

NOTA 1229

oktober 1980

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding  
Wageningen

**BIBLIOTHEEK  
STARINGGEBOUW**

WERKGROEP NOORD-HOLLAND XV

EEN HYDROLOGISCHE BESCHOUWING OVER DE GESTELDHEID VAN DE  
ONDERGROND IN NOORD-HOLLAND BENOORDEN HET NOORDZEEKANAAL

ing. K.E. Wit

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatie-  
middelen, dus geen officiële publikaties.  
Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een  
eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende  
discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen  
de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onderzoek  
nog niet is afgesloten.  
Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut  
in aanmerking

ISBN 159199 - 01

## I N H O U D

	Blz.
I. INLEIDING	1
II. VERWERKING STIJGHOOGTEGEGEVENS	2
III. BESCHOUWING GEOHYDROLOGISCH SCHEMA	9
IV. SAMENVATTING	16
V. LITERATUUR	17

## I. INLEIDING

Uit het verrichte geologisch onderzoek in Noord-Holland is een beeld verkregen omtrent de samenstelling en opbouw van de ondergrond tot een diepte van globaal 400 m (BREEUWER en JELGERSMA, 1979; DE MULDER, 1979). Hieruit is ten behoeve van uit te voeren hydrologische berekeningen een geohydrologisch schema samengesteld. Dit schema omvat een complex van lagen, het watervoerende pakket, waarin een grondwaterstroming plaats vindt in interactie met het oppervlaktewater.

Hierbij is de betekenis van het hydrologisch pakket merendeels gebaseerd op stratigrafische en lithologische gegevens.

Het werd wenselijk geacht om de op bovengenoemde gronden gestoelde inzichten te toetsen aan een hydrologische beschouwing van de gegevens van een beperkt aantal diepe putten. Hiermee zou dan tevens kunnen worden ingegaan op de problematiek met betrekking tot de verwerking van stijghoogtegegevens van het grondwater in isohypsen- en stijghoogteverschillenkaarten in verband met verschillende dichtheden van het grondwater.

In deze nota wordt een uiteenzetting gegeven betreffende de uit te voeren bewerkingen van stijghoogtegegevens voor het samenstellen van isohypsen- en stijghoogteverschillenkaarten; aan de hand van rekenvoorbeelden wordt dit toegelicht. Verder wordt een beschouwing gewijd aan het geohydrologisch schema met betrekking tot de praktische toepassing hiervan voor het uitvoeren van hydrologische berekeningen.

## II. VERWERKING STIJGHOOGTEGEGEVENS

Het grondwater in de ondergrond van Noord-Holland boven het Noordzeekanaal varieert met betrekking tot het zoutgehalte van zoet naar praktisch zeewater. Volgens WITT (1980) kan worden gesteld dat het zoutgehalte van het grondwater niet alleen met de diepte maar ook van Oost naar West toeneemt. Tengevolge van deze verschillen in het zoutgehalte treden verschillen in de dichtheid op. Daarnaast kan de dichtheid worden beïnvloed door het temperatuurverloop dat met de diepte toeneemt. In tabel 1 zijn corresponderende waarden weergegeven voor temperatuur en dichtheid bij een Cl-gehalte van 300 mg/l op diepten van 25, 150 en 300 m-NAP.

Tabel 1. Relatie temperatuur, dichtheid, Cl-gehalte en diepte

Diepte m-NAP	Temperatuur °C	Cl-gehalte mg/l	Dichtheid kg.m <sup>-3</sup>
25	10 à 11	300	1000.3-1000.1
150	12 à 13	300	1000.0- 999.8
300	14 à 15	300	999.7- 999.6

De temperatuurgegevens zijn ontleend aan de door Dienst Grondwaterverkenning TNO uitgevoerde metingen in eenviertal boringen in het onderzoeksgebied (VAN DALFSEN, 1979), terwijl de dichtheden bij gegeven temperatuur en Cl-gehalte zijn ontleend aan een nomogram (ELZERMAN; 1953).

Bij de keuze van de standaarddichtheid  $\rho_s = 1000.0 \text{ kg.m}^{-3}$  heeft als overweging gegolden dat in de ondiepere lagen veelal in meer of mindere mate zoet water voorkomt. De standaarddichtheid geldt voor een Cl-gehalte van 300 mg/l, dat als een afspiegeling kan worden gezien van het totaal zoutgehalte en bij een temperatuur van 12°C. Uit tabel 1 blijkt dat de invloed van de temperatuur over het beschouwde traject een afwijking van minder dan 0,4 ‰ van de gekozen standaarddichtheid bedraagt, om deze reden is een dichtheidscorrectie

voor temperatuurverschillen achterwege gebleven.

Alvorens de wijze van verwerking van stijghoogten in isohypsen- en stijghoogteverschillenkaart in verband met verschillende dichtheden in het grondwater toe te lichten zal eerst in een fundamentele beschouwing deze problematiek worden behandeld.

Volgens de Wet van Darcy geldt voor laminaire grondwaterstroming als drijvende kracht de gradiënt van de potentiaal en als tegenwerkende kracht de viscositeit van de vloeistof of algemeen

$$v = - \frac{k'}{\eta} \nabla(p + \rho g z) \quad (1)$$

waarin  $\nabla$  is  $\frac{\partial}{\partial x}$  .  $\frac{\partial}{\partial y}$  en  $\frac{\partial}{\partial z}$

verder is:

$v$	= stroomsnelheid	$(L^3 \cdot L^{-2} \cdot T^{-1})$
$k'$	= intrinsieke doorlatendheid (onafhankelijk van beschouwde vloeistof)	$(L^2)$
$\eta$	= dynamische viscositeit	$(ML^{-1}T^{-1})$
$p$	= interne druk van de vloeistof	$(ML^{-1}T^{-2})$
$\rho$	= dichtheid van de vloeistof	$(M \cdot L^{-3})$
$g$	= versnelling van de zwaartekracht	$(LT^{-2})$
$z$	= hoogte boven referentievlak	$(L)$

Bij grondwaterstromingen wordt de potentiaal doorgaans uitgedrukt in waterkolomlengten, zodat (1) overgaat in:

$$v = - \frac{k' \rho g}{\eta} \nabla \left( \frac{p}{\rho g} + z \right) = - k \nabla \left( \frac{p}{\rho g} + z \right) = - k \nabla \phi \quad (2)$$

Hierin is  $k$  de doorlaatfactor met dimensie  $L \cdot T^{-1}$ , dezelfde als die voor  $v$ . De potentiaal is dan uitgedrukt per gewichtseenheid.

Bij stroming van vloeistoffen met verschillende dichtheid moet worden gecorrigeerd op dichtheidsverschillen. Wordt uitgegaan van een peilbuiswaarneming, zoals weergegeven in fig. 1 links, dan mag worden aangenomen dat het water in de peilbuis eenzelfde dichtheid heeft als op de diepte van het filter in de afzetting voorkomt.

De waargenomen stijghoogte in de peilbuis op  $h_w$  stellend, volgt uit (2) dat voor de drukhoogte potentiaal geldt:

$$h_w = \frac{P}{\rho_w \cdot g} \quad (3)$$

Wordt nu gecorrigeerd voor de dichtheid door alles om te rekenen op een standaarddichtheid  $\rho_s$ , dan moet gelden:

$$h_s = \frac{P}{\rho_s \cdot g} \quad (4)$$

Uit (3) en (4) volgt:

$$h_s = \frac{\rho_w}{\rho_s} \cdot h_w \quad (5)$$

Voor de standaardpotentiaal geldt dus:

$$\phi_s(z) = \frac{\rho_w}{\rho_s} h_w + z \quad (6)$$

De hydrostatische druk op een willekeurige hoogte  $z$  in het bodemprofiel (rechts in fig. 1) wordt opgebouwd door lagen met water met verschillende dichtheden. Hiervoor geldt analoog aan (3)

$$h_w(z) = \int_z^{z_0} \rho_w(z) g \cdot dz \quad (7)$$

waarin  $z_0$  de hoogte van het freatisch niveau is. Deze druk uitgedrukt in een waterkom met standaarddichtheid (zie 4) is:

$$h_s(z) = \frac{1}{\rho_s} \int_z^{z_0} \rho_w(z) dz \quad (8)$$

en de potentiaal bij hydrostatische drukverdeling uitgedrukt in de standaardvloeistof is dus:

$$\phi h_s(z) = z + \frac{1}{\rho_s} \int_z^{z_0} \rho_w(z) dz \quad (9)$$

Wanneer  $\phi h_s(z)$  uit (9) gelijk is aan  $\phi_s(z)$  uit (6) zie tevens fig. 1, dan betekent dit dat er geen verticale stroming plaats vindt tussen  $z_0$  en  $z$ .

Bij de berekening van stromingen van vloeistoffen met afwijkende dichtheden dient eveneens de bewegingsvergelijking (Darcy) te worden aangepast omdat ook de doorlaatfactoren betrekking hebben op de standaarddichtheid. Volgens (2) geldt:

$$k_s = \frac{k' \cdot \rho_s \cdot g}{\eta} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \frac{k' \cdot \rho_w \cdot g}{\eta} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot k_w \quad (10)$$

waarbij verondersteld wordt dat verschillen in dynamische viscositeit als gevolg van dichtheidsverschillen verwaarloosd kunnen worden.

De stroming van een vloeistof met een willekeurige dichtheid  $\rho_w$  kan dus worden uitgedrukt in termen van de standaardvloeistof door

$$v = - \frac{\rho_s}{\rho_w} k_s \nabla \phi_s \quad (11)$$

Voor verticale stroming tussen twee punten op respectievelijk  $z_1$  en  $z_2$  geldt nu bij constante  $\rho_w$  volgens (9) en (6)

$$\Psi_s(z_2) = \phi_s(z_2) - \phi h_s(z_2)$$

$$\Psi_s(z_1) = \phi_s(z_1) - \phi h_s(z_1)$$

$$\Delta \Psi_s = \phi_s(z_2) - \phi_s(z_1) + z_1 - z_2 - \frac{\rho_w}{\rho_s} (z_1 - z_2) \quad (12)$$

Bij een verandering met de diepte geldt:

$$\Delta \Psi_s = \phi_s(z_2) - \phi_s(z_1) + z_1 - z_2 - \frac{1}{\rho_s} \int_{z_2}^{z_1} \rho_w(z) dz \quad (13)$$

Zijn  $z_1$  en  $z_2$  gelegen in een homogene watervoerende laag met een horizontale grondwaterstroming dan is in (12) en (13)  $\Delta\Psi_s = 0$  en kunnen deze twee vergelijkingen als volgt worden geschreven:

$$\phi(z_1) = \phi_s(z_2) + z_1 - z_2 - \frac{\rho_w}{\rho_s}(z_1 - z_2) \quad (14)$$

$$\phi_s(z_1) = \phi_s(z_2) + z_1 - z_2 - \frac{1}{\rho_s} \int_{z_2}^{z_1} \rho_w(z) dz \quad (15)$$

Uit (14) en (15) volgt dat de standaardpotentiaal, volgens (6) berekend, afhankelijk is van de plaatshoogte van het waarnemingsfilter in de watervoerende laag. Bij het samenstellen van isohypsenkaarten, betrekking hebbende op tientallen meters dikke pakketten kan dit probleem worden geëlimineerd door het invoeren van referentieniveaus. De omrekening van de standaardpotentiaal van een filter op plaatshoogte  $z$  naar referentieniveau  $z_r$  kan worden uitgevoerd met onderstaand weergegeven vergelijkingen:

$$\phi_s(z_r) = \phi_s(z) + z_r - z - \frac{\rho_w}{\rho_s}(z_r - z) \quad (16)$$

$$\phi_s(z_r) = \phi_s(z) + z_r - z - \frac{1}{\rho_s} \int_z^{z_r} \rho_w(z) dz \quad (17)$$

Voor het samenstellen van stijghoogteverschillenkaarten tussen twee van elkaar door een slecht doorlatende laag gescheiden watervoerende lagen, die gebruikt worden bij een verticale stroming is gebruik gemaakt van (12) en (13), waarbij voor  $z_1$  en  $z_2$  respectievelijk  $z_{r1}$  en  $z_{r2}$  is gesubstitueerd

$$\Delta\Psi_s = \phi_s(z_{r2}) - \phi_s(z_{r1}) + z_{r1} - z_{r2} - \frac{\rho_w}{\rho_s}(z_{r1} - z_{r2}) \quad (18)$$

$$\Delta\Psi_s = \phi_s(z_{r2}) - \phi_s(z_{r1}) + z_{r1} - z_{r2} - \frac{1}{\rho_s} \int_{z_{r2}}^{z_{r1}} \rho_w(z) dz \quad (19)$$



Bij de verwerking van in het veld waargenomen stijghoogten in isohypsen- en stijghoogteverschillenkaarten dient men volgens (6) en (16) tot en met (19) te beschikken over gegevens betreffende:

- de referentieniveaus (aantal, diepte in m-NAP)
- het verloop van de dichtheid met de diepte
- referentieniveaus voor gebruikte waarnemingsfilters

Het aantal referentieniveaus wordt bepaald door het aantal gewenste isohypsenkaarten; gebaseerd op het geohydrologisch schema (fig. 2) heeft dit tot het volgende geleid:

- isohypsenkaart 1e watervoerende laag; referentieniveau 25 m-NAP
- isohypsenkaart 2e watervoerende laag; referentieniveau 65 m-NAP
- isohypsenkaart 3e watervoerende laag; referentieniveau 130 m-NAP

Voor de onderscheiden watervoerende lagen is de diepte van het referentieniveau voornamelijk bepaald, op grond van overwegingen betreffende stratigrafie, het midden van de watervoerende laag en het voorkomen van waarnemingsfilters op een bepaalde diepte.

Gegevens betreffende de functie  $\rho_w(z)$  zijn verkregen door van de in het kader van het Noord-Holland onderzoek uitgevoerde boringen zowel watermonsters te onttrekken aan de definitief gestelde filters als aan een tijdelijk filter om de 5 à 10 m daar tussen in. De uit de analyseresultaten afgeleide dichtheden zijn in relatie met de diepte grafisch weergegeven (fig. 3) (JANSEN; 1980).

Voor het verwerken van stijghoogtegegevens van putten, waarvan alleen op de hoogte van de filters dichtheden konden worden afgeleid, is verondersteld dat de functie  $\rho_w(z)$  tussen de filters lineair verloopt. Hiervan is in enkele gevallen afgeweken, indien aan gegevens van nabij gelegen recente boringen aanvullende indicaties betreffende  $\rho_w(z)$  waren te ontleen. Behalve bovengenoemde informatiebron is gebruik gemaakt van op de computeruitdraai van DGV-TNO voorkomende gegevens en analyseresultaten uit het archief van het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening.

In een beperkt aantal gevallen, waarin geen directe gegevens betreffende dichtheden voorhanden waren, zijn deze afgeleid uit de isohalinenkaarten (WITT, 1980).

Voor alle waarnemingsfilters is allereerst op grond van de geologische opbouw vastgesteld in welke watervoerende laag deze zijn geplaatst, vervolgens is nagegaan of de gegevens omgerekend mochten worden naar het desbetreffende referentieniveau.

