
	h	16	2,25	10,73	150,7	,52	,76
	Q	1	-2,90	16,98	70,2	-	-
B37 Variatie amplitude debiet $Q(L_g, t)$ (3% groter)	h	1	,19	12,12	93,6	,08	,09
	h	7	1,22	10,81	117,0	,34	,48
	h	11	1,80	10,94	132,4	,37	,69
	h	16	2,42	11,88	147,9	,30	,82
	Q	1	-2,90	+17,98	68,4	-	-

Tabel 5 (vervolg)

Berekening	h/Q	St.	A ₀ mm of 1/s	A ₁ mm of 1/s	φ ₁ (°)	A ₂ mm of 1/s	A ₃ mm of 1/s
B3	h	1	,15	12,34	93,4	,09	,08
Variatie	h	7	,97	12,02	113,2	,41	,51
Chézy	h	11	1,43	12,44	124,7	,50	,77
C=22,1 m ^{1/2} /s (+3,1 m ^{1/2} /s)	h	16	1,92	13,39	136,4	,48	,95
	Q	1	-2,90	+18,20	63,0	-	-
B6	h	1	,20	12,16	94,3	,08	,06
Variatie	h	7	1,22	11,57	120,6	,35	,45
faseverschil	h	11	1,80	12,32	135,4	,49	,57
randen	h	16	2,39	13,98	148,8	,80	,64
ψ=-14,4°	Q	1	-2,90	19,51	60,3	-	-
B27	h	1	,81	35,72	93,5	,54	0,17
Referentie	h	7	3,29	28,01	112,4	2,16	1,28
berekening	h	11	4,39	25,32	126,9	2,34	1,67
groot getij	h	16	5,28	24,30	144,6	1,82	1,90
2a ₀ =0,075 m	Q	1	-1,44	33,20	68,9	2,53	1,80
B38	h	1	,64	35,63	92,9	,53	,26
Variatie L _g	h	7	2,38	27,36	112,7	2,24	1,27
L _g =104,31 m	h	11	4,50	24,43	128,1	2,36	1,59
(+3,66 m)	h	16	5,40	23,43	147,1	1,76	1,71
	Q	1	-1,44	33,58	70,7	-	-
B39	h	1	,65	35,57	92,9	,56	,29
Variatie h	h	7	3,50	27,11	112,9	2,27	1,29
h=0,211 m	h	11	4,63	24,13	128,5	2,36	1,62
(-0,005 m)	h	16	5,53	23,12	147,8	1,73	1,76
	Q	1	-1,44	32,68	70,7	-	-

Tabel 5 (vervolg)

Berekening	h/Q	St.	A ₀ mm of 1/s	A ₁ mm of 1/s	φ ₁ (°)	A ₂ mm of 1/s	A ₃ mm of 1/s
B40	h	1	,61	34,65	92,9	,51	,25
Variatie a ₀	h	7	3,18	27,05	112,5	2,14	1,26
a ₀ =0,036375 m	h	11	4,25	24,39	127,2	2,32	1,63
3% kleiner	h	16	5,12	23,43	145,4	1,82	1,82
	Q	1	-1,44	32,68	69,7	-	-
B11	h	1	,50	36,28	92,9	0,41	,21
Variatie C	h	7	2,70	31,27	110,7	-	-
C=22,1 m ^{1/2} /s	h	11	3,69	29,77	122,3	2,27	1,85
(+3,1 m ^{1/2} /s)	h	16	4,55	29,41	135,2	2,20	2,22
	Q	1	-1,45	35,32	63,6	2,49	1,94
B26	h	1	,70	35,44	93,6	,56	,30
Variatie ψ	h	7	3,58	27,47	118,9	1,88	1,10
faseverschil	h	11	4,58	25,89	137,0	1,50	1,17
randkonditie	h	16	5,18	27,17	156,2	,80	1,08
ψ = -14,4°	Q	1	-1,44	36,88	66,5	4,25	2,18

Tabel 6: Invloed convectieterm op getijbeweging

a Waterstand in Station 16

Berekening	getijverschil $2a_o$ (mm)	met/zonder convectie	A_o (mm)	A_1 (mm)	σ_1 0
128a	25	zonder	2,42	11,76	148,2
128b	25	met	2,52	11,71	148,6
24a	50	zonder	4,39	18,67	145,2
24b	50	met	4,63	18,55	146,1
13a	75	zonder	6,10	24,35	144,6
13b	75	met	6,50	24,00	145,4

b Debiet in station 1

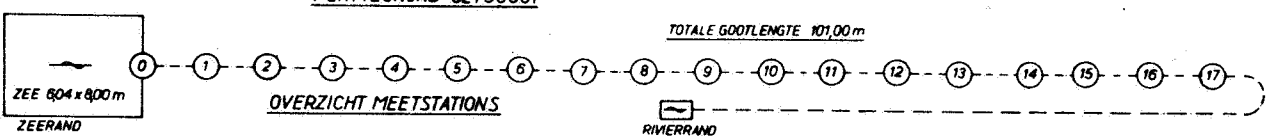
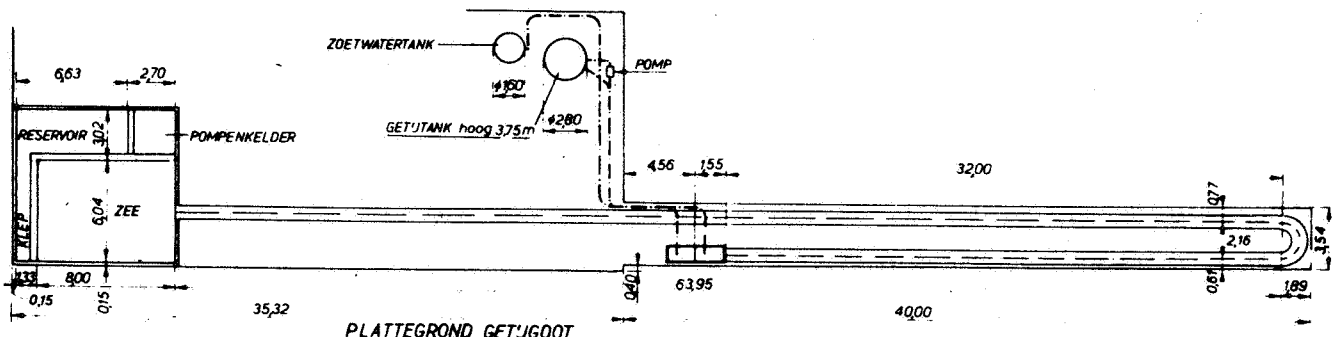
Berekening	getijverschil $2a_o$ (mm)	met/zonder convectie	A'_o (mm)	A'_1 (mm)	σ'_1 (mm)
128a	25	zonder	-2,9	18,03	68
128b	25	met	-2,9	17,92	68,5
24a	50	zonder	-2,9	26,19	68,9
24b	50	met	-2,9	26,16	69,0
13a	75	zonder	-2,16	33,73	66,3
13b	75	met	-2,16	33,59	66,8

met convectieterm geeft (t.o.v. zonder convectieterm)

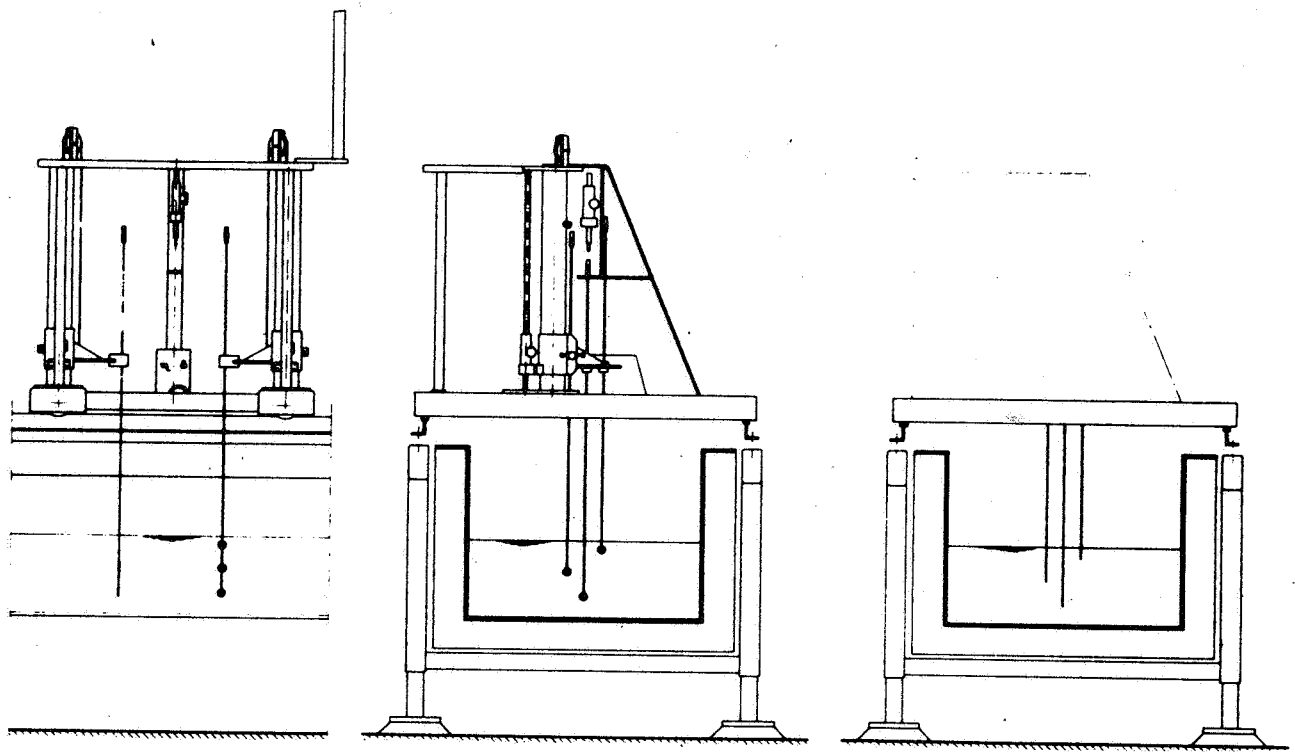
- groter middenstandsverval A_o
- kleinere getij-amplitude A_1
- kleiner faseverschil
- iets kleinere amplitude horizontaal getij

Tabel 7: Getijgemiddelde beschrijving concentratieverdeling

St.	Simulatie proef T12		Simulatieproef T22		Simulatieproef T32		
	Berekening 111 $D_o=10$	$D_T (m^2/s)$	Berekening 105: $D_o=5$	$D_T (m^2/s)$	Berekening 122: $D_o=5$	$D_T (m^2/s)$	D_{To}
	\tilde{c}/c_o		\tilde{c}/c_o		\tilde{c}/c_o		
1	0,568	0,303	0,651	0,476	0,761	0,322	60
2	0,453	0,288	0,567	0,525	0,685	0,353	66
3	0,348	0,201	0,493	0,487	0,619	0,354	66
4	0,217	0,120	0,419	0,419	0,557	0,334	62
5	0,085	0,066	0,344	0,316	0,497	0,303	56
6	0,020		0,26	0,197	0,437	0,264	49
7			0,151	0,108	0,376	0,218	41
8			0,055	0,057	0,311	0,160	30
9			0,010		0,234	0,102	19
10					0,143	0,061	11
11					0,063	0,037	7
12					0,020		



