

Inleiding oceanografie

D. Eisma

NEDERLANDS INSTITUUT VOOR ONDERZOEK DER ZEE

PUBLICATIES EN VERSLAGEN

nummer 1971 - 7

13039

Inleiding oceanografie

D. Eisma

Fysische oceanografie

De circulatie in de oceaan wordt veroorzaakt door wind en door verschillen in temperatuur en zoutgehalte (dichtheid) van het water. Golfwerking (en getij) blijven hier buiten beschouwing: zij zijn vooral van belang aan het wateroppervlak en langs de kusten. Hier komen achtereenvolgens ter sprake: temperatuur, zoutgehalte, dichtheid, circulatie en stratificatie van de oceaan.

Temperatuur

De temperatuur van het water op verschillende waterdiepten kan worden gemeten met een omkeerthermometer en met een bathythermograaf. Een omkeerthermometer kan "beschermd" zijn, d.w.z. omgeven zijn door een gesloten glazen omhulsel zodat de stand van het kwik alleen door de temperatuur en niet door de waterdruk wordt bepaald, of "onbeschermd" zodat ook de waterdruk ter plaatse wordt meegemeten. Vergelijking van metingen gelijktijdig gedaan met beide typen geeft aan op welke waterdiepte de meting is gedaan (100 m waterdiepte komt ongeveer overeen met 1° C). Een bathythermograaf bestaat uit een temperatuurgevoelig element waarvan de schrijfpenn steeds meer opzij wordt gedrukt naarmate de waterdruk toeneemt. Zo ontstaat een gecombineerde temperatuur-diepte registratie. Bij een nieuwere versie (de STD) wordt ook het zoutgehalte geregistreerd.

De temperatuur van het zeewater wordt bepaald door de instraling minus de terugstraling, verlies door convection naar de lucht en verdampingswarmte. De onderlinge verhouding in intensiteit is sterk afhankelijk van de breedtegraad:

breedtegraad	:	0°	20°	40°	60°	80°	90°
warmtebudget	:	+41	+13	-9	-24	-72	-82
(g cal/cm ² /dag)							

Op lagere breedte domineert de instraling, op hogere breedte de terugstraling. Het tekort op hogere breedte wordt door middel van horizontaal watertransport gecompenseerd door het overschot op lagere breedte.

De horizontale verdeling van de temperatuur in het oppervlakte-water toont een duidelijke afname van de evenaar naar de polen, sterk beïnvloed door de circulatie.

Warmtetransport in het water gebeurt door absorptie, conductie (resultaat is een verticale temperatuurgradient) en convection (thermo-halien of turbulent: resultaat is een isothermale laag). Als gevolg van de hoge soortelijke warmte en de convection zijn de dagelijkse temperatuurvariatiën in zee gering, meestal minder dan 0,4° C, maximaal 1° C.

Jaarlijkse variatiën zijn groter en verschillen per breedtegraad:

breedtegraad	:	0°	20°	40°	50°	
variatie-breedte	:	2,3	3,6	7,5	5,6	°C

Vertikale temperatuurverdeling: in de bovenste laag, tot ± 100 m diepte, overheerst de invloed van oppervlakte verstoringen (vnl. dagelijkse en jaarlijkse convectieve menging). Tussen ongeveer 30° Z en 30° N is een permanente isotherme oppervlaktelaag aanwezig, aan de onderzijde begrensd door een thermocline (= spronglaag) d.w.z. een sterke temperatuurverlaging over een relatief geringe verticale afstand. De sterkste gradienten in de thermocline liggen rond de evenaar en zijn daar gemiddeld meer dan 0,4° C/m. Op hogere breedten is de thermoclinegradient gemiddeld 5° C/100 m. De dikste isotherme oppervlaktelaag, tot 100-200 m, is aanwezig in de subtropen (sterkste instraling). Op gematigde breedten is een spronglaag in de zomer aanwezig als gevolg van snelle opwarming in het voorjaar, in de herfst ligt de spronglaag veel dieper of is verdwenen. De thermocline werkt als een barriere voor alle turbulente processen. Onder de thermocline

fig. 1

fig. 2

neemt de temperatuur regelmatig af tot minder dan $4^{\circ} - 5^{\circ} \text{ C}$ op 900-1200 m diepte. Dit alles vindt plaats in de oceanische troposfeer die ongeveer reikt tot de isotherm van 8° C .

In de oceanische stratosfeer zijn de temperatuurgradienten zeer klein: op 1000 m $0,4^{\circ} \text{ C}/100 \text{ m}$, op 2000 m $0,1^{\circ} \text{ C}/100 \text{ m}$ en op 3000 m en dieper $0,05^{\circ} \text{ C}/100 \text{ m}$. Kleine inversies komen voor als gevolg van variaties in het in de diepzee circulerende water. De diepzee is koud, al zou men verwachten dat deze warm zou zijn door warmte toevoer vanuit de bodem. De diepzee wordt echter koud gehouden door de diepzeecirculatie en door verticale convectie (vnl. in diepe bekkens).