Voor de berekening van het vertikaal stijghoogteverschil tussen het freatisch niveau ( $z_0$ ) en het eerste referentieniveau dient in (18) en (19) voor  $z_{r_1}$ ;  $z_0$  en voor  $z_{r_2}$ ,  $z_{r_1}$  worden gesubstitueerd.

### III. BESCHOUWING GEOHYDROLOGISCH SCHEMA

Het in fig. 2 weergegeven geohydrologisch schema is voornamelijk tot stand gekomen op grond van stratigrafische en lithologische gegevens. Uit vervaardigde isohypsenkaarten voor de referentieniveaus in de 1e en 2e watervoerende laag en uit verticale stighoogteverschillen kaarten tussen deze niveaus alsmede tussen de 1e watervoerende laag en de hoogte van het freatisch vlak is de bruikbaarheid van het schema aangetoond (WIJNSMA, WIT, VAN REES VELLINGA, 1980).

Ten aanzien van het accepteren van het referentieniveau op 130 m-NAP als zijnde representatief voor de gehele 3e watervoerende laag en de functie van de matig watervoerende laag (Formatie van Maassluis) kon tot dusver geen duidelijke uitspraak worden verkregen.

In het volgende zal derhalve het gedeelte van het geohydrologisch schema worden behandeld, dat betrekking heeft op de 3e watervoerende laag en de Formatie van Maassluis.

Indien tussen filterdiepte en referentieniveau slecht doorlatende lagen voorkomen, kan het filter niet worden gebruikt voor de bepaling van de isohypsenkaart van dat referentieniveau. Indien uit de lithologie blijkt dat geen weerstandbiedende lagen met een aangrenzend referentieniveau aanwezig zijn, worden de gegevens van het desbetreffende filter omgerekend naar het referentieniveau van de aangrenzende watervoerende laag.

In een beperkt aantal gevallen komt op referentieniveau een kleilaag voor. Hierbij kan onderscheid worden gemaakt in een horizontale verbreding en in een in meer of mindere mate in verticale richting gestuwde afzetting. De oplossing voor eerstgenoemde situatie komt er op neer dat allereerst wordt vastgesteld tot welke watervoerende laag de boven of onder de kleilaag gestelde filters volgens het geohydrologisch schema moeten worden gerekend om vervolgens met de gemiddelde dichtheid tussen filter en kleilaag met (17)  $\phi_s(z_r)$  te berekenen, waarbij  $z_r$  in de kleilaag is gelegen. Bij de gestuwde afzettingen, zoals die bij de glaciale bekkens bijvoorbeeld in de omgeving van UMUIDEN worden aangetroffen, wijkt de werkelijke situatie af van het opgestelde schema. Het referentieniveau op 65 m-NAP binnen de kom van het bekken behoort stratigrafisch tot de eerste watervoerende laag terwijl het niveau er

buiten tot de tweede moet worden gerekend. Een soortgelijke situatie doet zich ook voor in de Wieringermeer waar in het zuidwestelijk gedeelte het referentieniveau op 25 m-NAP behoort tot de eerste en in het noordoostelijk gedeelte tot de tweede watervoerende laag. Voor filters waarbij  $z_r$  in de kleilaag is gelegen wordt dezelfde berekeningsmethode toegepast als bij een aanwezige horizontale kleilaag. Voor de overige kan (16) of (17) worden gebruikt. Het verschil tussen een horizontale en een gestuwde kleilaag is dus gelegen in het feit dat de eerste zich manifesteert in de verticale stijghoogteverschillenkaart en de tweede in de isohypsenkaart.

Voor het samenstellen van verticale stijghoogteverschillenkaarten tussen aangrenzende referentieniveaus is afhankelijk van de beschikbare gegevens betreffende  $\rho_w(z)$  gebruik gemaakt van: (18) of (19).

Van 9 boringen, 9D/186, 14C/28, 14D/62, 14H/43, 19A/259, 19E/85, 19E/101, 25E/344, 25F/55, verspreid over het onderzoeksgebied (fig. 4) en variërende in diepte van globaal 200 tot 400 m is de gemiddelde stijghoogte van het grondwater in de in genoemde boringen gestelde filters bepaald over de winterperiode oktober 1978 tot april 1979. Voor de putten 19E/85 en 25F/55 zijn de eerste drie maanden van de beschouwde periode genomen, de gegevens hierover zijn verstrekt door het Archief van Grondwaterstanden. Voor de overige putten zijn de waarnemingen verricht door het ICW.

In de fig. 5a tot en met 13a is de functie  $\rho_w(z)$  weergegeven. De functie is verkregen door allereerst de dichtheden aan te geven, welke via een nomogram zijn afgeleid uit chloridegehalten van aan de filters onttrokken watermonsters om vervolgens op grond van het totaalbeeld van deze dichtheden en de in de boorgaten uitgevoerde weerstandsmetingen een lijn door de punten te construeren. Voor een aantal boringen is tussen twee of meerdere filters de functie weergegeven als een interval tussen  $\rho_w(z)$  max. en  $\rho_w(z)$  min. vanwege de spreiding in de chlorideconcentraties. Invoering hiervan was noodzakelijk om een strijdigheid in de waargenomen stijghoogten te elimineren. De afwijking van  $\rho_w(z)$  max. en  $\rho_w(z)$  min. ten opzichte van  $\bar{\rho}_w(z)$  is gesteld op 5%, gebaseerd op de spreiding in de analyseresultaten welke betrekking hebben op meerdere keren bemonsterde filters in een tijdsbestek

van enkele maanden tot een jaar. De spreiding van 5% in de Cl-bepaling is aan de hoge kant. Een marge van 2% is haalbaar volgens mededeling van het laboratorium van de Hoofdafdeling Waterkwaliteit van het ICW.

De gemiddelde stijghoogten zijn met (6) omgerekend tot standaardpotentialen, waarbij  $\rho_w(z)$  is afgelezen uit de corresponderende figuur. De berekende standaardpotentialen zijn als getal voor alle filters in de fig. 5b tot en met 13b weergegeven.

Voor het grafisch weergeven van de standaardpotentiaal voor het gehele profiel is de volgende procedure gevolgd:

1. geen slecht doorlatende lagen tussen twee filters

In dit geval is met (13) het verticaal drukverschil berekend tussen twee filters; normaliter is dit verschil praktisch nul omdat in een watervoerende laag langs een verticaal veelal dezelfde potentiaal aanwezig is. In een aantal situaties, bleken er echter zowel positieve als negatieve stijghoogteverschillen van enkele tientallen centimeters aanwezig te zijn.

In de figuren is dit ongeveer halverwege de filters aangegeven door een horizontale verspringing in de lijn. Het verloop van de standaardpotentiaal van beide filters tot het horizontale gedeelte is berekend met (15).

Wanneer het stijghoogteverschil nul was geeft een rechte door de berekende waarden van beide filters de standaardpotentiaal weer.

2. Slecht doorlatende lagen tussen twee filters

In eerste instantie is met (13) weer het vertikale stijghoogteverschil berekend. In geval dat aanwezig was - de aanwezigheid van slecht doorlatende lagen geeft op zichzelf nog geen zekerheid hiervoor - is met (15) zowel de standaardpotentiaal boven als beneden de weerstand biedende laag berekend, waarbij respectievelijk is uitgegaan van het bovenste en onderste filter. Tussen de berekende standaardpotentialen boven en onder de storende laag is het verloop lineair getekend, de berekende vertikale drukverschillen zijn voor alle slecht doorlatende lagen in de fig. 5b tot en met 13b aangegeven.

Uit fig. 5b tot en met 13b is het vertikale stijghoogteverschil afgeleid tussen de gebruikte referentieniveaus en een diepte van 200 m. Dit

verschil is weergegeven in tabel 2. Het laatstgenoemde niveau is ingevoerd om na te gaan in hoeverre het referentieniveau op 130 m-NAP representatief kan worden geacht voor de 3e watervoerende laag tot een diepte van 200 m. Vanwege het beperkte aantal gegevens was het weinig zinvol isohypsenkaarten te vervaardigen beneden het niveau van 130 m-NAP.

Tabel 2. Vertikale stijghoogteverschillen tussen referentieniveaus in m

Referentie- niveau (m-NAP)	9D/186	14C/28	14D/62	14H/43	19A/259	19E/85	19E/101	25E/344	25F/55
25	-	-	0	+0,32	-	-	0	0	0
65	+0,34	0	-0,17	-0,05	0	-0,10	0	0	-0,51
130	0	-0,28	-0,10	-0,03	-0,74	+0,24	0	-	+0,22
200									

Uit bovenstaande tabel volgt dat in twee boringen 9D/186 en 19E/101 het referentieniveau op 130 m representatief is voor de 3e watervoerende laag tot 200 m-NAP, gezien de kleine verschillen bij 14H/43 zou dat ook voor deze boring kunnen worden verondersteld. Bij de overige boringen komen verschillen voor van -0,74 tot +0,24 m. De oorzaak hiervan moet niet zozeer worden gezocht in de aanwezigheid van slecht doorlatende lagen maar meer in de topografie van het zoet zout grensvlak. In fig. 14 is dit duidelijk gemaakt aan de hand van een rekenvoorbeeld. De situatie bij A geldt landinwaarts achter de duinen en voor de kuststrook van Camperduin naar Den Helder, bij B is een kwelpolder gedacht. Er zijn 4 dichtheidszones onderscheiden; verder is op niveau  $z=0$  bij A een stijghoogte van het grondwater van 200 cm aangegeven en bij B is de stijghoogte op 0 gesteld. Met (15) is de stijghoogte berekend langs een vertikaal bij A en B om de 10 m, waarbij is aangenomen dat het vertikaal stijghoogteverschil tengevolge van een verticale stroming is te verwaarlozen. Uit het horizontaal stijghoogteverschil tussen A en B blijkt dat bij een constante  $kD$ -waarde de intensiteit van de grondwaterstroming met de

diepte afneemt tot een constante waarde. Indien bij B geen zoutopduiking voorkomt en de dichtheidslijnen vanaf A' horizontaal verlopen zal de intensiteit van de grondwaterstroming toenemen met de diepte tot een constante waarde.

Het afnemen van de grondwaterstroming met de diepte heeft bij A tot gevolg dat de horizontale verplaatsing van de aangegeven dichtheidsgrenzen van boven naar beneden afneemt en leidt tot inversies, bij een toename wordt de helling van het dichtheidsverloop kleiner. Bij 9D/186 en 19E/101 komt boven geschetste situatie niet voor, hetgeen verklaart waarom hier het vertikaal stijghoogteverschil nul is. Uit tabel 2 blijkt bij 14C/28, 19D/62, 14H/43 en 19A/259 het stijghoogteverschil negatief. Dit zou erop wijzen dat de grondwaterstroming naar beneden is gericht. Zoals uit fig. 14 is af te leiden komt dit alleen voor wanneer een grondwaterstroming plaats vindt tussen twee gebieden met een zoutopduiking. Bij positieve waarden 19E/85 en 25F/55 is de grondwaterstroming naar boven gericht. De stroming vindt hier plaats van een relatief zout naar een relatief zoet gebied.

Het bovenstaande betekent dat de isohypsenkaart op 130 m-NAP bij 14C/28, 14D/62, 14H/43 en 29A/259 een te hoge waarde oplevert voor de intensiteit van de grondwaterstroming in de 3e watervoerende laag en bij 19E/85 en 25F/55 een te lage. Om althans een indruk te verkrijgen omtrent de consequentie van de geconstateerde afwijkingen op de totale grondwaterstroming zijn in fig. 15 zowel de gradiënt op 130 m-NAP weergegeven, afgeleid uit de isohypsenkaart (WIJNSMA, WIT, VAN REES VELLINGA, 1980) alsmede een gecorrigeerde gradiënt voor de 3e watervoerende laag tot 200 m. De laatste curve is verkregen door de helft van het stijghoogteverschil in tabel 2 te nemen en deze waarden bij de corresponderende standaardstijghoogten op 130 m-NAP uit te zetten. Uit de verkregen figuur kan worden afgeleid dat de gecorrigeerde gradiënt een ruim 10% lagere intensiteit voor de grondwaterstroming aangeeft. Wanneer we in ogenschouw nemen dat voornamelijk in een strook achter de duinen de grootste afwijkingen voorkomen kan worden geconcludeerd dat de afwijkingen voor de totale grondwaterstroming in het gehele gebied geringer zijn en slechts enkele procenten bedragen.

In de boringen 14D/62, 14H/43, 19A/259, 19E/85 en 25F/55 komen in het onderste gedeelte van de 3e watervoerende laag en wel voorna-

melijk in het oudste gedeelte van de Formatie van Harderwijk positieve stijghoogteverschillen voor. Dit kan alleen worden verklaard door een bijzondere situatie, welke op zichzelf verantwoordelijk is voor een potentiaalverdeling in de ondergrond van Noord-Holland. Tot dusver is duidelijk geworden dat de potentiaalverdeling in de ondergrond - primair veroorzaakt door de waterstaatkundige situatie aan het oppervlak en de peilen van het aangrenzende open water - plaatselijk wordt beïnvloed door de topografie van het zoutwaterfront. De invloed hiervan neemt met de diepte af tot een constante waarde over het resterende deel van het 3e watervoerende pakket. Aangezien voor het onderste gedeelte een lagere  $KD$ -waarde is gevonden, zou dit een afname van het potentiaalveld betekenen. Er is echter een toename van het potentiaalveld geconstateerd. Een verklaring hiervoor zou de totale verdeling van het zout in de ondergrond kunnen zijn, zoals blijkt uit de isohalinenkaarten op de niveaus 75-100 en 100-150 m-NAP. Uit genoemde kaarten blijkt globaal een afname van het zoutgehalte met de diepte in oostelijke richting, waardoor dezelfde situatie wordt verkregen als in fig. 14 bij een grondwaterstroming van een relatief zout naar een relatief zoet gebied.

De in het voorgaande gegeven beschouwing over de grondwaterstroming in de 3e watervoerende laag kan als volgt worden samengevat:

1. Vanwege de waterstaatkundige situatie is een potentiaalveld ontstaan met als gevolg een grondwaterstroming vanaf de rand van het gebied naar de laaggelegen polders,
2. een plaatselijke beïnvloeding van het potentiaalveld door topografie en zoet-zout grensvlak,
3. een beïnvloeding van het potentiaalveld door de gehele topografie van het zoet-zout grensvlak met als gevolg een toename met de diepte van de grondwaterstroming in overwegend oostelijke richting.

De praktische consequentie is dat het effect van de isohypsenkaart op 130 m-NAP - over het algemeen een te hoge waarde voor de grondwaterstroming voor de laag tussen 130 en 200 m-NAP - wordt genivelleerd door een te laag berekende grondwaterstroming tussen 200 m-NAP en de onderbegrenzing van de 3e watervoerende laag. Een duidelijk-



ke uitspraak omtrent de geconstateerde afwijkingen moet vanwege het ontbreken van voldoende gegevens achterwege blijven.

Een globale benadering hiervoor geeft bij een toename van de potentiaal onderin met 0,5 m; een afwijking van 0,15 m indien in acht wordt genomen dat het proces voornamelijk in 1/3 gedeelte van de gehele 3e watervoerende laag optreedt.