OVERZICHT GETJGOOT



OPSTELLING MEETAPPARATUUR

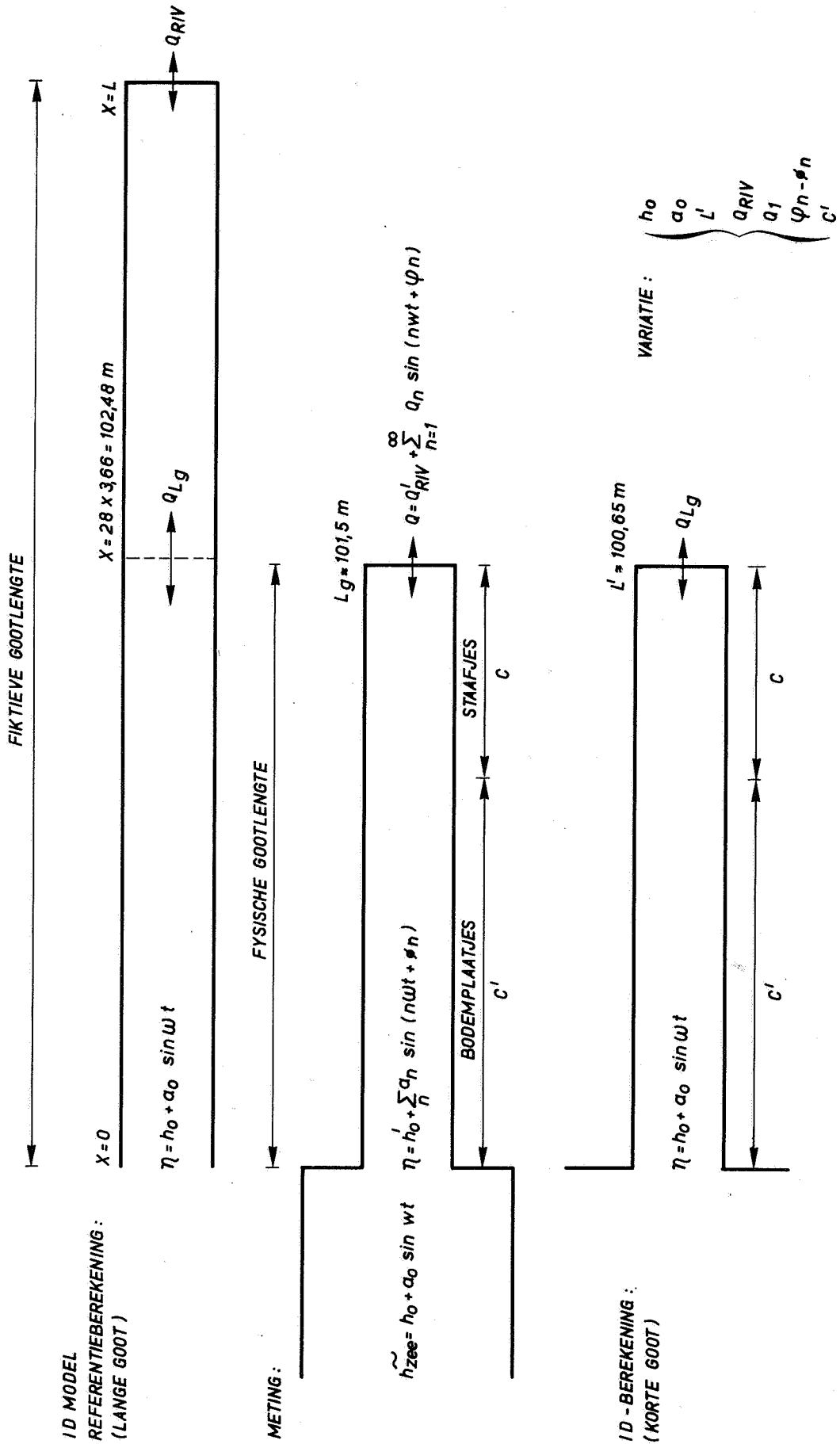
SCHEMA MEETOPSTELLING GETIJGOOT

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M.896 - 2699

FIG. 1

A4



VERGELIJKING INSTELLING GETIJGOOT EN
NUMERIEK ID-MODEL

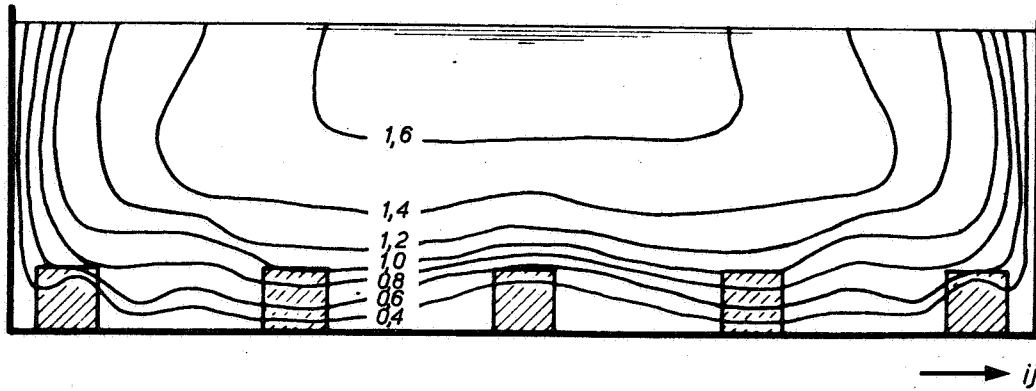
R.R.

A4

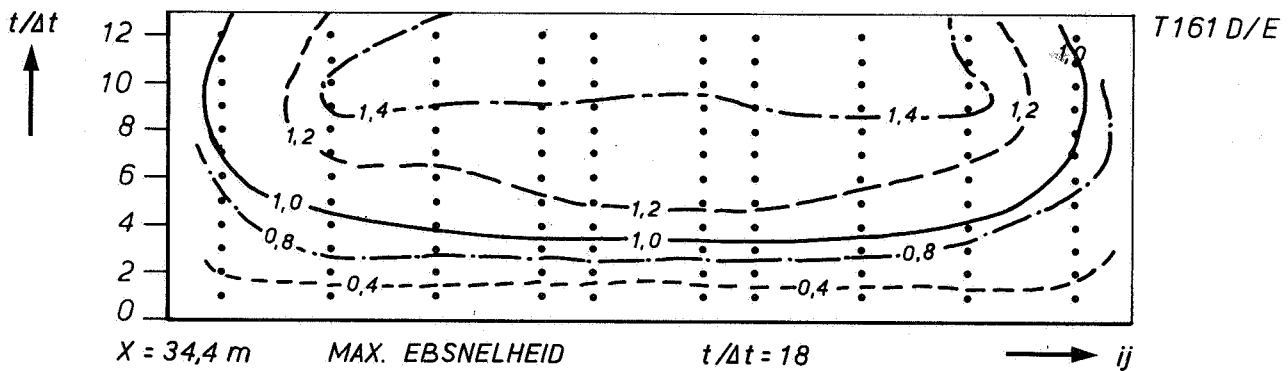
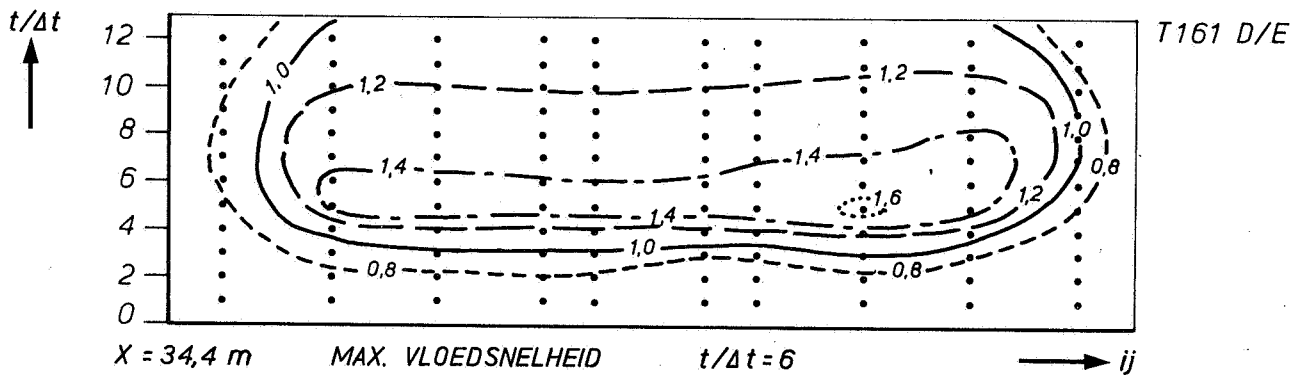
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 2700

FIG. 2



3a Lijnen van gelijke snelheid u/\bar{u} (\bar{u} : gemiddeld over dwarsdoorsnede) in een dwarsdoorsnede bij ruwheid door middel van bodemplaatjes ($C \approx 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$; grootte plaatjes 4 cm) en in permanente stroming (uit rapport M 896-9, ref. 6)



3b en 3c Lijnen van gelijke snelheid u/\bar{u} in een dwarsdoorsnede bij ruwheid door middel van bodemplaatjes ($C \approx 19 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{s}$; grootte plaatjes 2 cm) en in een zout/zoet-getijstroming (uit M 896-34, ref. 13)

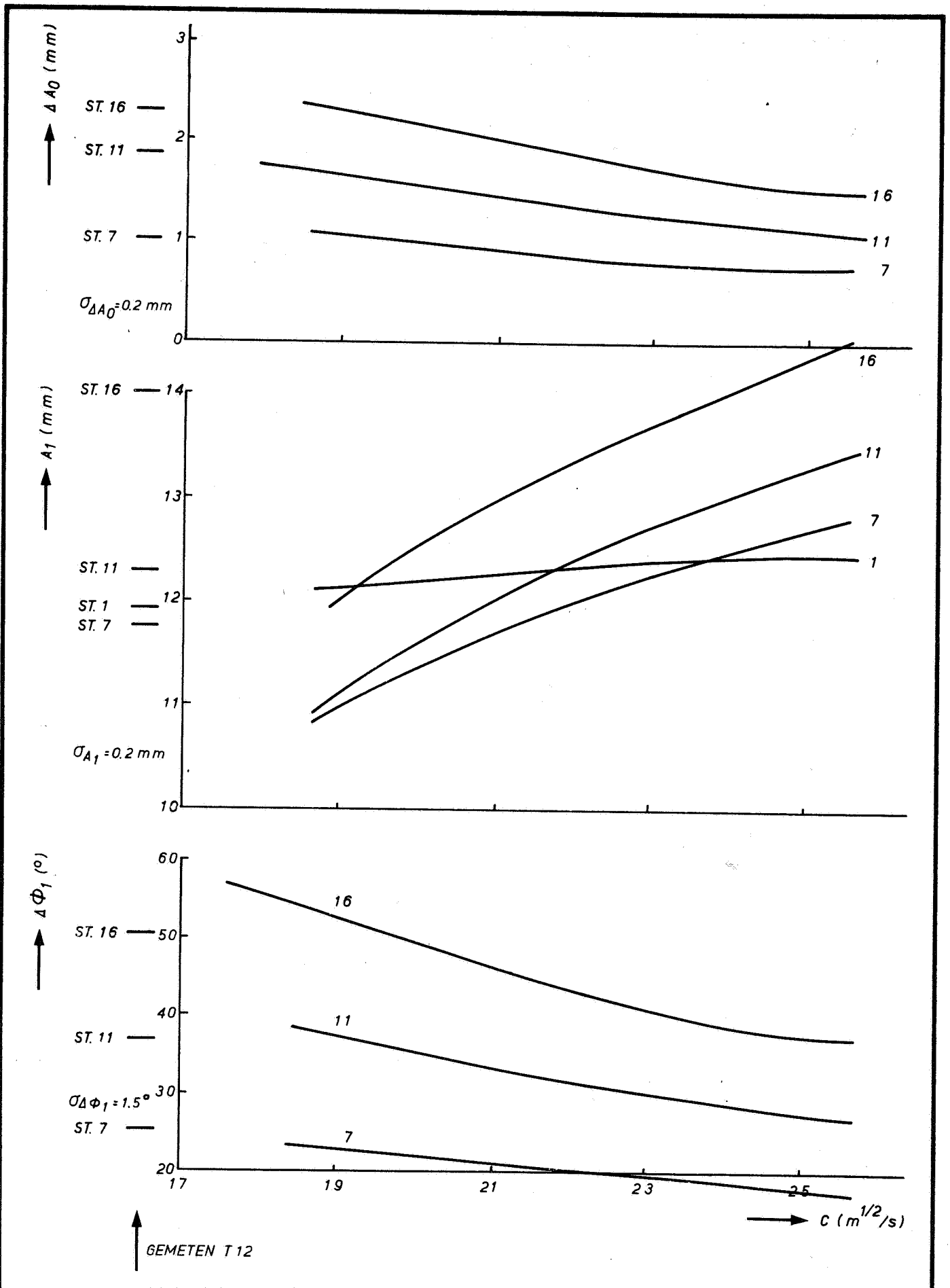
LIJNEN VAN GELIJKE SNELHEID IN EEN DWARSDOORSNEDE
BIJ RUWHEID DOORMIDDEL VAN BODEMPLAATJES

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 2701

FIG. 3



INVLOED CHEZY-WAARDE IN HOMOGENE GETJBEREKENING
 UITGEDRUKT IN FASE / AMPLITUDE (VERSCHILLEN)

R.R.