In het geohydrologisch schema wordt onder de 3e watervoerende laag nog een matig watervoerende laag (Formatie van Maassluis) onderscheiden. In fig. 16 is een isohypsenkaart weergegeven op een diepte van 320 m-NAP, gebaseerd op een beperkt aantal punten en het verloop van de isohypsen op het niveau 130 m-NAP. Gezien de vele kleilagen in de Formatie van Maassluis zou een uitdemping van het potentiaalveld mogen worden verwacht. Het veld is echter in geringe mate sterker ontwikkeld dan dat, weergegeven op het niveau 130 m-NAP. Dit zou enerzijds betekenen dat de kleilagen zijn geperforeerd, terwijl het anderzijds aansluit bij de theorie betreffende een toename van het veld als gevolg van de totale topografie van de zoet-zout grens.

#### IV. SAMENVATTING

Vanwege het voorkomen van grondwater met verschillende dichtheden in de ondergrond van Noord-Holland is aangegeven op welke wijze de stijghoogtegegevens dienen te worden gecorrigeerd voor het vervaardigen van isohypsen- en verticale stijghoogteverschillenkaarten.

Aan de hand van een beschouwing over stijghoogtegegevens van een aantal diepe putten is het op grond van stratigrafische en lithologische gegevens opgesteld geohydrologisch schema getoetst. Hierbij is de bruikbaarheid van het schema aangetoond, waarbij tevens meer duidelijkheid is verkregen omtrent de functie van de Formatie van Tegelen en die van Maassluis. De Formatie van Tegelen heeft geen afsluitende functie; de Formatie van Maassluis neemt actief deel aan de grondwaterstroming en kan als watervoerende laag worden toegevoegd aan het schema.

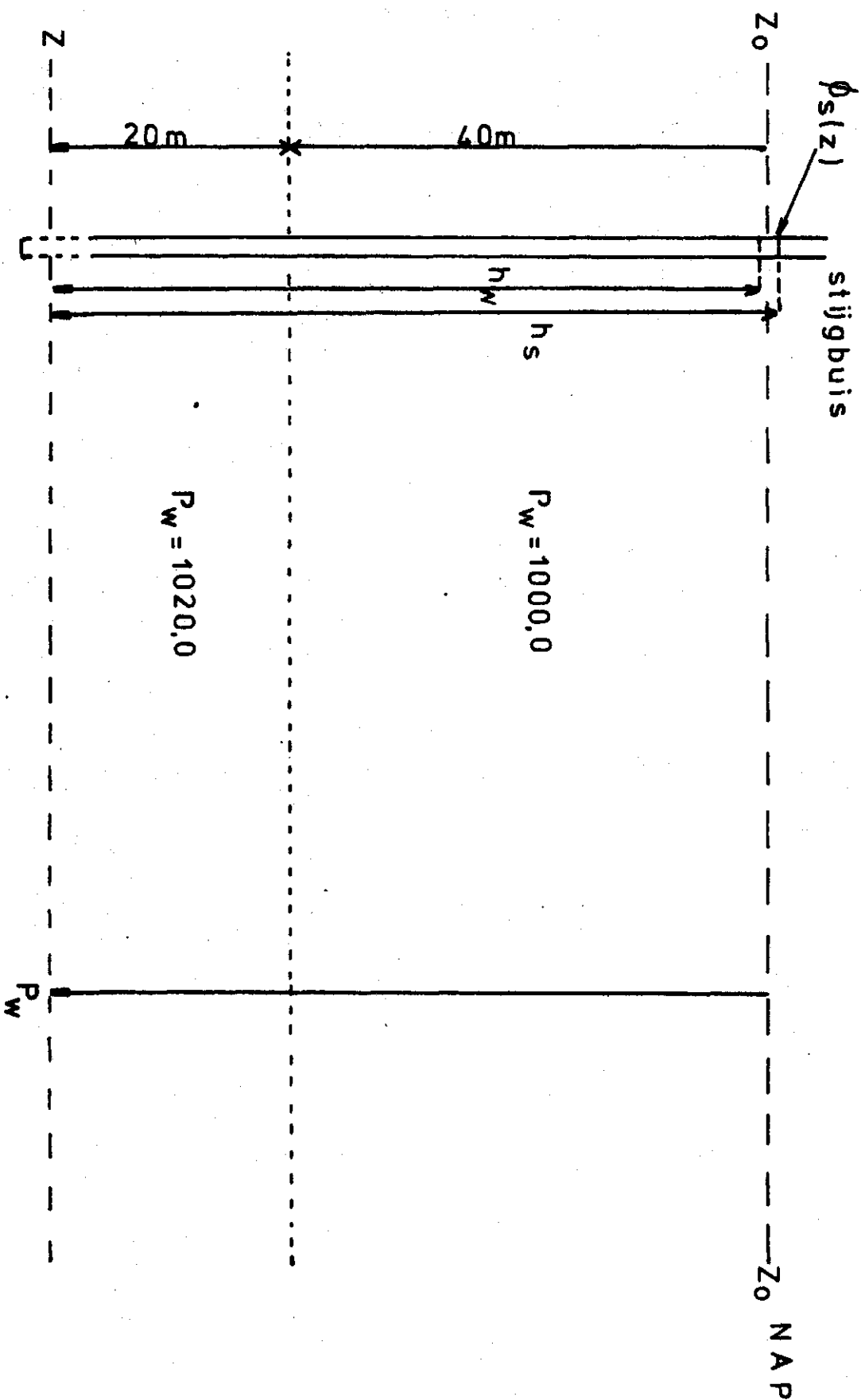
De isohypsenkaart op het niveau 130 m-NAP kan grotendeels representatief worden geacht voor de gehele 3e watervoerende laag alsmede voor de Formatie van Maassluis.

## V. LITERATUUR

- BREEUWER, J.B. en S. JELGERSMA, 1979. Geologie van de Provincie Noord-Holland. Rapport RGD OP7106.
- DALFSEN, W. VAN, 1979. Persoonlijke mededeling. DGV-TNO.
- ELZERMAN, J.J., 1953. Samenstelling en dichtheid van zeewater. Rijkswaterstaat Arr. 'Het Noordzeekanaal'. Studiedienst IJmuiden.
- JANSEN, J.W., 1980. De dichtheid van het grondwater benoorden het Noordzeekanaal. ICW-nota 1203.
- MULDER, E.F.J., DE, 1979. Samenstelling en verbreiding holocene afdek-pakket in Noord-Holland. Rapport RGD 5302.
- WIJNSMA, M., K.E. WIT en E. VAN REES VELLINGA, 1980. Isohyphen- en drukverschillenkaarten voor de voorkomende watervoerende en scheidende lagen in Noord-Holland benoorden het IJ. ICW-nota.
- WIT, K.E. en M. WIJNSMA, 1980. Geohydrologisch onderzoek in het Zwanenwater. ICW-nota 1179.
- WITT, H., 1980. Het chloridegehalte van het grondwater in Noord-Holland benoorden het IJ en het Noordzeekanaal. ICW-nota 1173.

Een waarnemingsfilter in grondwater met verschillende dichtheden

Fig 1



Volgens (3)  $h_w = \frac{60400 \text{ g}}{1020.0 \text{ g}} = 59.21 \text{ m}$

volgens (7)  $P_w(z) = [20 \times 1020.0 + 40 \times 1000.0] \text{ g} = 60400 \text{ g}$

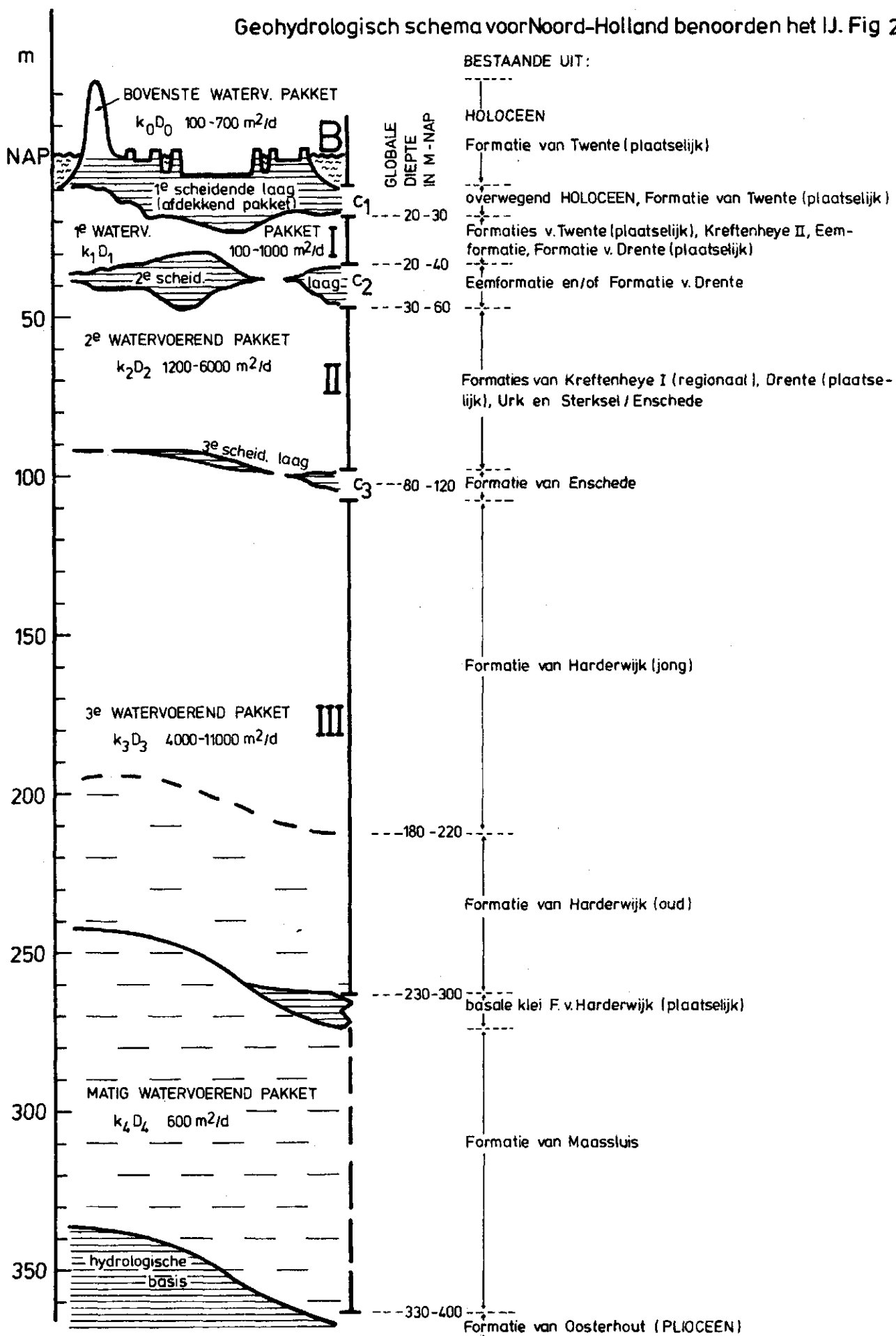
.. (5)  $h_s = \frac{1020.0}{1000.0} \times 59.21 = 60.40 \text{ m}$

.. (4)  $h_s(z) = \frac{60400 \text{ g}}{1000.0 \text{ g}} = 60.40 \text{ m}$

.. (6)  $\phi_s(z) = -60.0 + 60.40 = +0.40 \text{ m}$

.. (9)  $\phi h_s(z) = -60.0 + 60.40 = +0.40 \text{ m}$

Geohydrologisch schema voor Noord-Holland benoorden het IJ. Fig 2



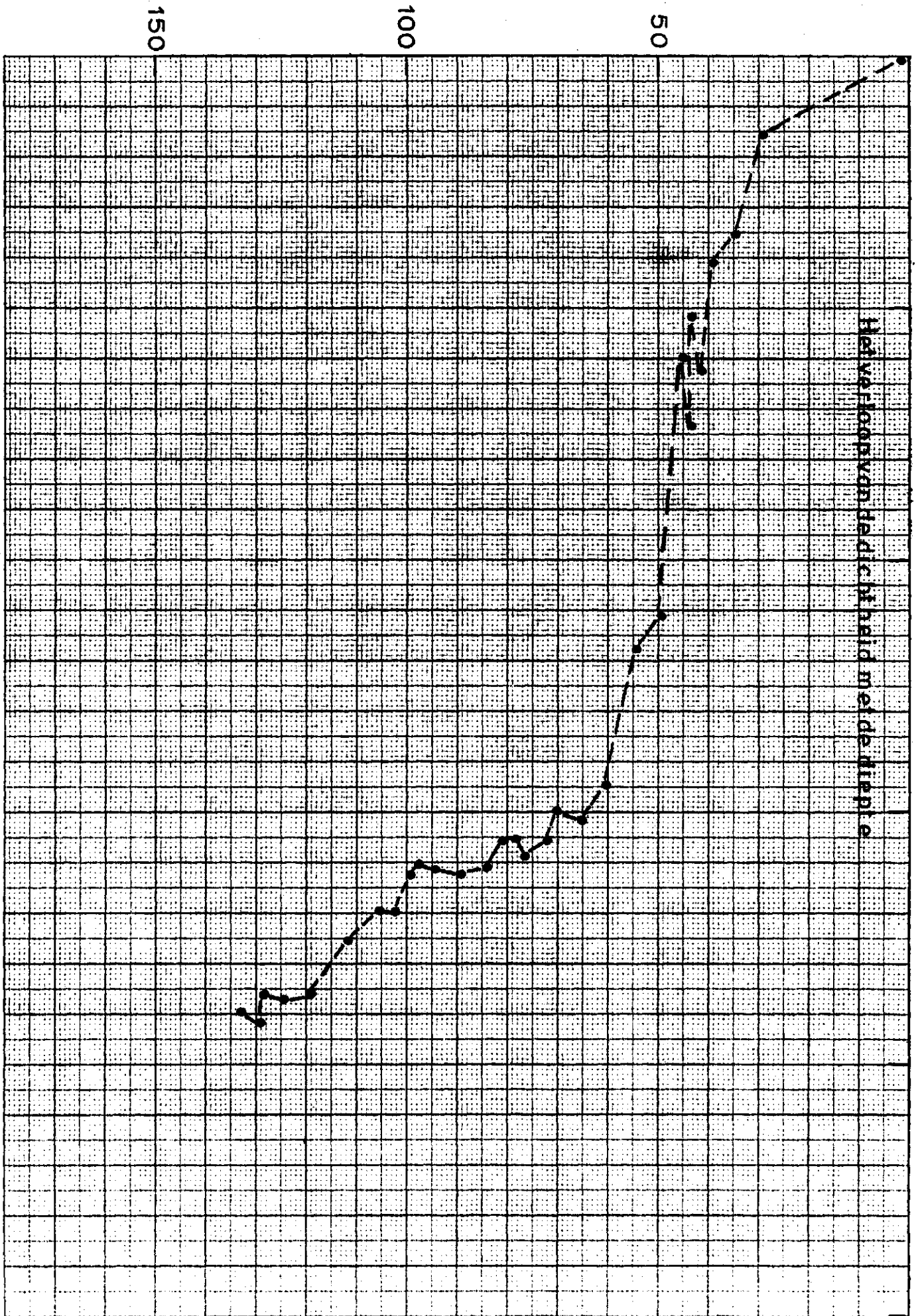
1000.0 1005.0 1010.0 1015.0 1020.0 1025.0

14B / 114

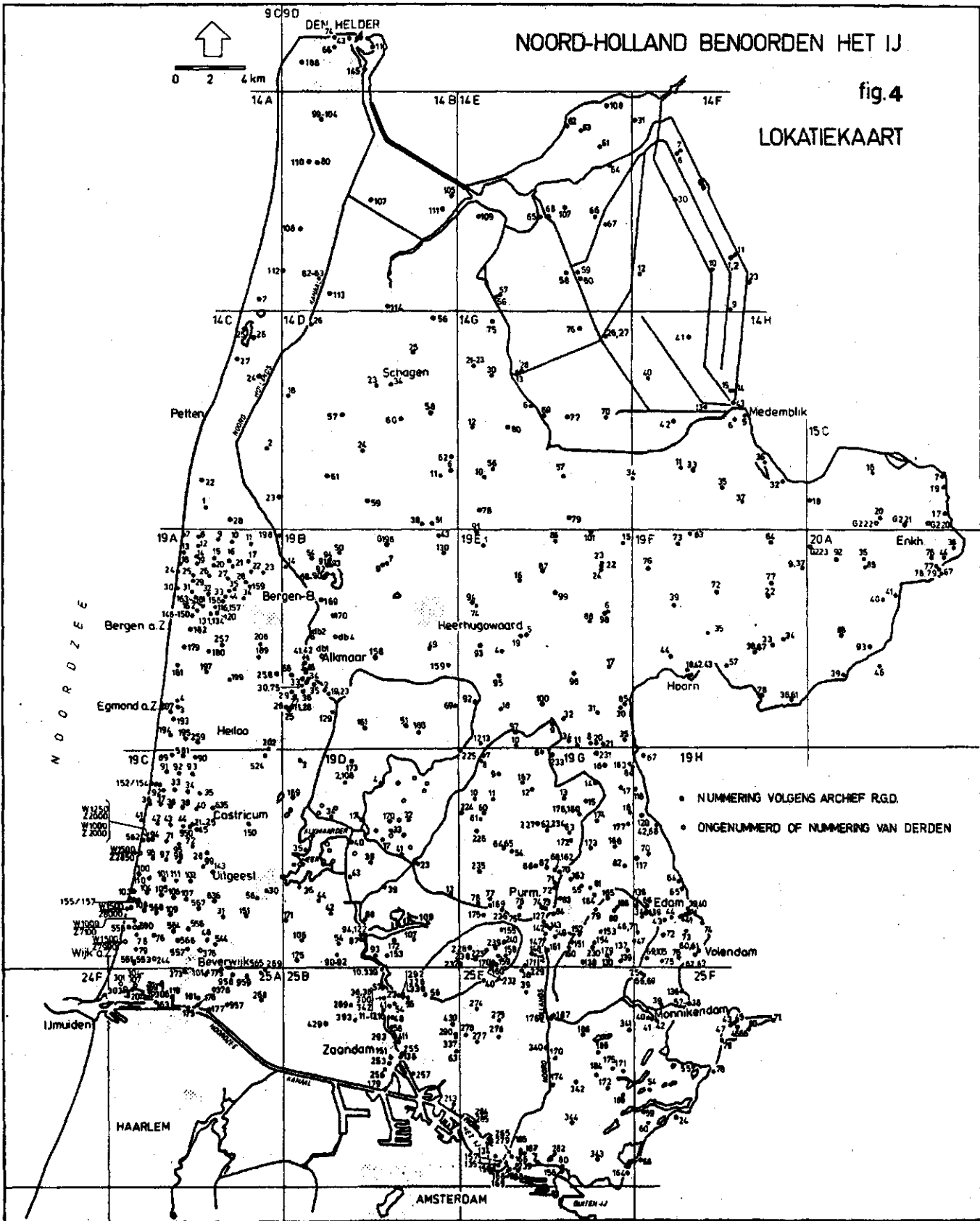
Fig 3

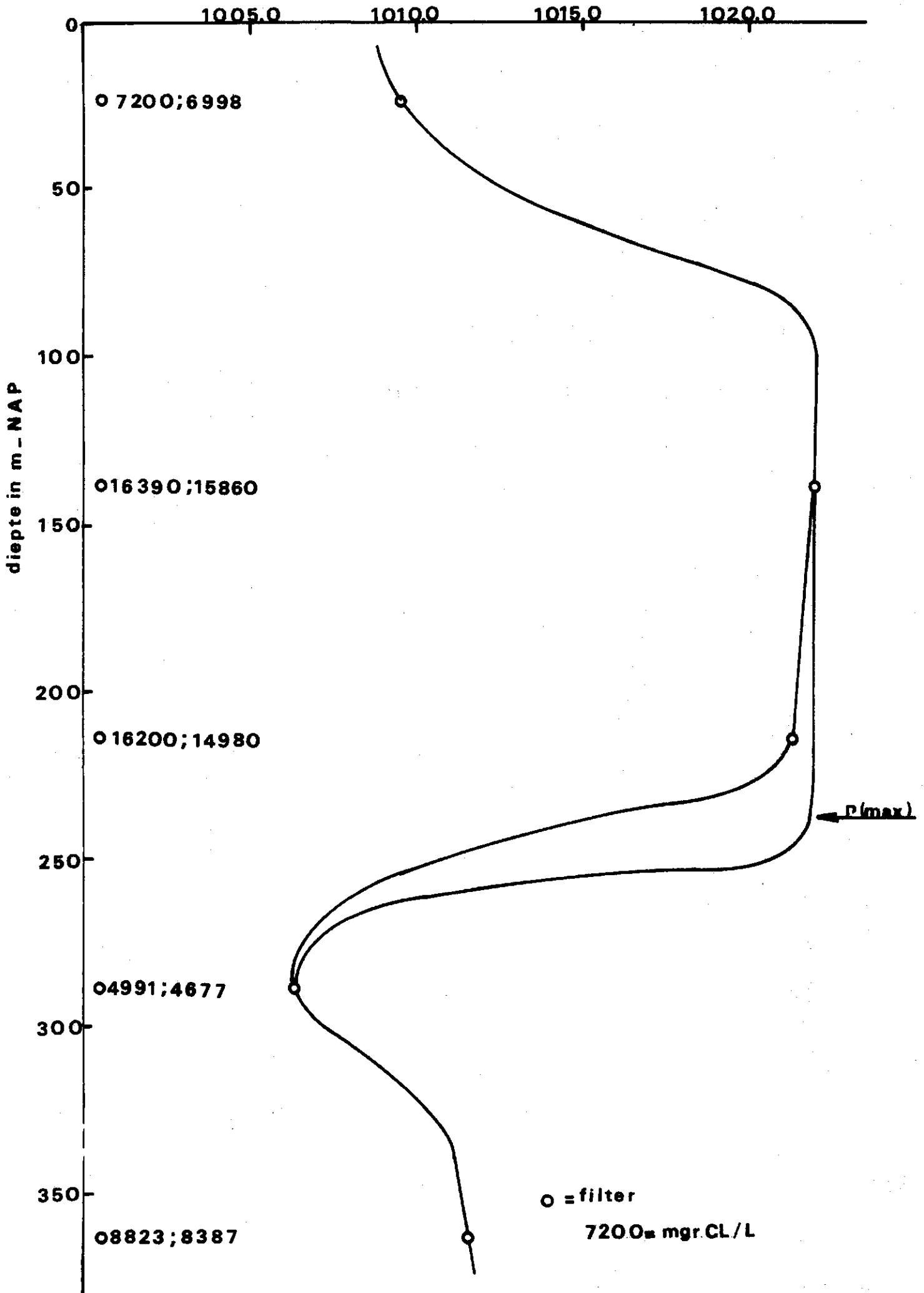
$\rho$  kg/m<sup>3</sup>

Metwaerloonvondedichtheid met de diepte



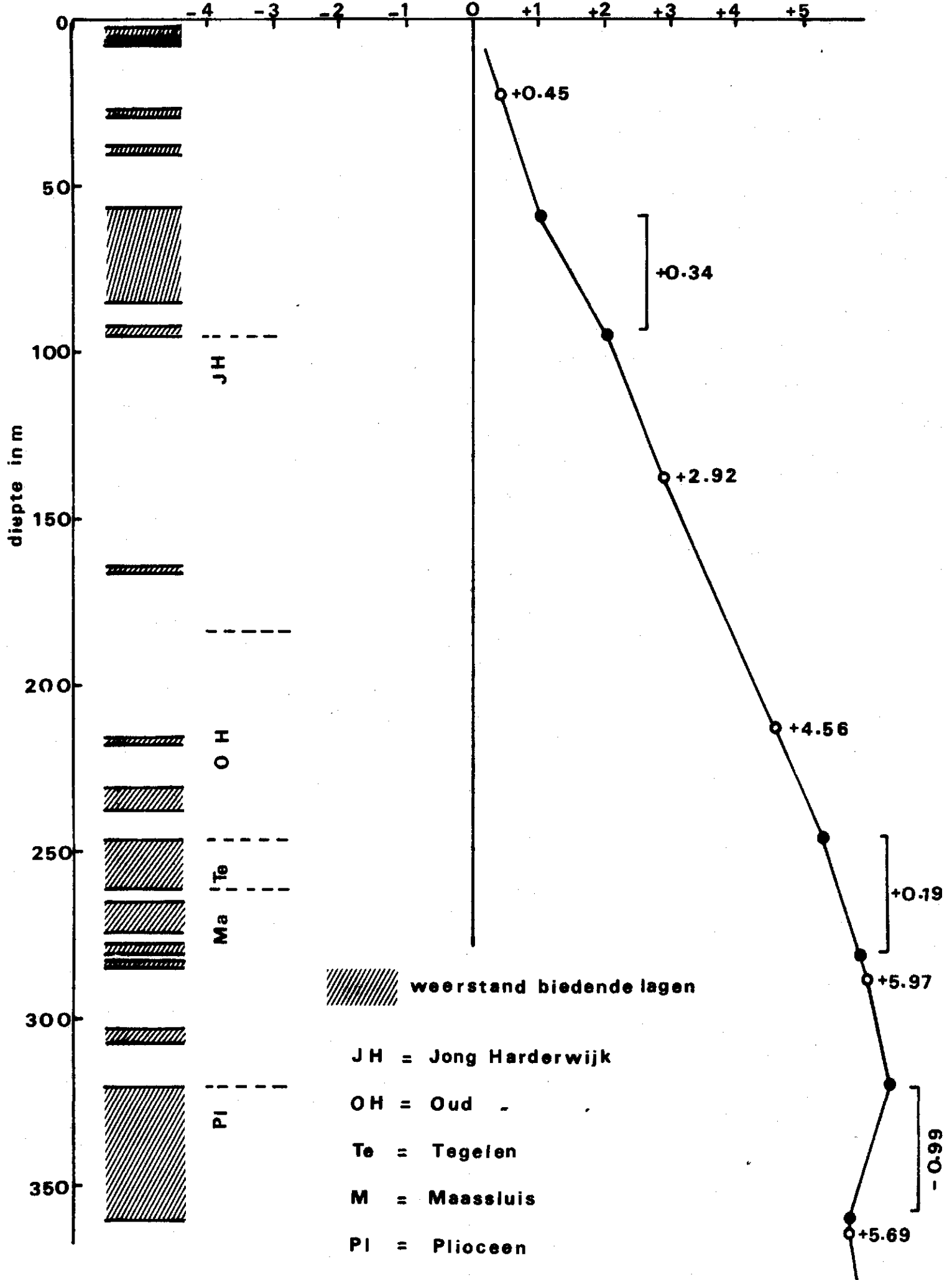
m-NAP

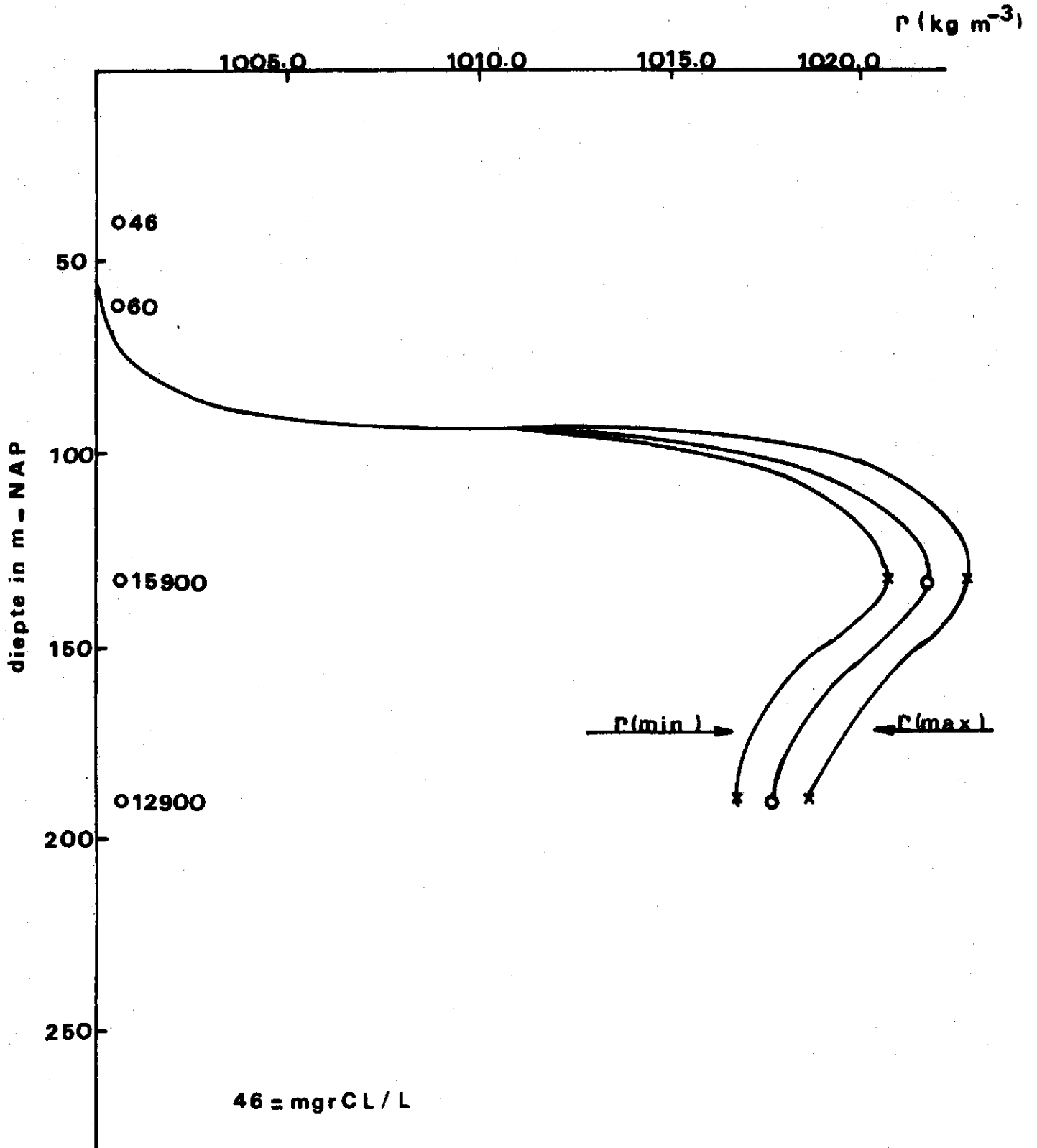