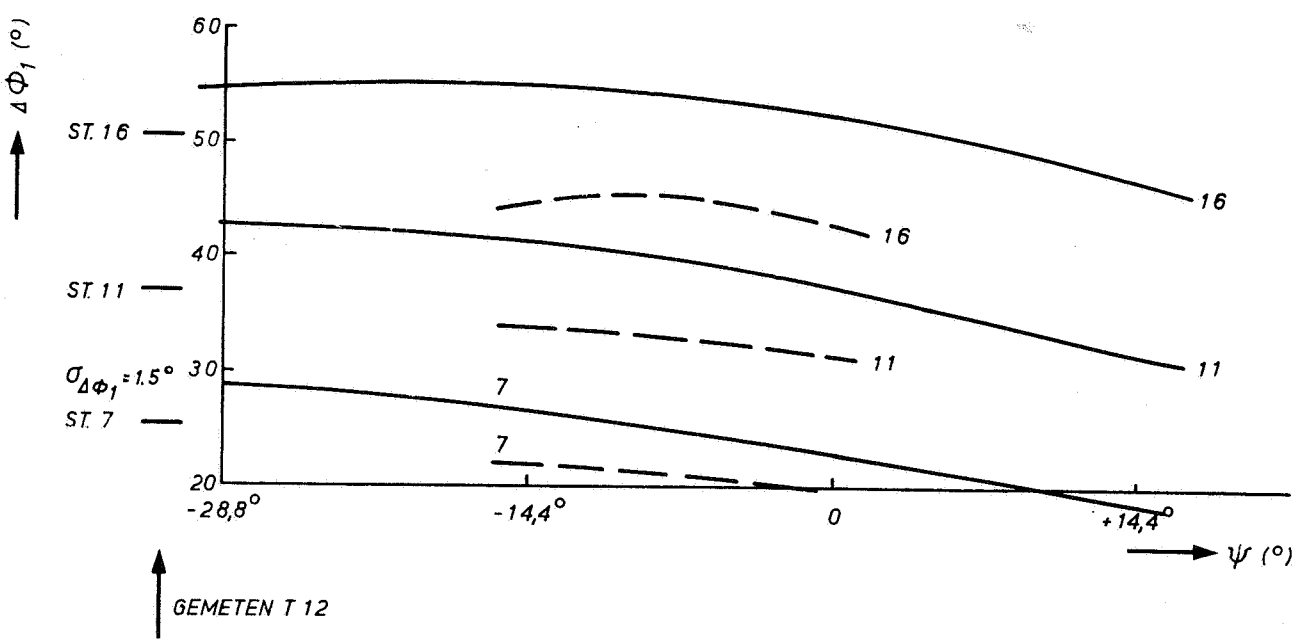
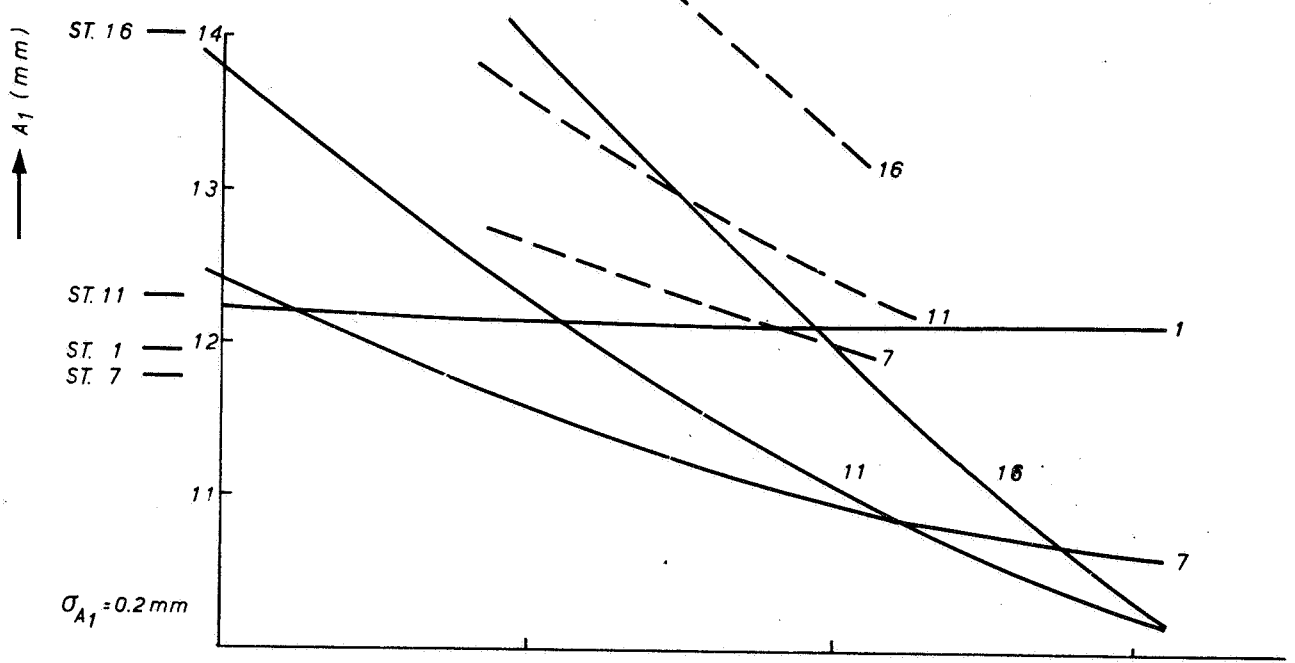
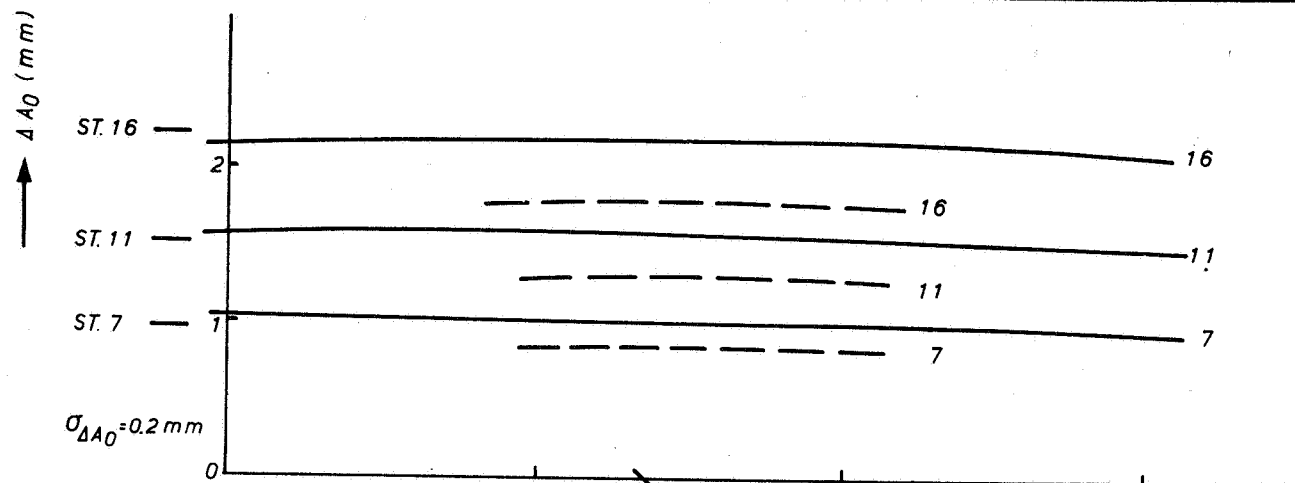
$2a_0 = 2,5 \text{ cm}$