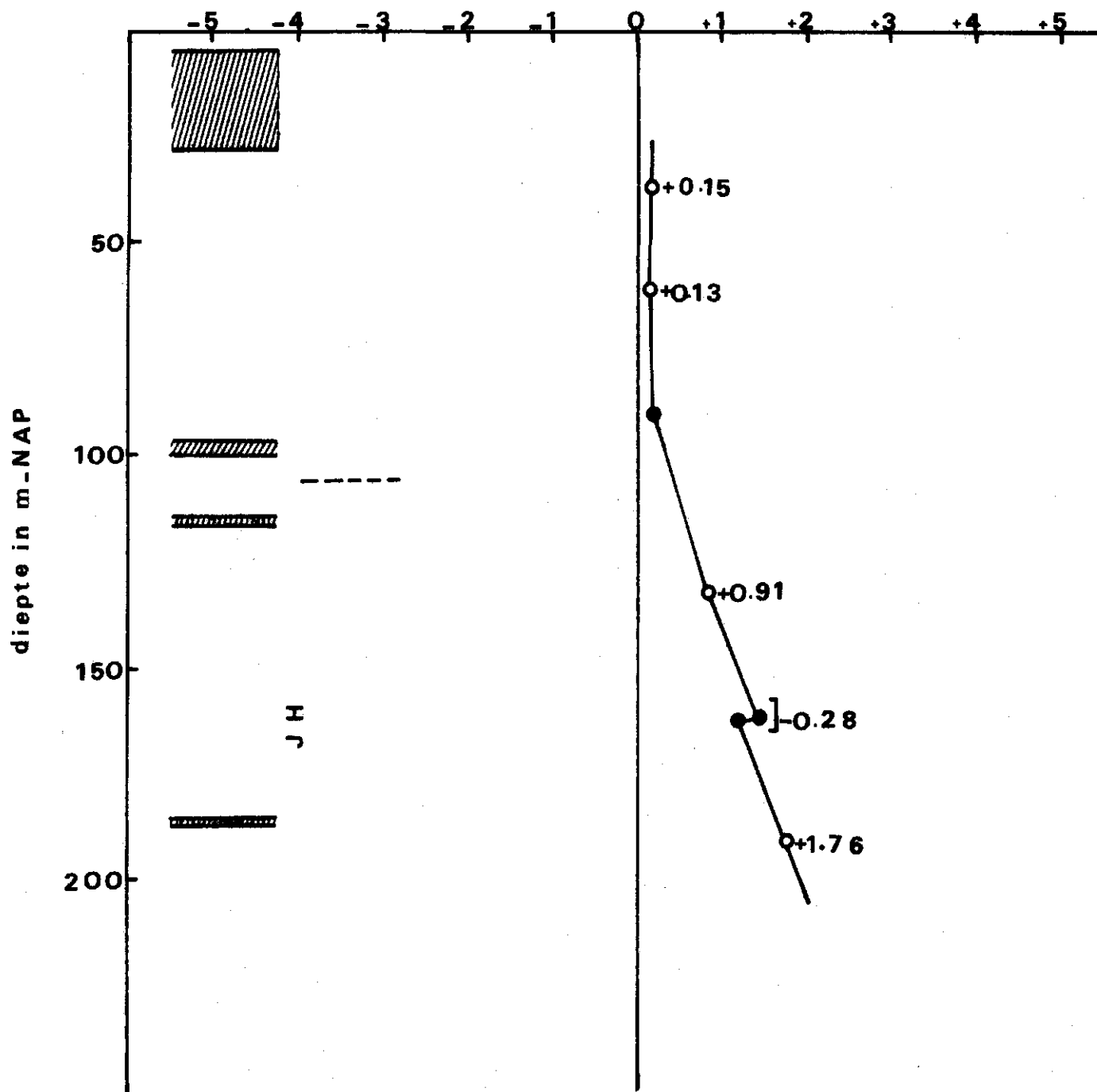


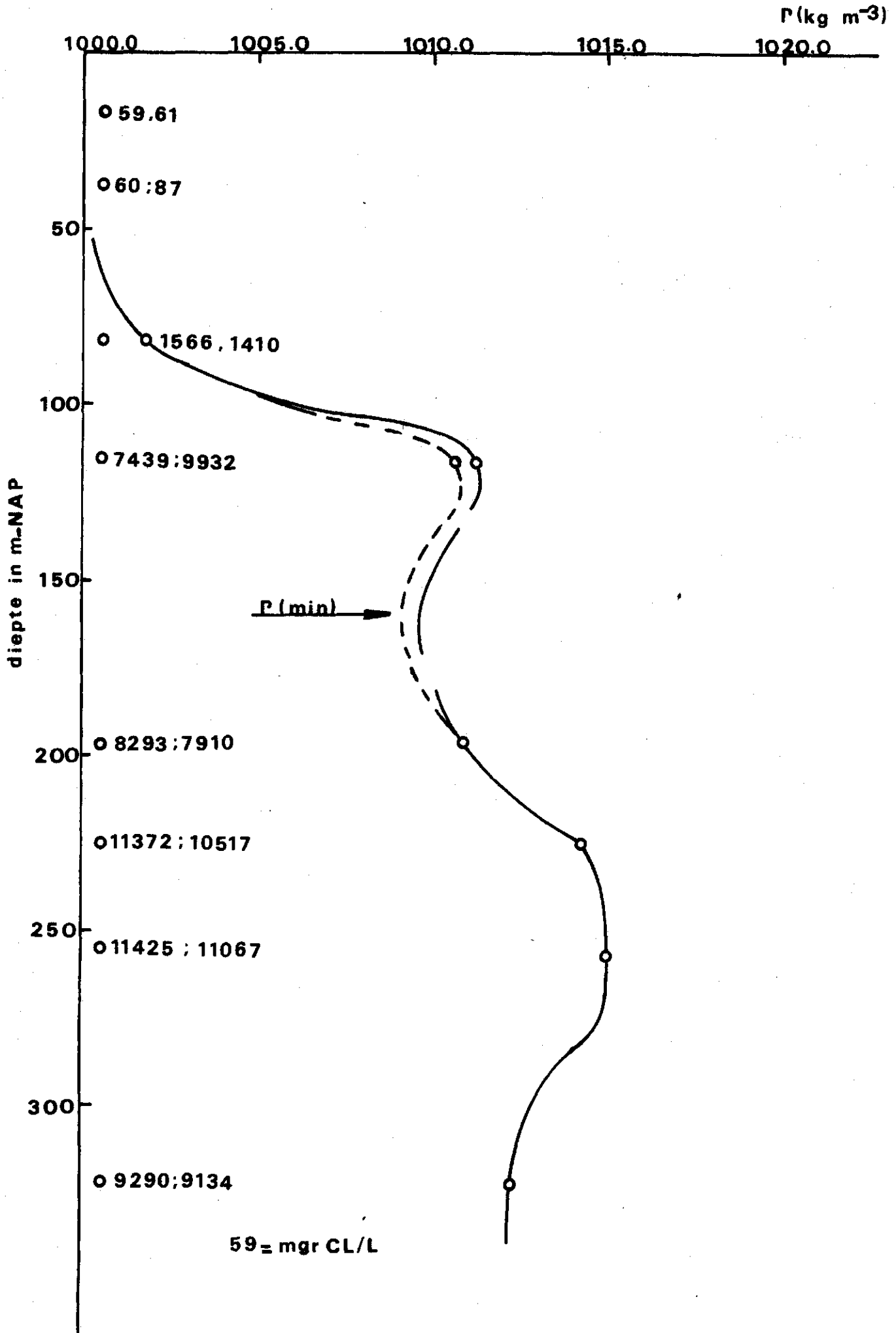
zoetwaterstijghoogte (m t.o.v. NAP)



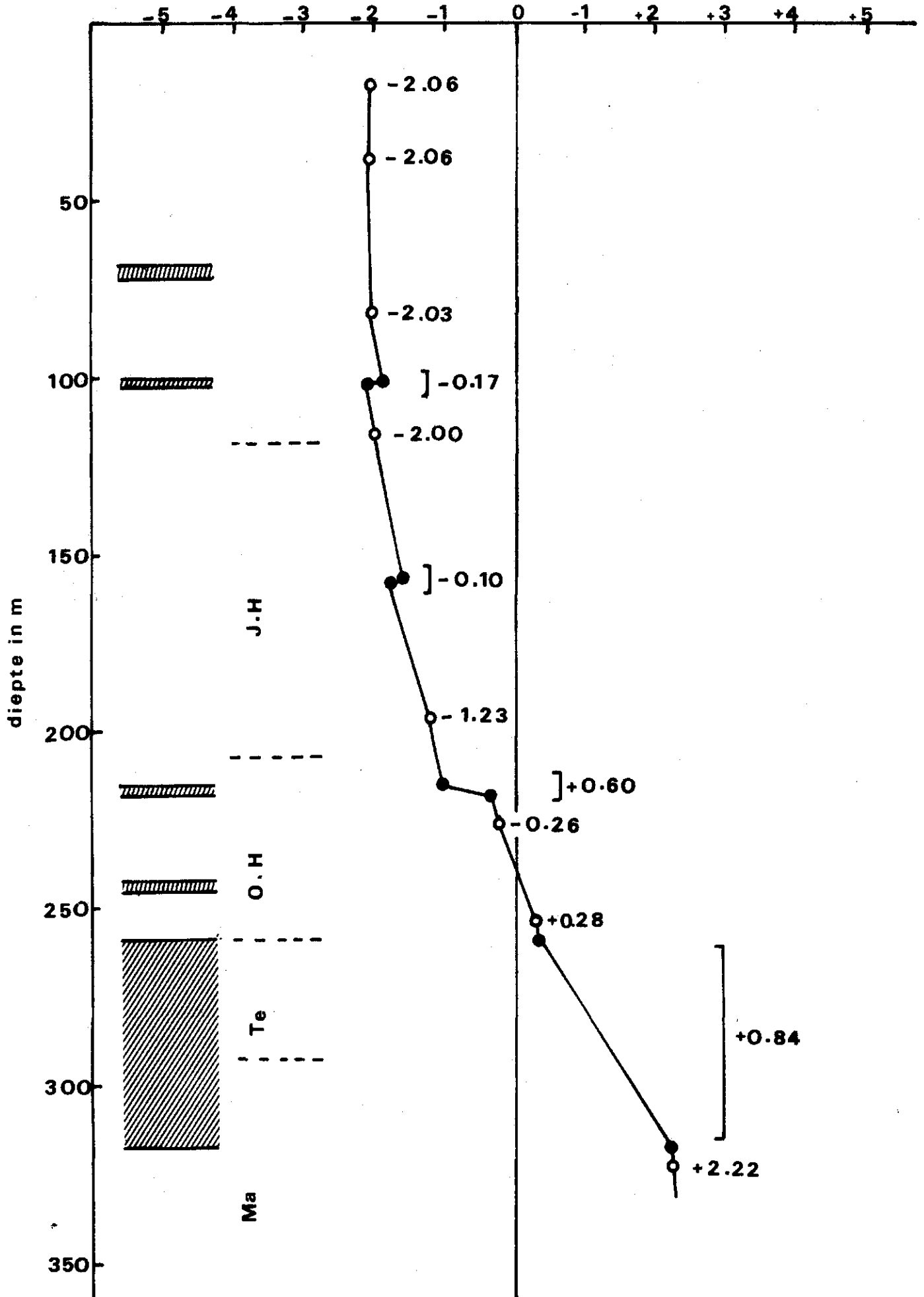


zoetwaterstijghoogte (m tov NAP)





zoetwaterstijghoogte (m t.o.v. N.A.P.)



14 H / 43

$\rho$  (kg m<sup>-3</sup>)