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

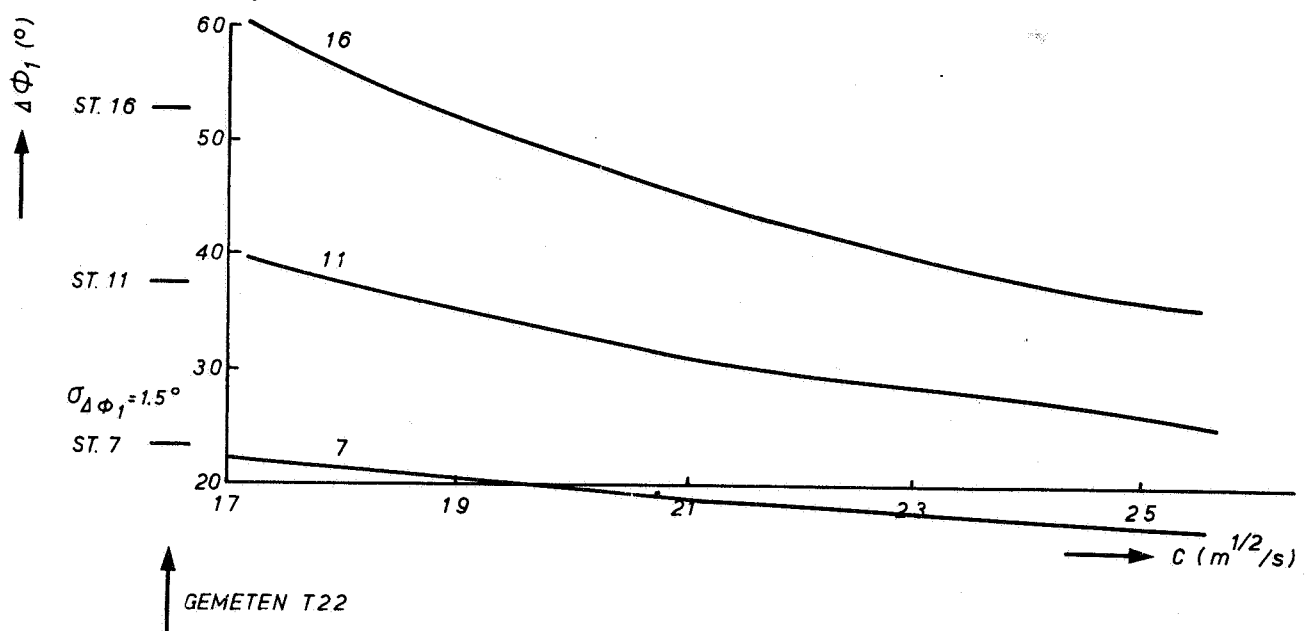
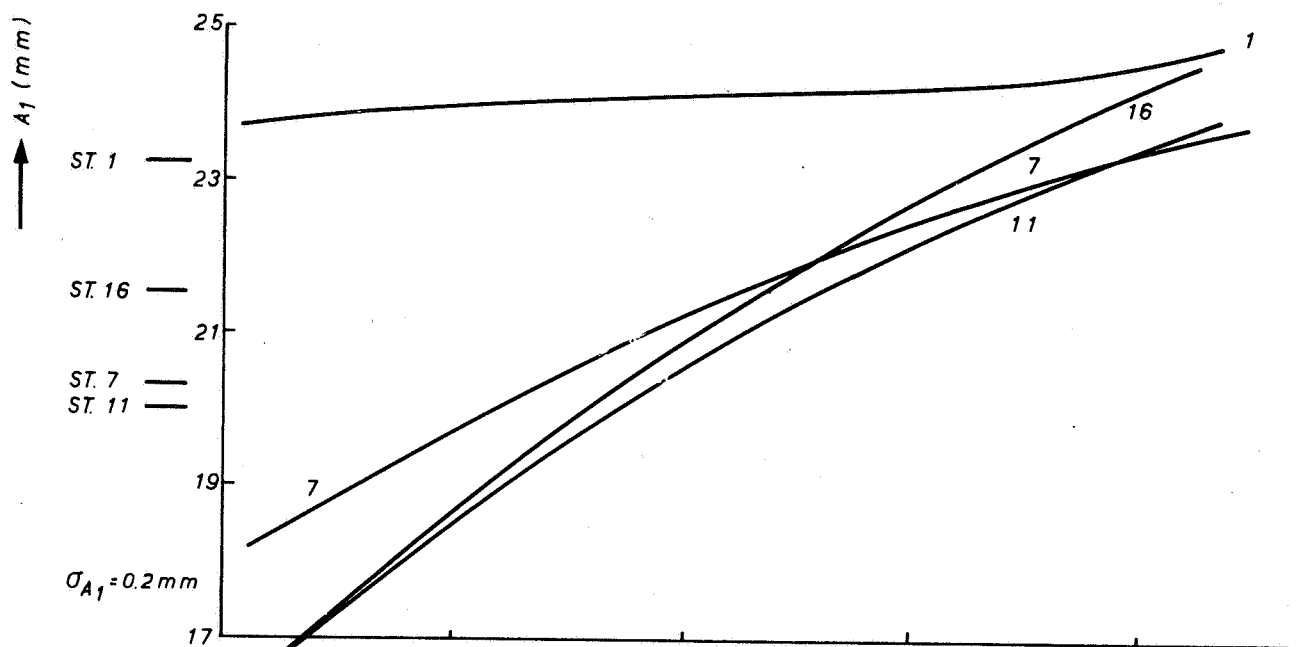
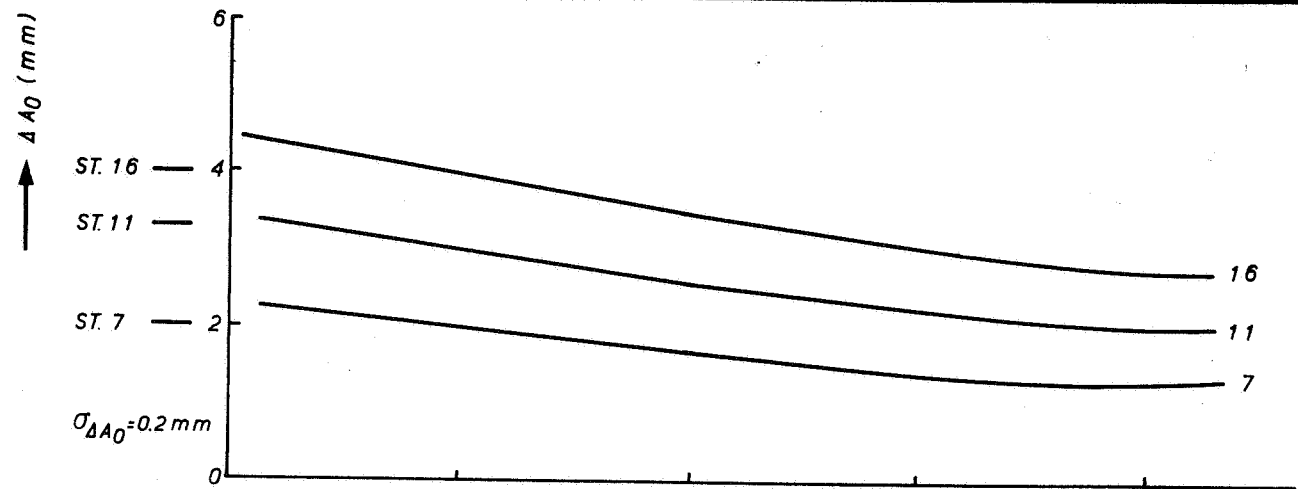
M 896 - 2702

FIG. 4



INVLOED FASEVERSCHIL IN HOMOGENE GETIJBEREKENING
 UITGEDRUKT IN FASE / AMPLITUDE (VERSCHILLEN)

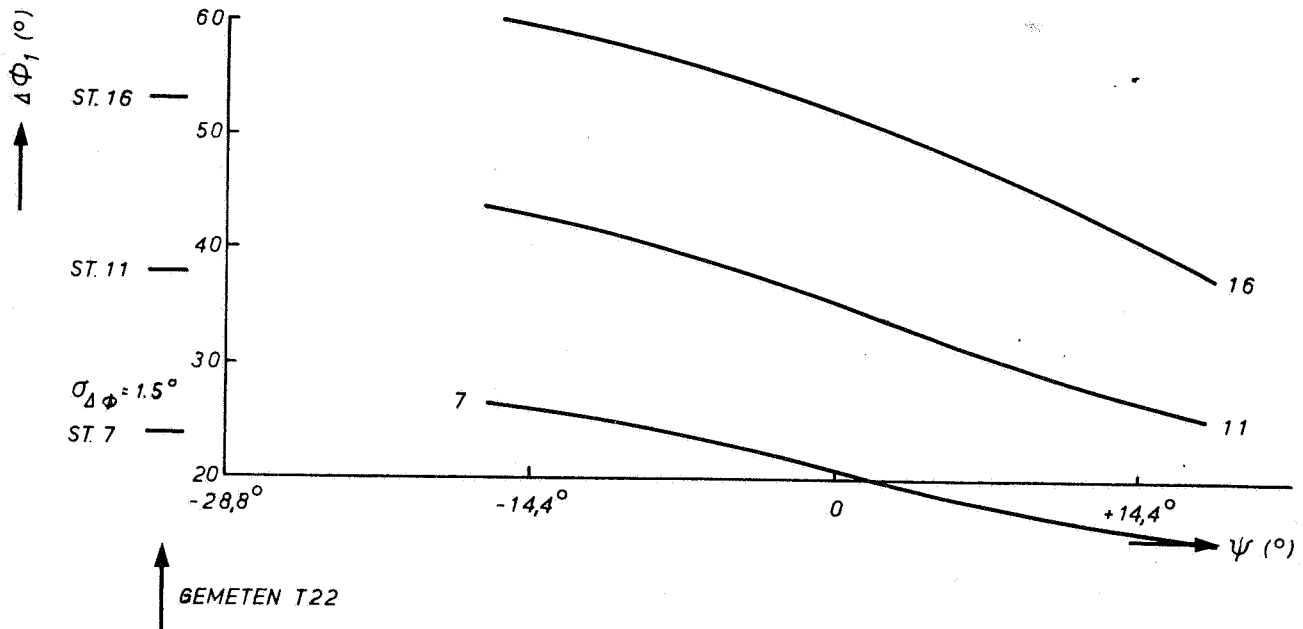
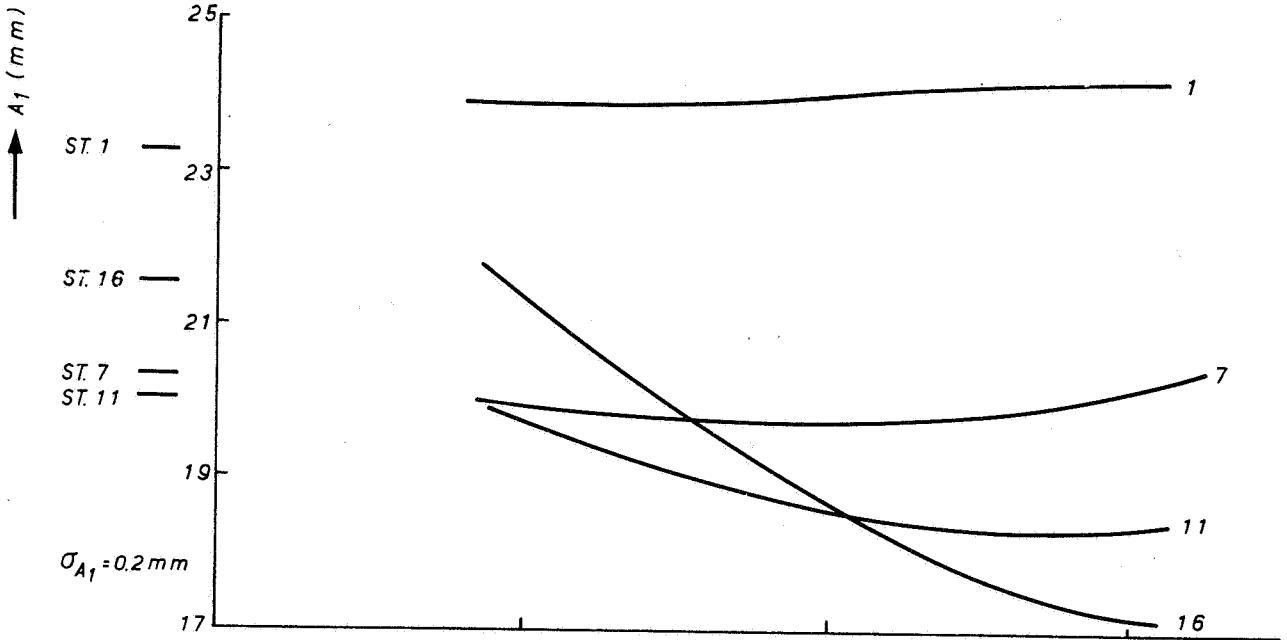
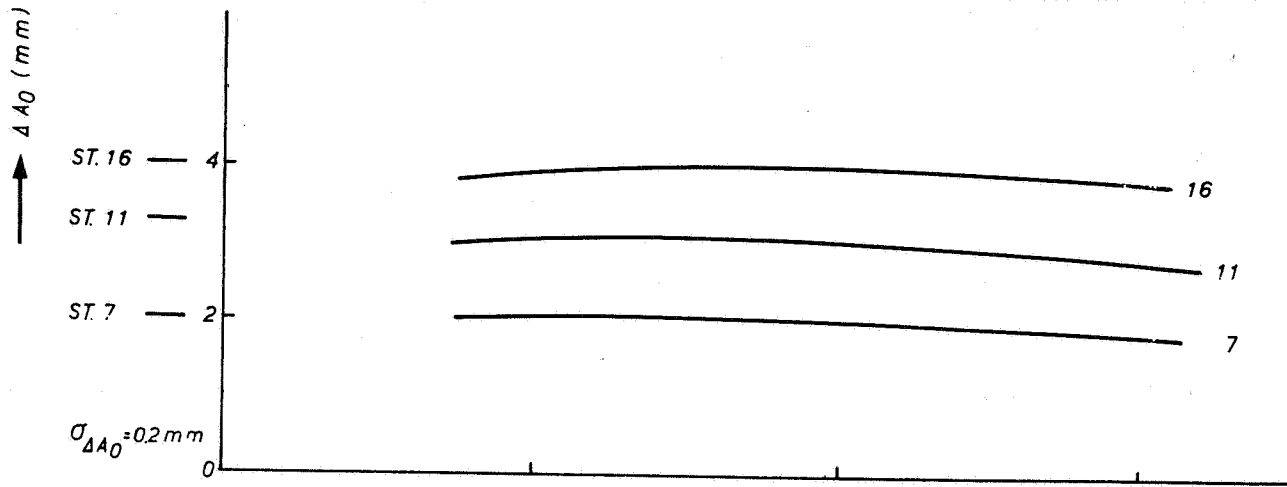
————— C = 19	R.R.
- - - - - C = 22,1	
$2a_0 = 2,5 \text{ cm}$	A4
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	M 896 - 2703
	FIG. 5