1000

10050

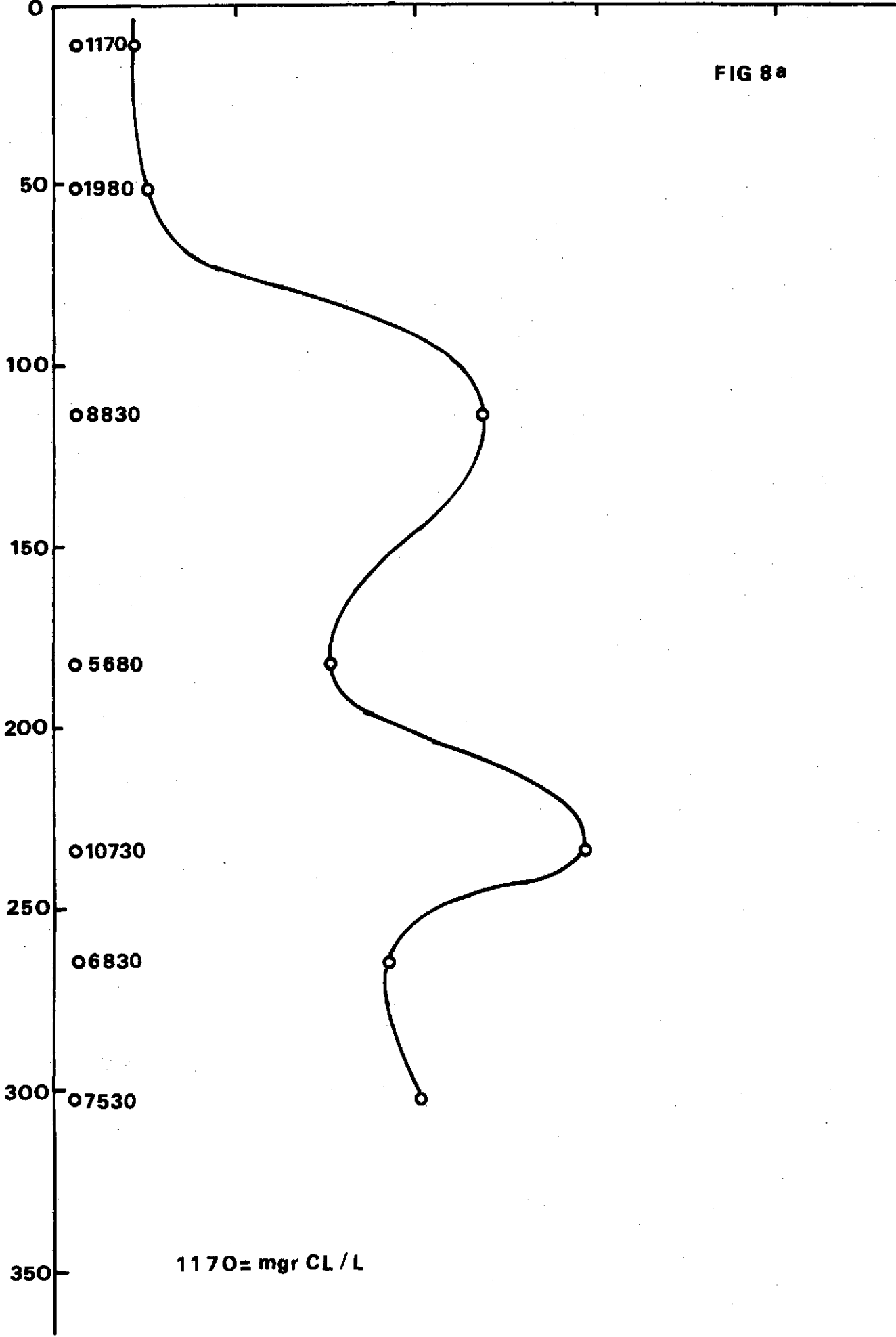
10100

10150

10200

FIG 8a

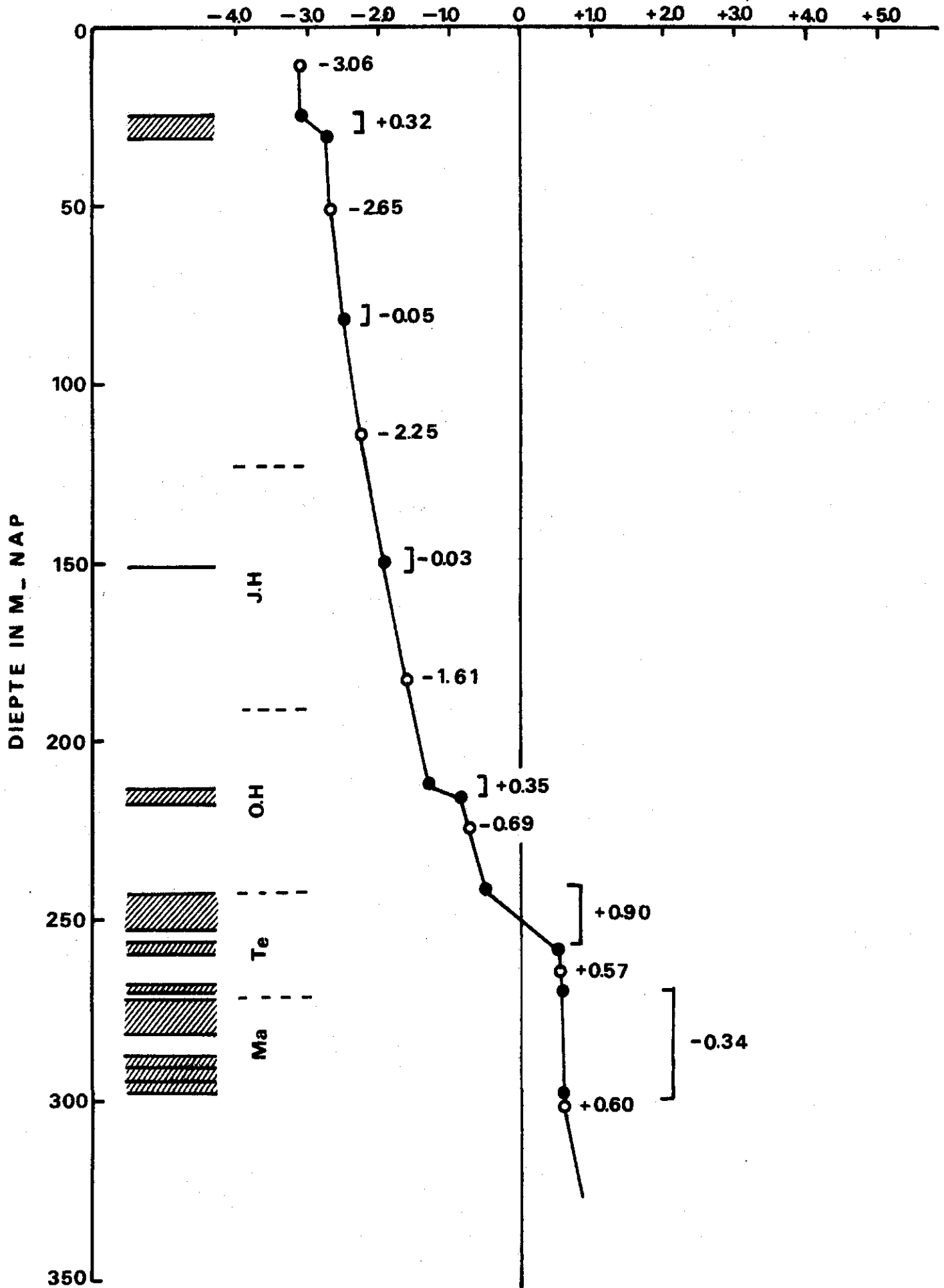
DIEPT IN M - NAP



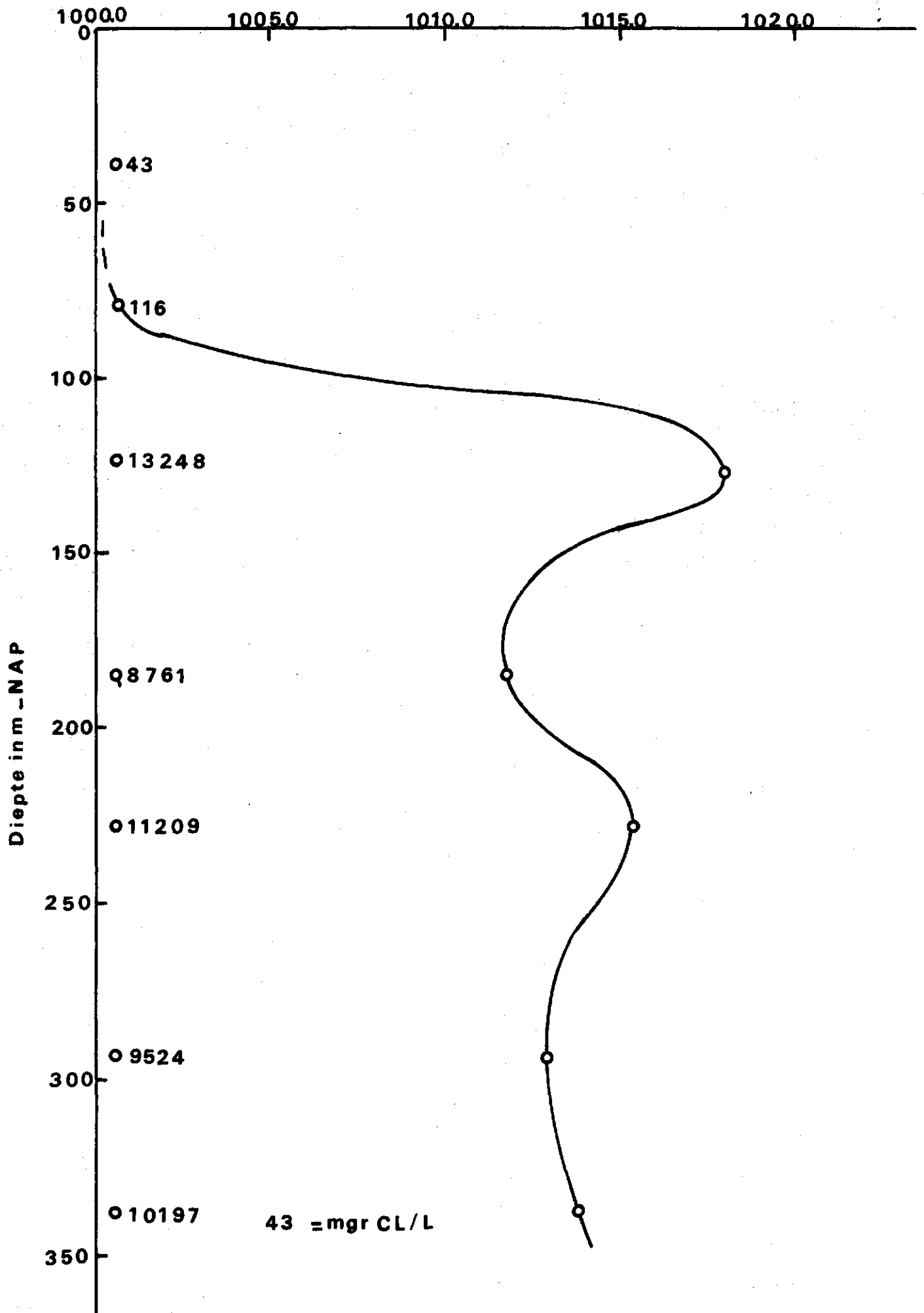
1170 = mgr CL / L

FIG 8b

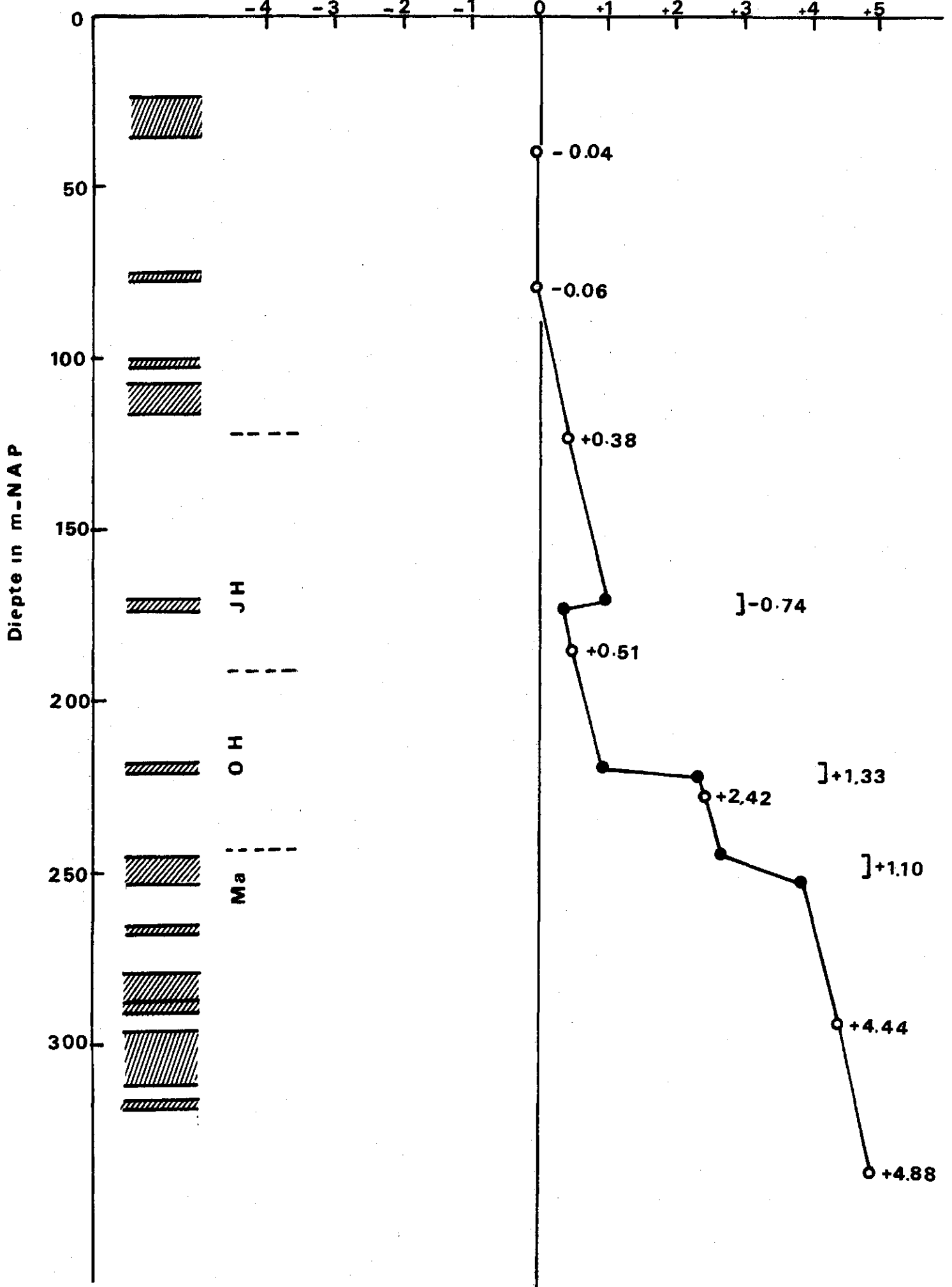
14H/43 winter 78/79 (eerste 3mnd)  
 zoetwaterstijghoogte (m t.o.v. N.A.P.)

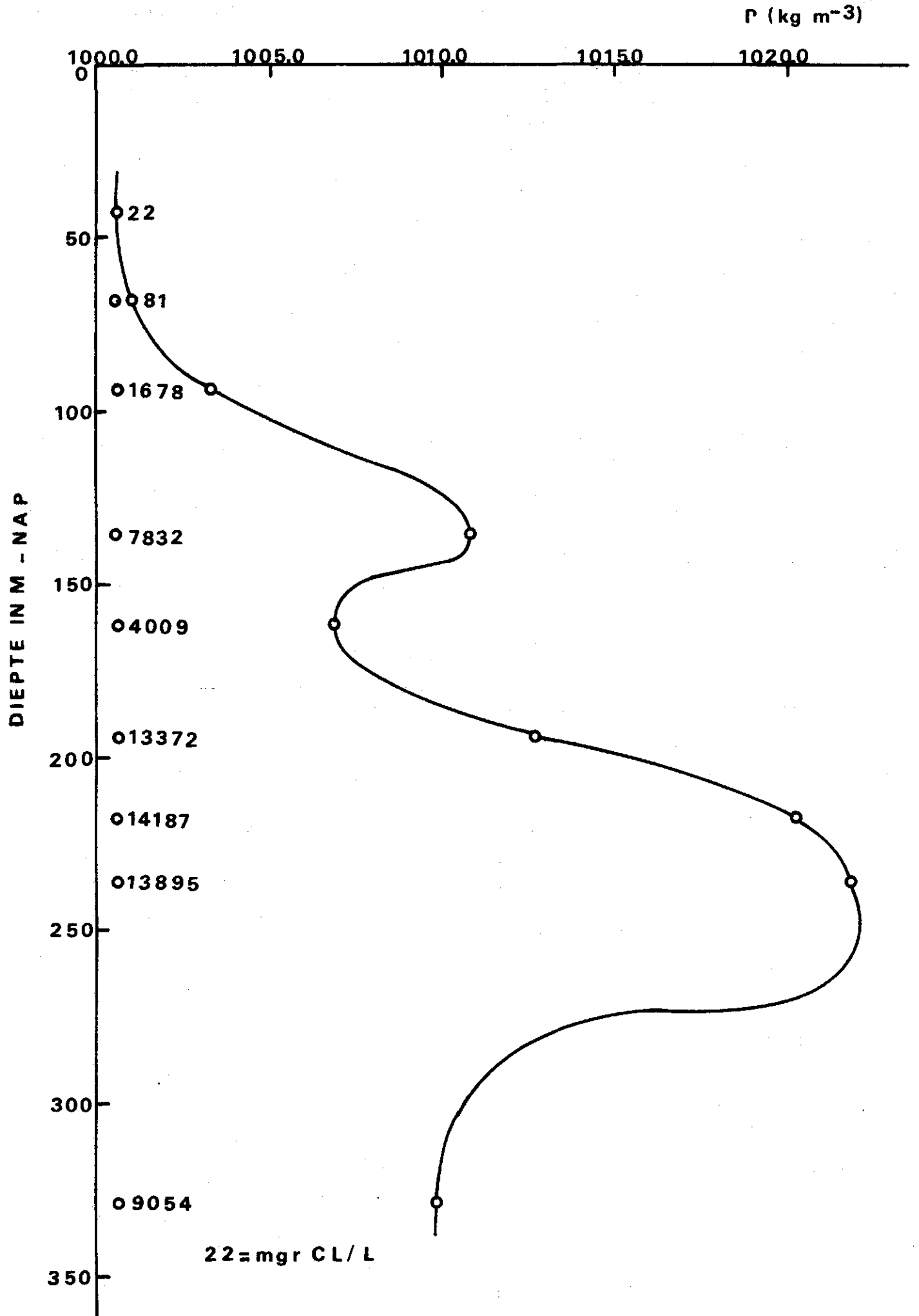


$\Gamma$  (kg m<sup>-3</sup>)