INVLOED CHEZY-WAARDE IN HOMOGENE GETJBEREKENING
 UITGEDRUKT IN FASE / AMPLITUDE (VERSCHILLEN)

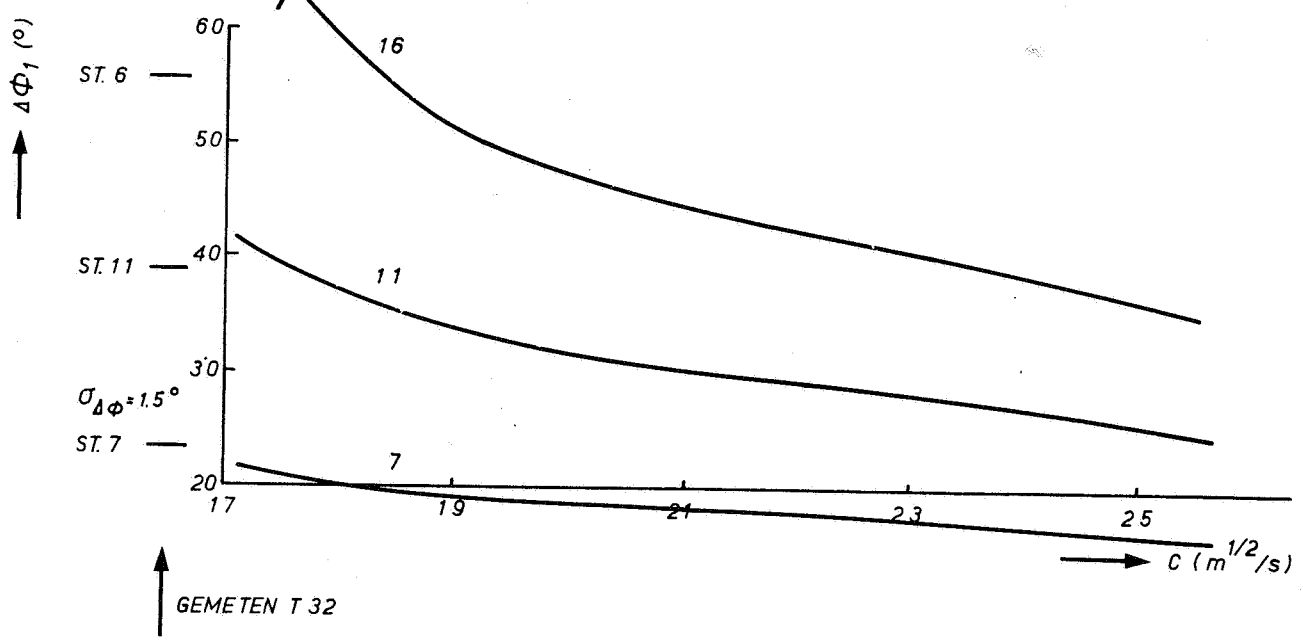
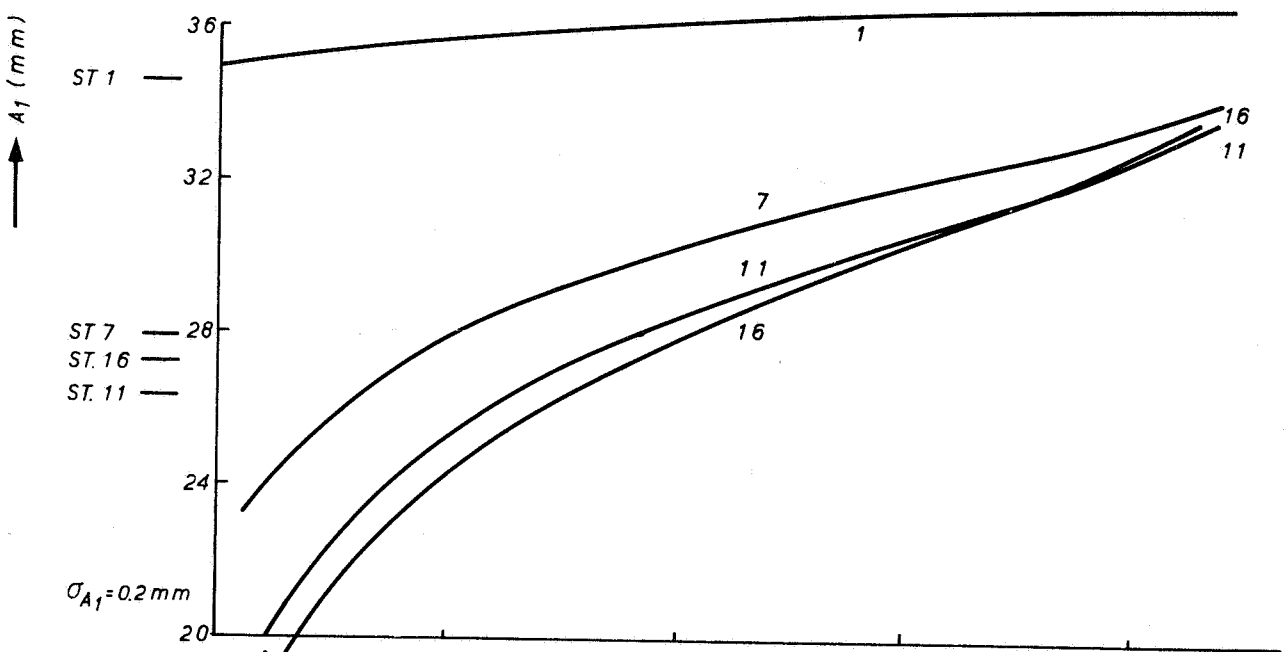
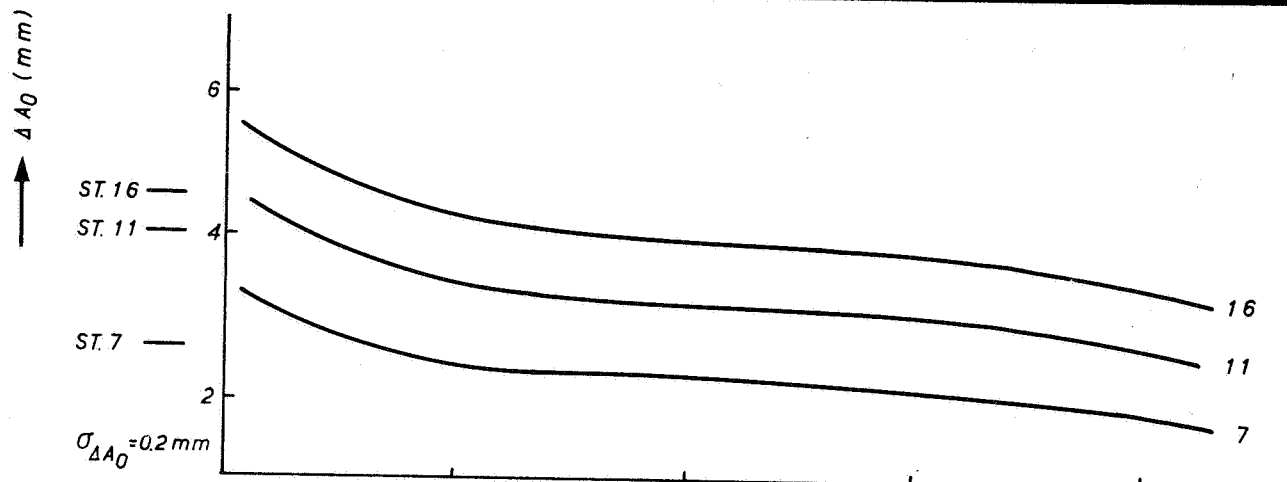
	R.R.
$2a_0 = 5 \text{ cm}$	A4
M 896 - 2704	FIG. 6

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM



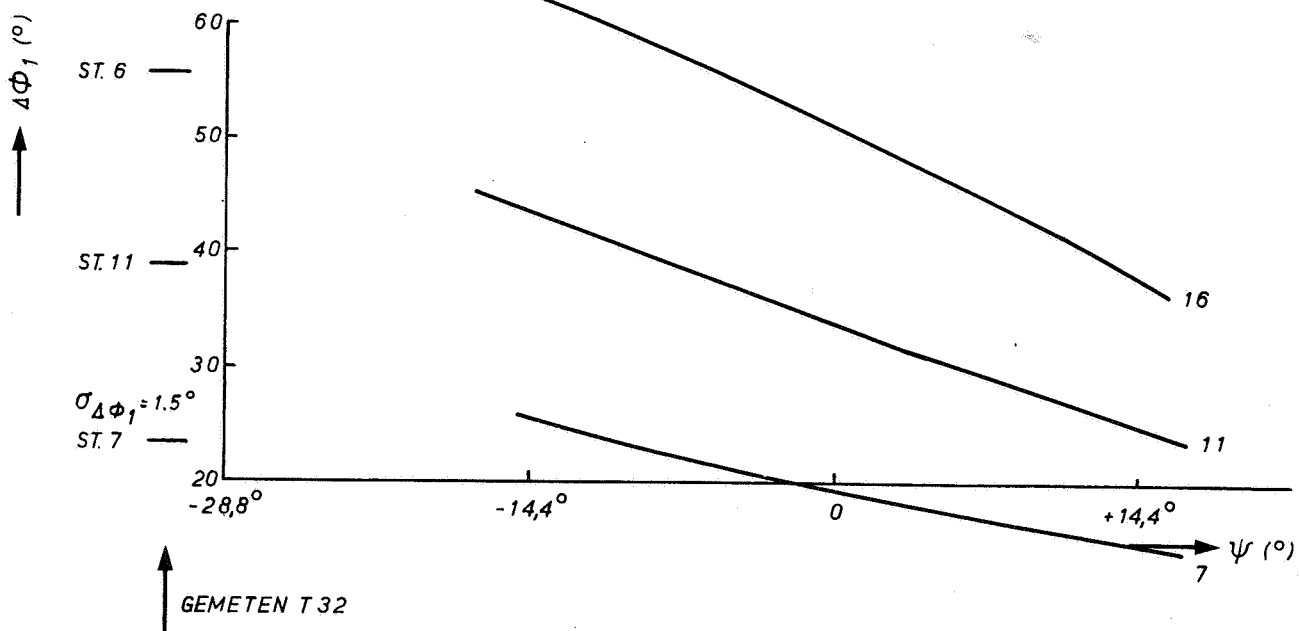
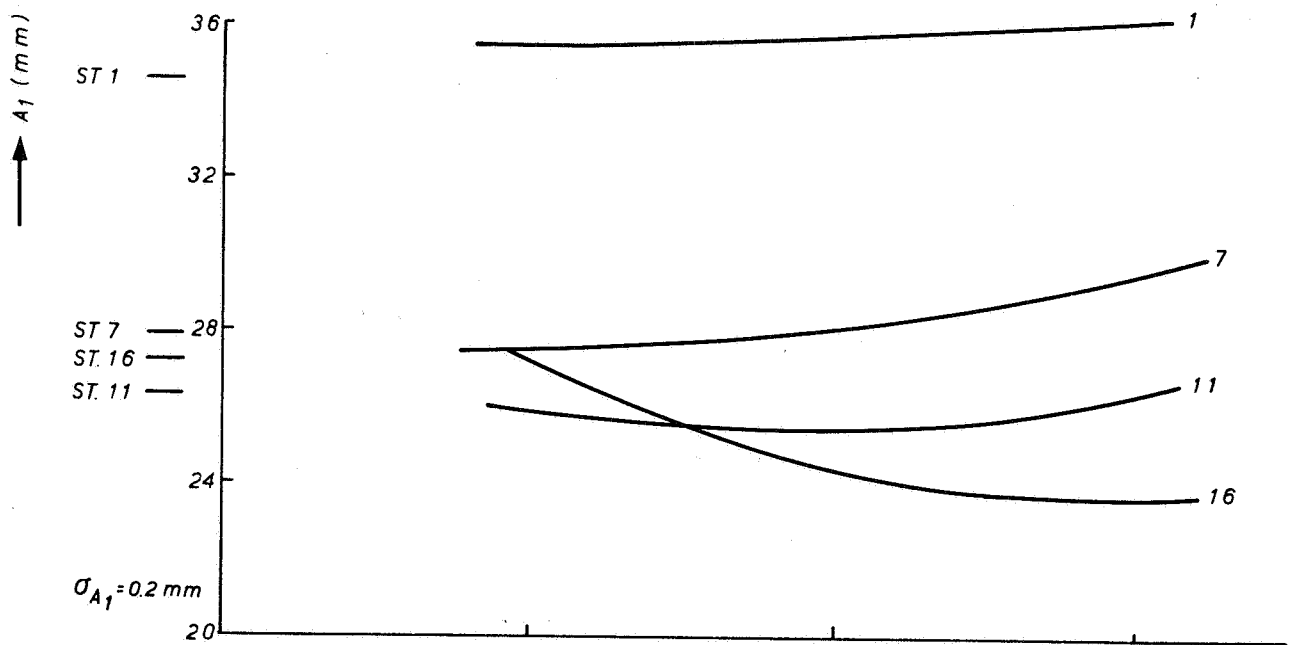
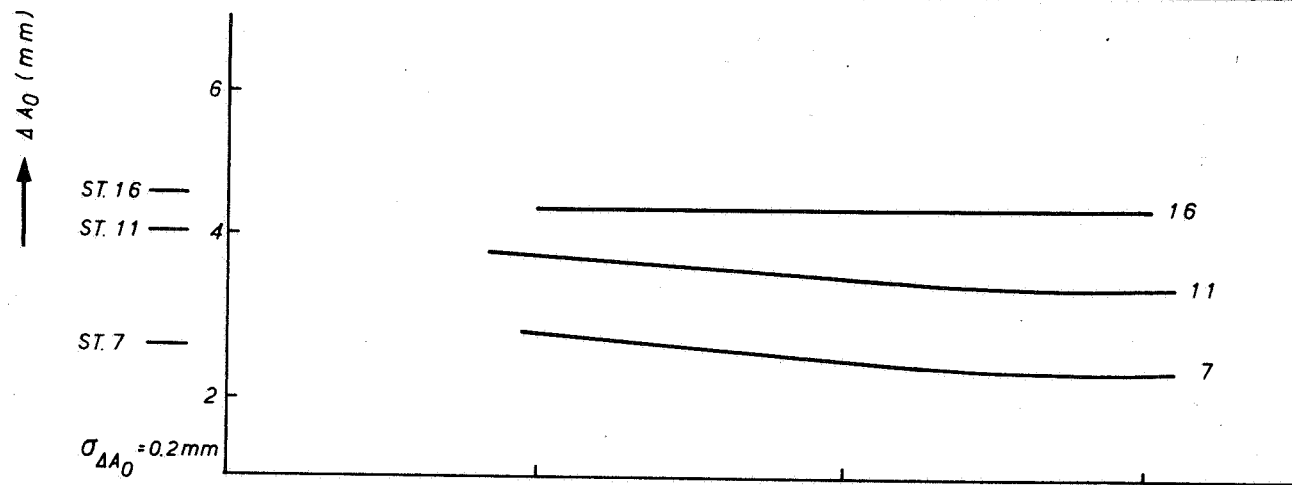
INVLOED FASEVERSCHIL IN HOMOGENE GETIJBEREKENING
 UITGEDRUKT IN FASE / AMPLITUDE (VERSCHILLEN)

	R.R.
$2a_0 = 5 \text{ cm}$	A4
M 896 - 2705	FIG. 7



INVLOED CHEZY-WAARDE IN HOMOGENE GETIJBEREKENING
 UITGEDRUKT IN FASE / AMPLITUDE (VERSCHILLEN)

	R.R.
$2a_0 \approx 7,5 \text{ cm}$	A4
M 896 - 2706	FIG. 8



INVLOED FASEVERSCHIL IN HOMOGENE GETIJBEREKENING
 UITGEDRUKT IN FASE / AMPLITUDE (VERSCHILLEN)

R.R.

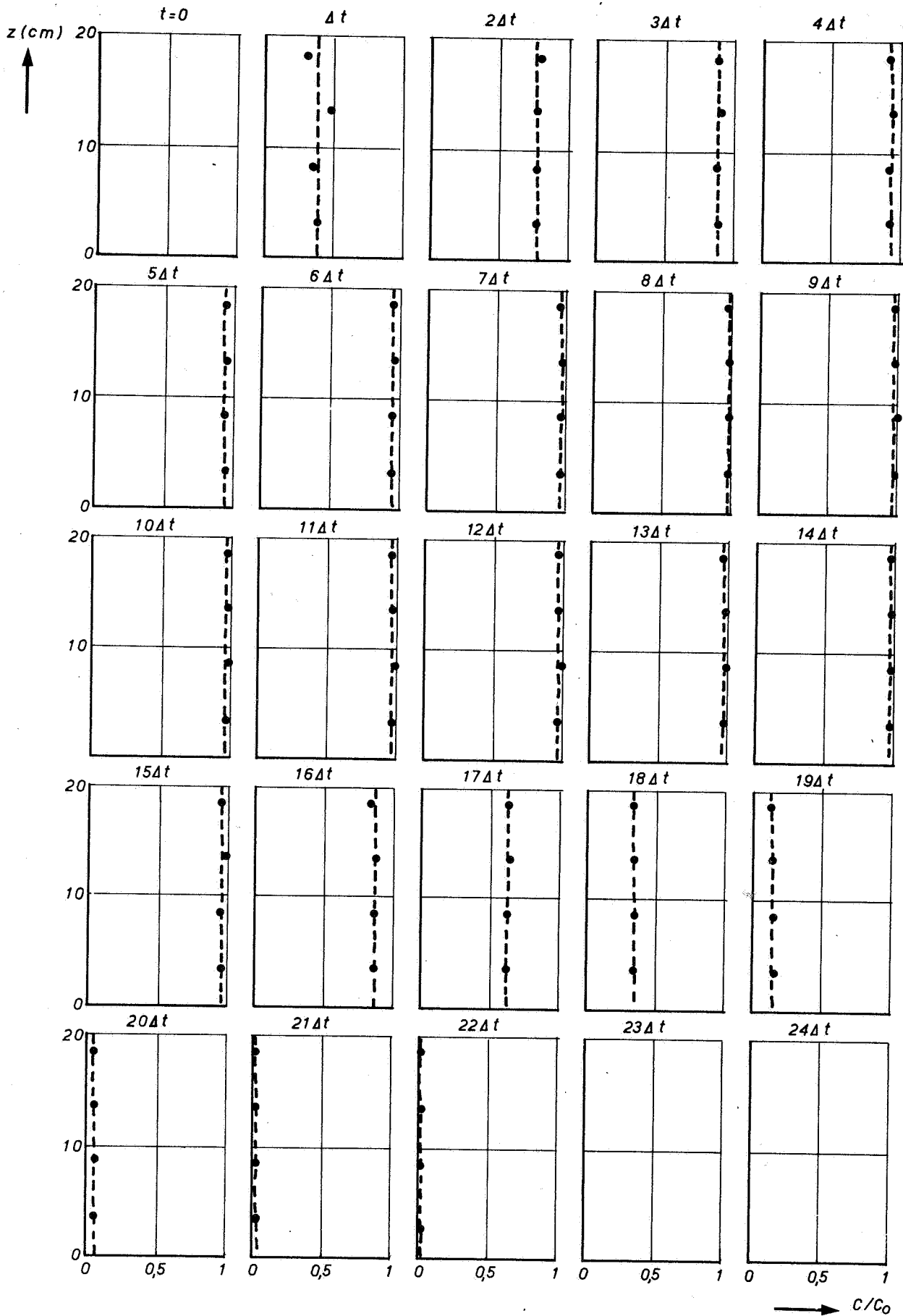
$2a_0 \approx 7,5 \text{ cm}$

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 2707

FIG. 9



KONCENTRATIEVERTIKALEN OP 25 TIJDSTIPPEN ($\Delta t = 0,04T$)

PROEF T 22

R.R.