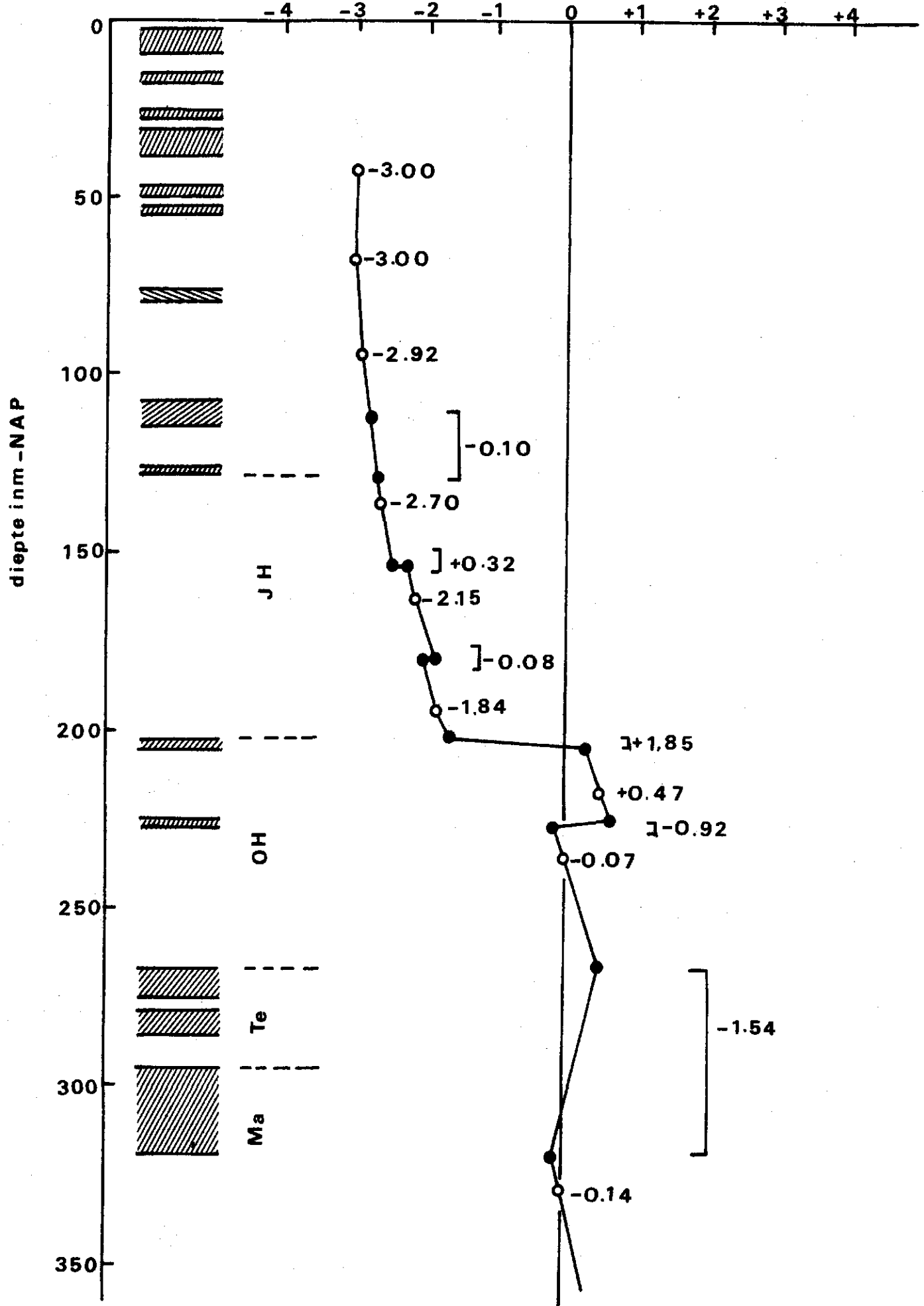


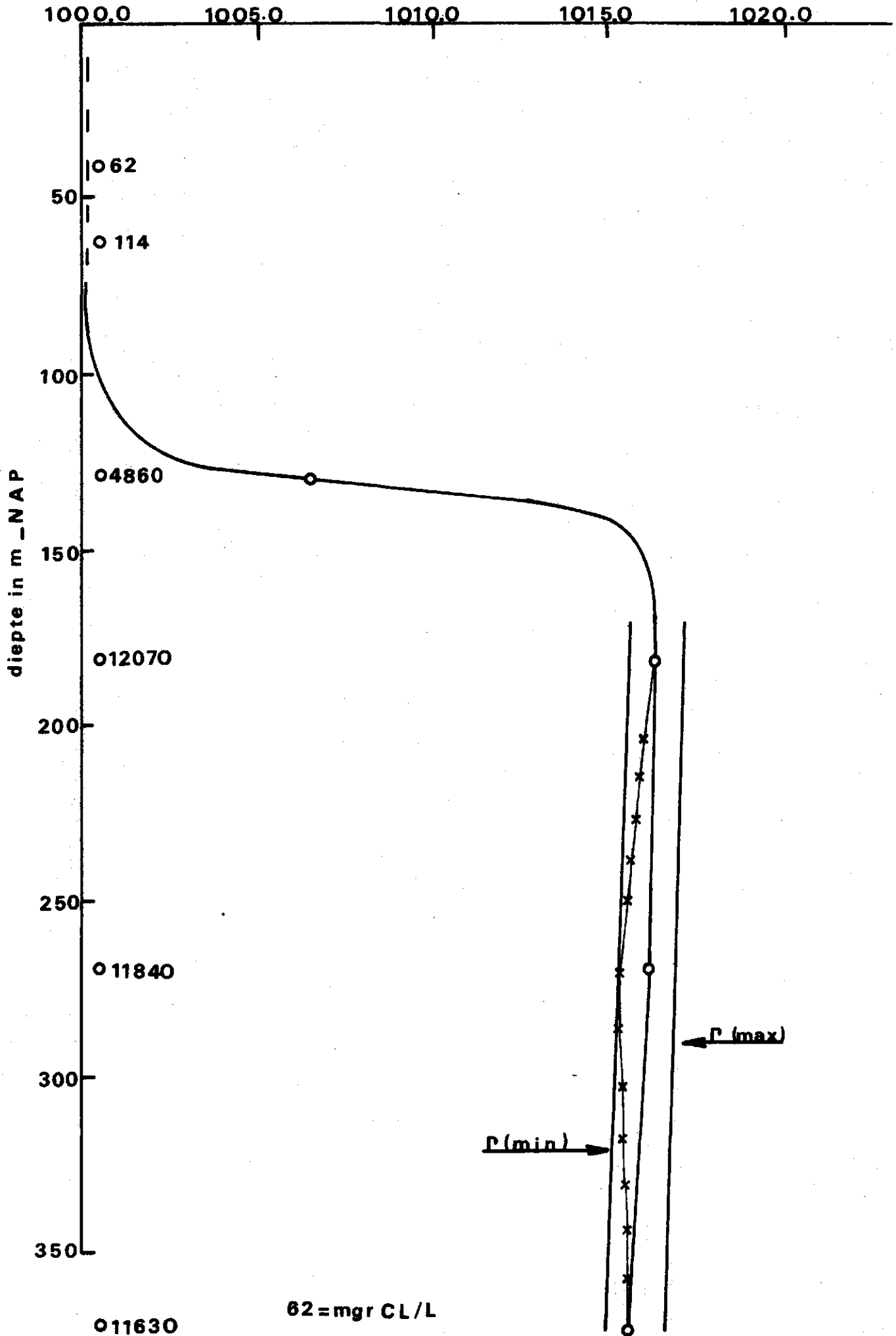




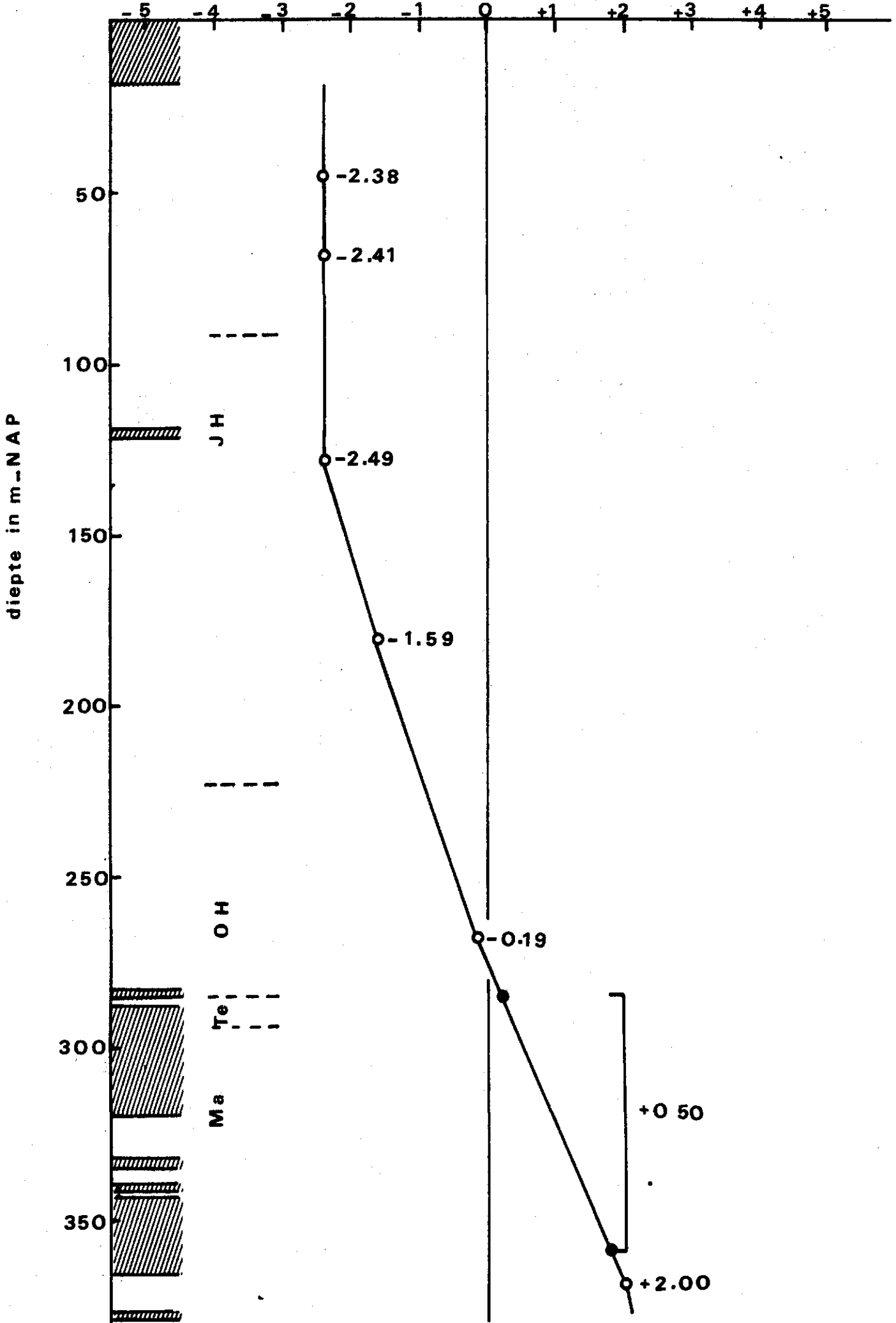


19E/85 winter 78/79 (eerste 3 mnd) FIG10b  
 zoetwaterstijghoogte ( m tov.NAP.)