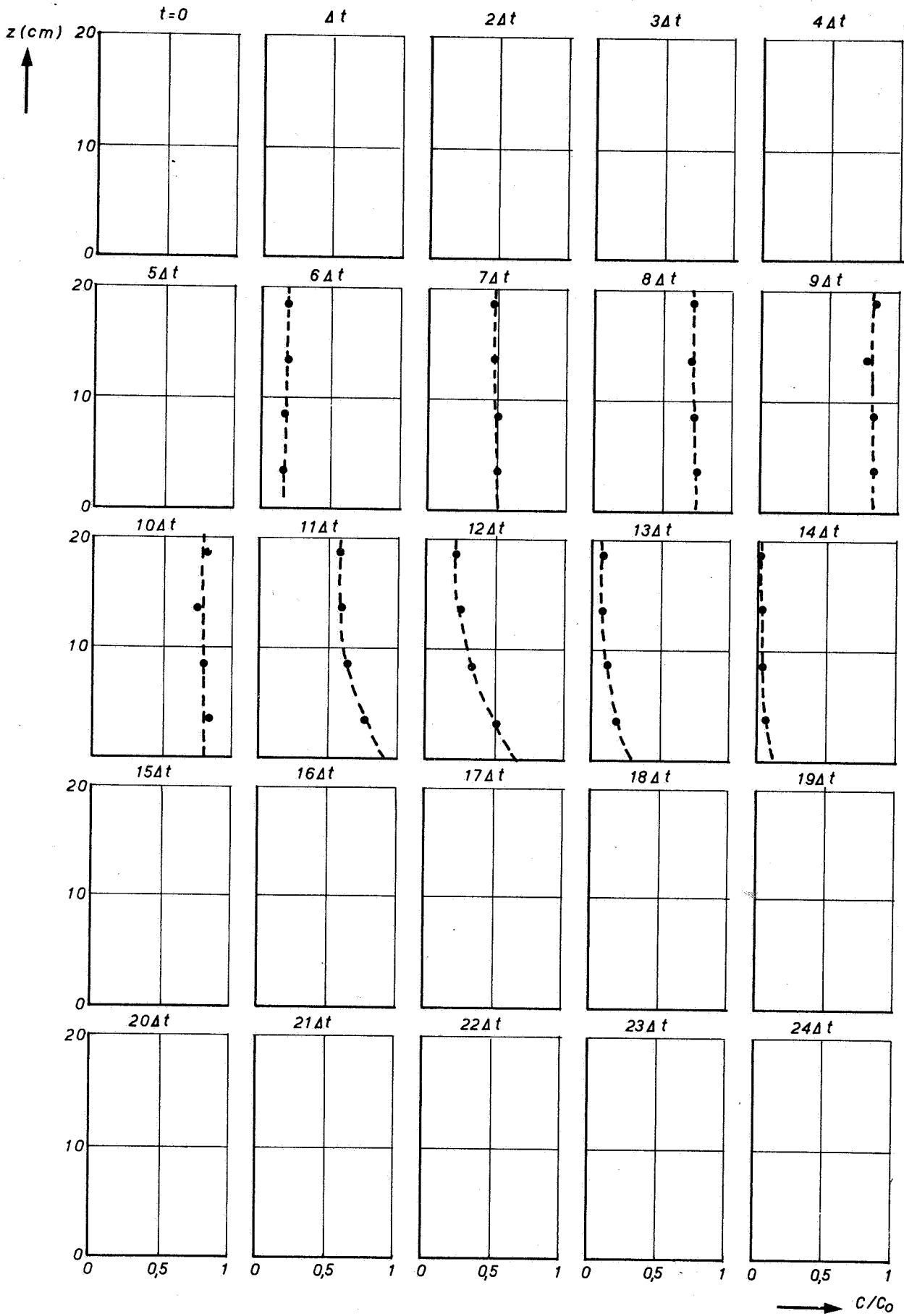
STATION 1

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M896-2708

FIG. 10



KONCENTRATIEVERTIKALEN OP 25 TIJDSTIPPEN ($\Delta t = 0,04 T$)

PROEF T 22

R.R.

STATION 7

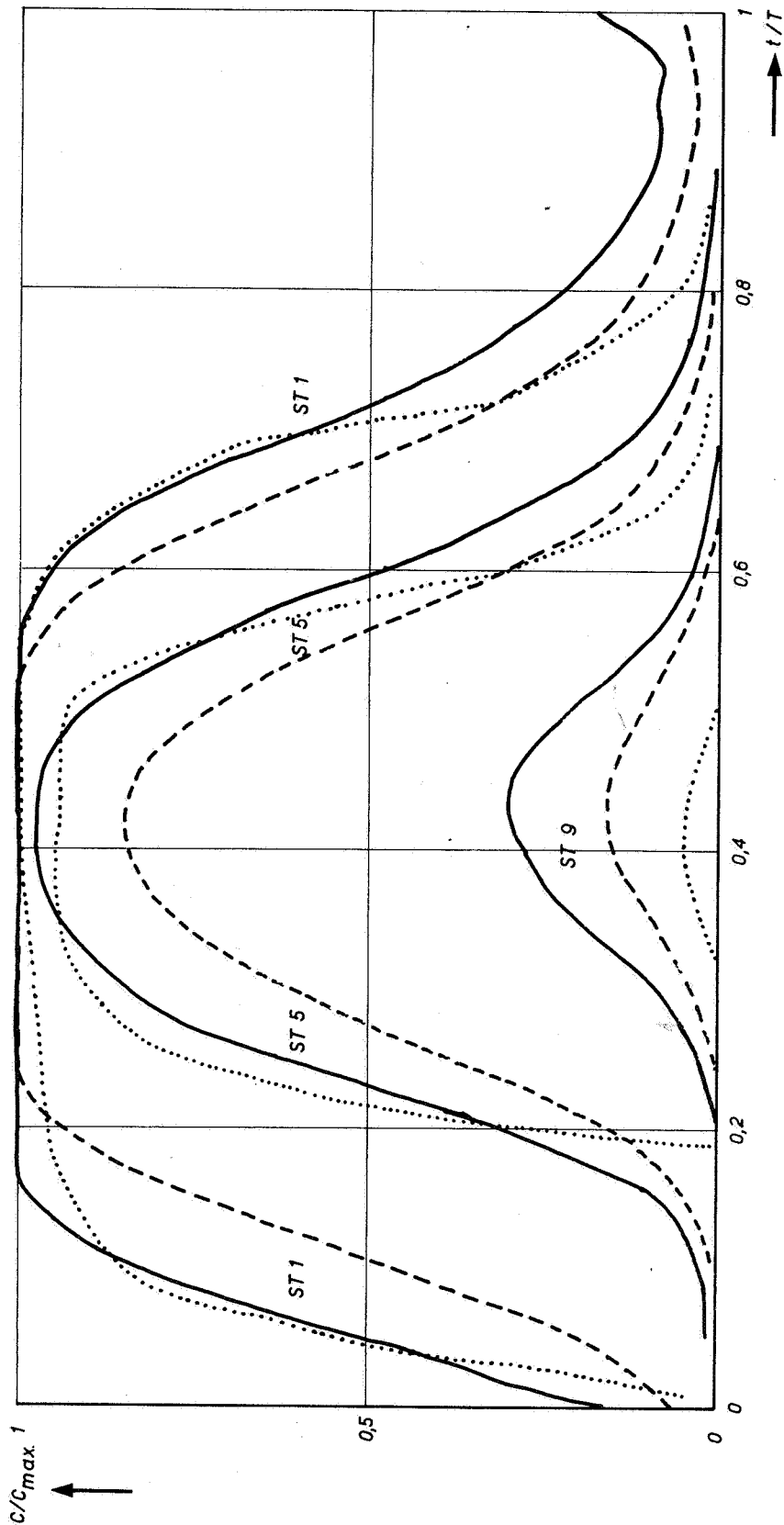
A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M896-2709

FIG.11

— $t_0 = 0,05 T \quad D_0 = 20$
 - - - $t_0 = 0,21 T \quad D_0 = 20$
 PROEF T 22



VERGELIJKING GEMETEN EN BEREKENDE (1D-MODEL)
 KONCENTRATIEVERDELING; INVLOED OVERGANGSPERIODE t_0

PROEF T 22

R.R.

$2\alpha_0 = 5 \text{ cm}$

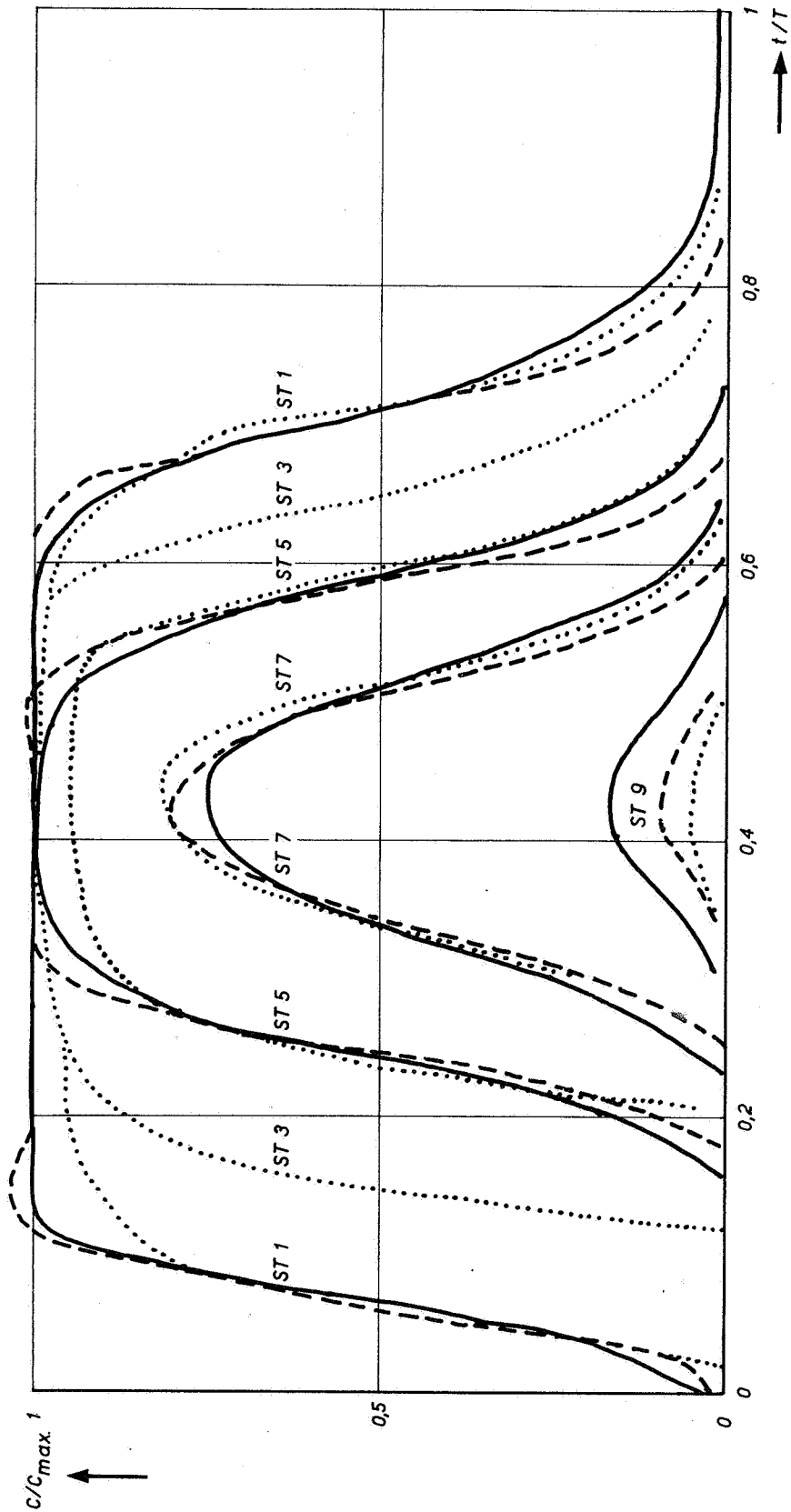
A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 2710

FIG.12

— BEREKEND $D_0 = 10$
 - - - BEREKEND $D_0 = 5$
 PROEF T 22



VERGELIJKING GEMETEN EN BEREKENDE (1D-MODEL)
 KONCENTRATIEVERDELING ($t_0 = 0,05 T$)

PROEF T 22

R.R.