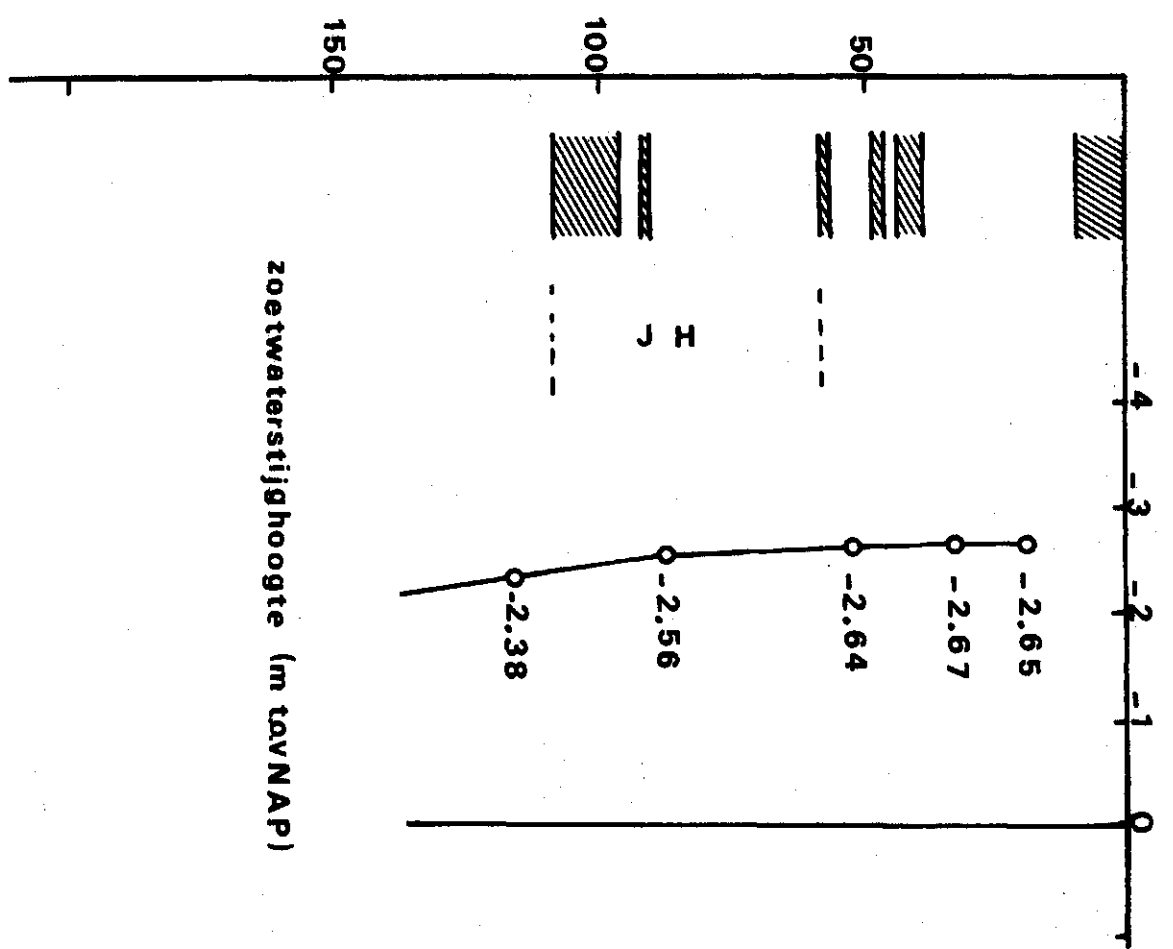
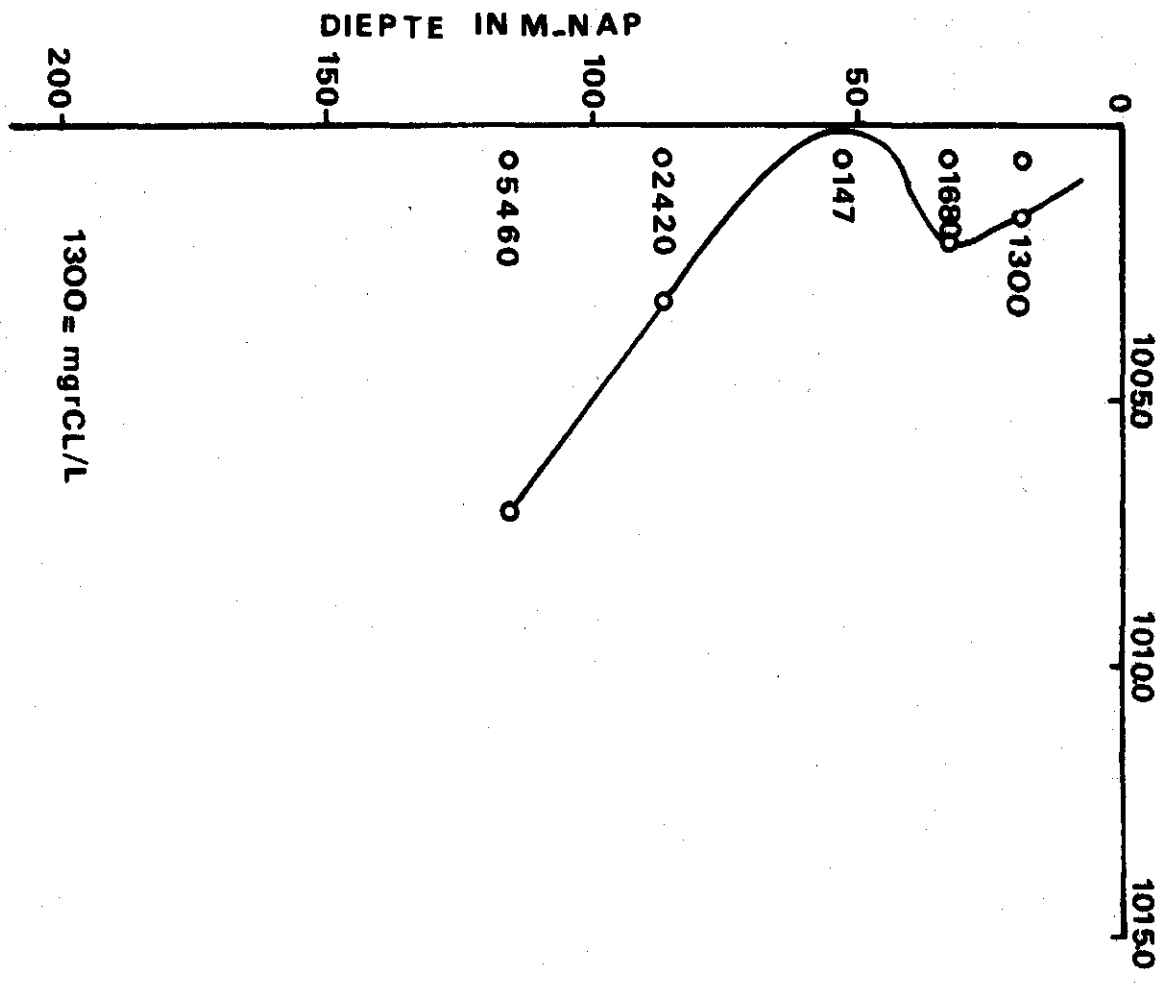
zoetwaterstijghoogte ( m tov NAP)

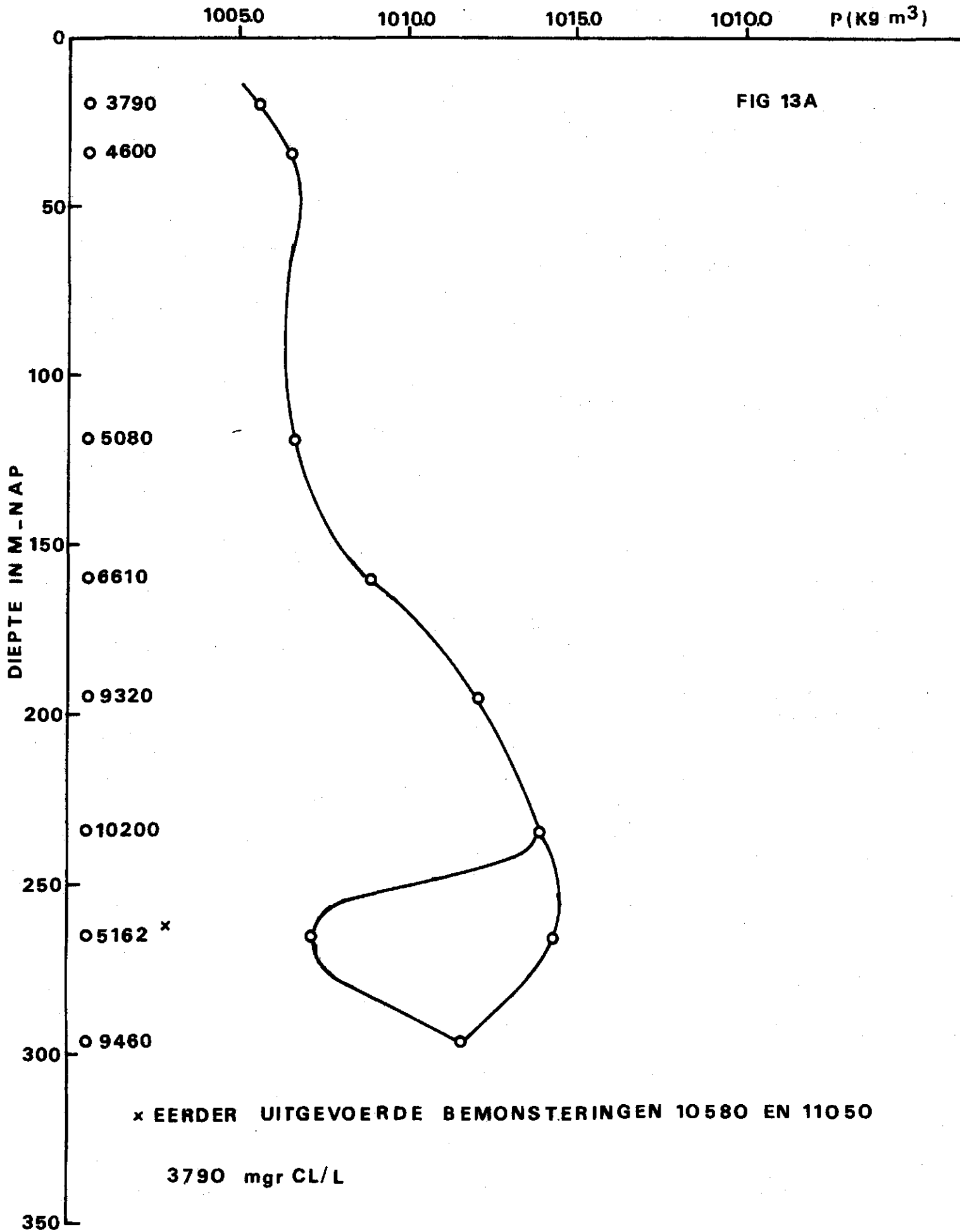


P (kg m<sup>3</sup>)

25E/344 winter 78/79

FIG 12a en b





WINTER 78/79 EERSTE 3 MAANDEN  
 ZOETWATERSTUIGHOOGTE (M T.O.V. N.A.P)

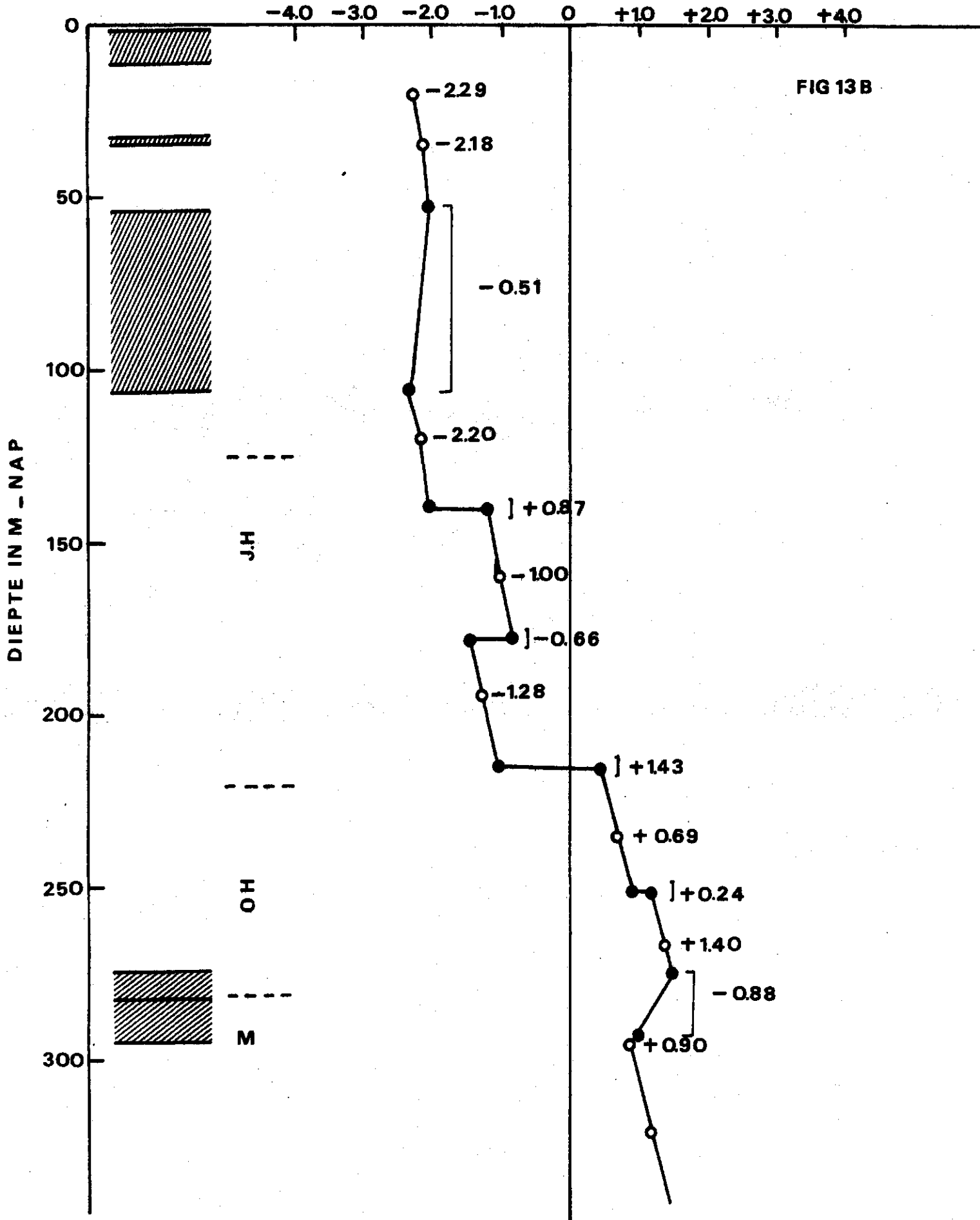


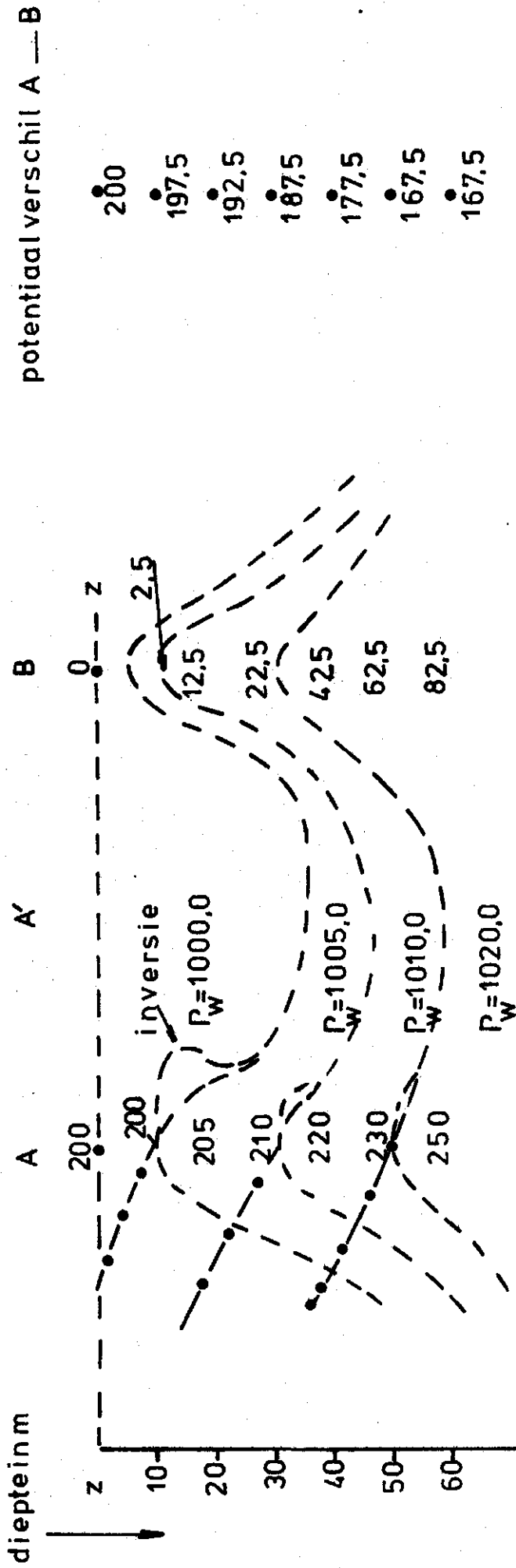
FIG 13B



Fig 14

Invloed van de topografie van het zoet-zout

grensvlak op de grondwaterstoming



De gradient van het grondwater op 130 m - NAP en gemiddeld voor de 3<sup>e</sup> water voerende laag tot een diepte van 200 m - NAP

Fig 15