$2a_0 = 5 \text{ cm}$

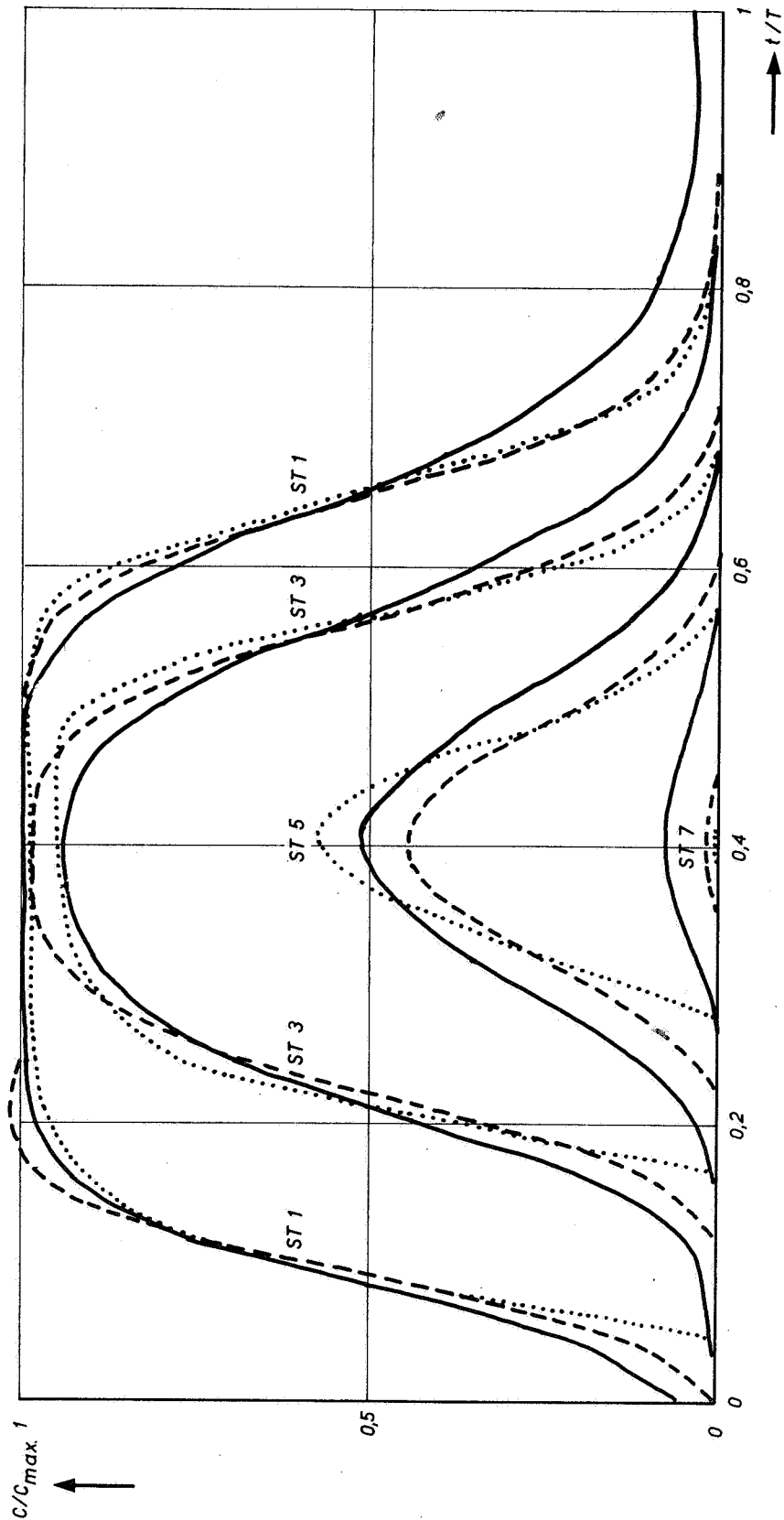
A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 2711

FIG. 13

— BEREKEND $D_0 = 20$
 - - - BEREKEND $D_0 = 10$
 PROEF T 12



VERGELIJKING GEMETEN EN BEREKENDE (1D-MODEL)
 KONCENTRATIEVERDELING ($t_0 = 0,05 T$)

PROEF T 12

R.R.

$2a_0 \approx 2,5 \text{ cm}$

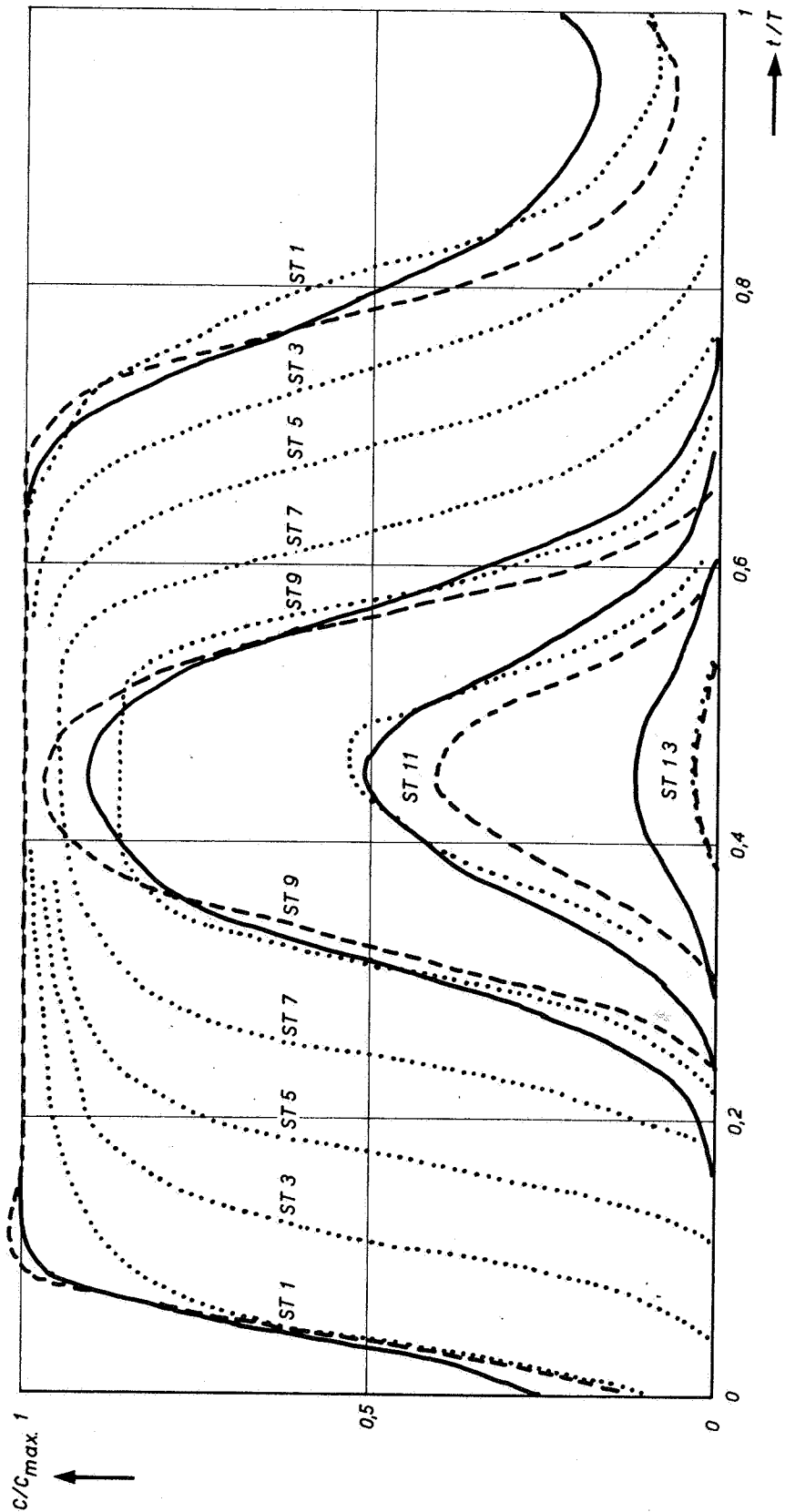
A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M896 - 2712

FIG.14

— BEREKEND $D_0 = 10$
 - - - BEREKEND $D_0 = 5$
 PROEF T 32



VERGELIJKING GEMETEN EN BEREKENDE (1D-MODEL)
 KONCENTRATIEVERDELING ($t_0 = 0,05 T$)

PROEF T 32

R.R.

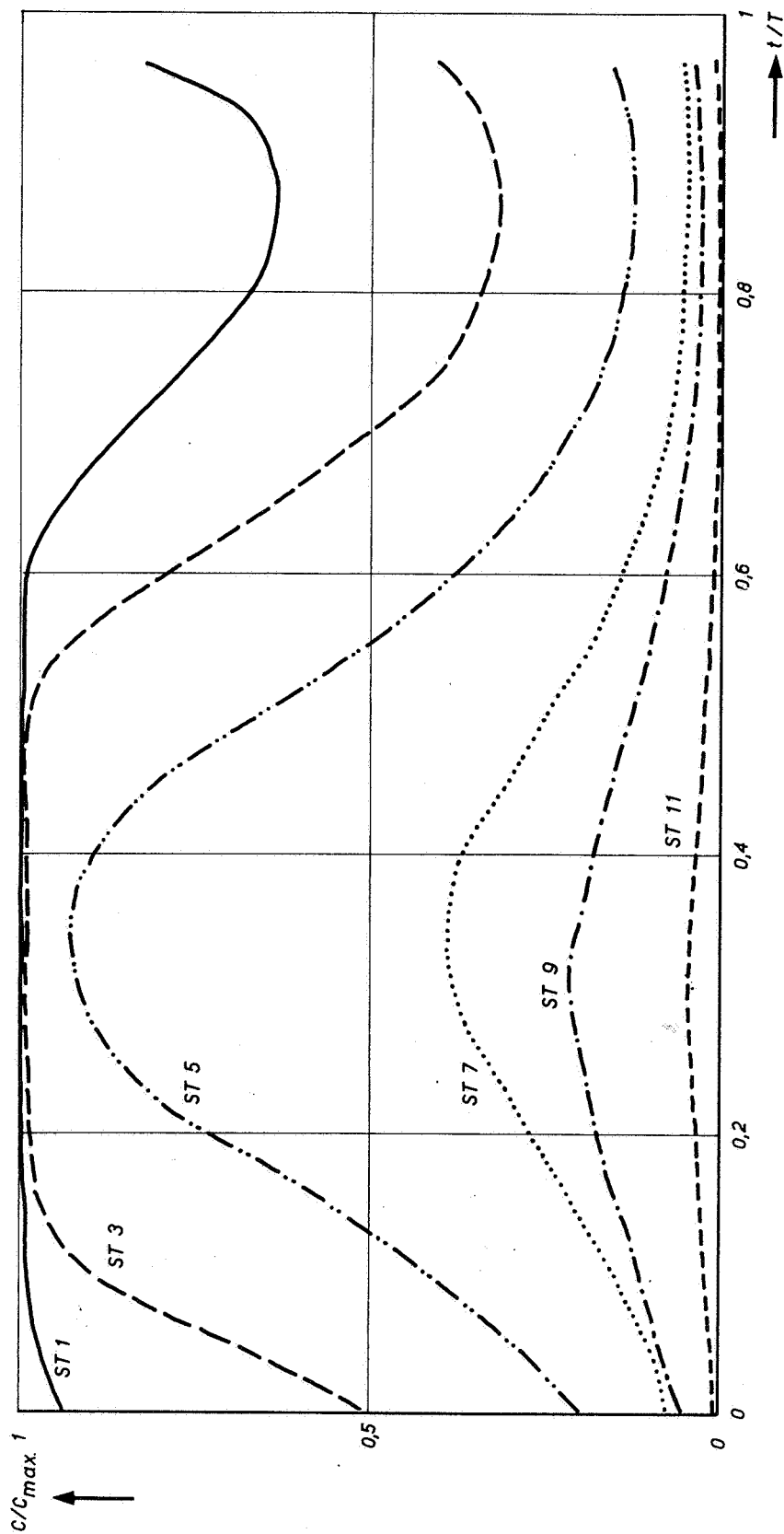
$2\alpha_0 \approx 7,5 \text{ cm}$

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 2713

FIG. 15



GEMETEN KONCENTRATIEVERDELING IN PROEF T42

PROEF T 42

R.R.

A4

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

M 896 - 2714

FIG. 16

p.o. box 177

delft

the netherlands