Zeewater is (zeer gering) samendrukbaar zodat adiabatische temperatuur veranderingen kunnen optreden. Zo wordt bijv. adiabatisch van 10.000 m diepte opstijgend water aan de oppervlakte $1,319^{\circ} \text{ C}$ kouder. Beneden 4500 m waterdiepte benadert de verticale temperatuurverdeling de adiabatische, d.w.z. er is een indifferente gelaagdheid. De potentiële temperatuur van het water is de temperatuur van het water wanneer dit adiabatisch naar de oppervlakte is verplaatst. Bij gelijke potentiële temperatuur heerst een indifferent evenwicht, bij een met de diepte toenemende potentiële temperatuur is de waterkolom instabiel.

Zoutgehalte

Het zoutgehalte wordt niet gedefinieerd als het gewicht van alle zouten opgelost in 1 kg zeewater omdat dit moeilijk te bepalen is: bij indampen ontstaat verlies van HCl , CO_2 en HBr . Daarom wordt het zoutgehalte gedefinieerd als de totale hoeveelheid vaste stof (in g) in 1 kg zeewater wanneer alle Br en J vervangen zijn door een equivalente hoeveelheid Cl, alle carbonaten omgezet zijn in oxyden en alle organische stof geheel is geoxideerd. Dit zoutgehalte is gemakkelijk te bepalen

- 1) door titratie van Cl (Mohr's titratie met AgNO_3) en berekening van het zoutgehalte $S = 0,030 + 1,80501 \text{ Cl}$.

2) door meting van de geleidbaarheid voor elektrische stroom:

deze neemt vrijwel lineair toe met het zoutgehalte.

De voornaamste in zeewater opgeloste ionen zijn Cl (55,2%), Na (30,4%), SO₄ (7,7%), Mg (3,7%), Ca (1,2%), K (1,1%), HCO₃ (0,4%), Br (0,2%), BO₃ (0,08%), Sr (0,04%) (in percentages van het totaal aan opgeloste zouten). Verder zijn alle andere elementen aanwezig als sporelementen. Van belang zijn verder opgeloste gassen als O₂, CO₂, N₂, H₂S. De onderlinge verhoudingen van de opgeloste zouten zijn zeer constant. De variaties in zoutgehalte liggen in de oceaan tussen 33 en 37 ‰. De opgeloste zouten geven een vriespuntsdaling: bij 35 ‰ S ligt het vriespunt op - 1,91° C (bij 5 ‰ S op - 0,267° C). Ook de temperatuur waarbij de dichtheid maximaal is neemt af met toenemend zoutgehalte, maar deze temperatuur neemt sneller af dan het vriespunt daalt zodat oceaانwater (meer dan 26 ‰ S) zijn maximale dichtheid heeft bij (theoretisch onder) het vriespunt. Dit betekent dat de zee niet snel bevriest a) vanwege de vriespuntsdaling en b) doordat de thermische convectie tot aan het vriespunt toe doorgaat.

fig. 5

De horizontale zoutverdeling in het oppervlakte water wordt voor een groot deel bepaald door het verschil tussen verdamping en neerslag, en sterk beïnvloed door de horizontale circulatie (advectie) en de verticale menging.

fig. 6

De vertikale zoutverdeling geeft van ongeveer 40° N tot 50° Z (d.w.z. in de troposfeer) een min of meer homohaliene bovenlaag te zien van wisselende dikte met daaronder een snelle afname tot een minimum op ongeveer 800 m diepte. Daarna is er een geleidelijke toename tot een zwak maximum op ongeveer 1500 m waarbeneden er een zwakke afname is naar dieper water. Tussen 25° N en 15° Z is, behalve rond de equator, een duidelijk zoutmaximum aanwezig aan de basis van de homohaliene bovenlaag en samenvallend met de thermocline. De inversie op 800 m wordt zwakker naar de polen toe en verdwijnt geheel bij de arktische (c.q. antarktische) convergentie.

Dichtheid

De dichtheid van zeewater is iets groter dan 1 en varieert afhankelijk van zoutgehalte, temperatuur en druk. De variaties zijn klein, in de open oceaan tussen 1,02790 en 1,02100. Ter afkorting gebruikt men $\sigma = (d-1) \times 10^3$. Vnl. wordt de waarde σ_t gebruikt, d.i. de waarde van σ bij 1 atm; σ_t is dus afhankelijk van zoutgehalte en temperatuur en kan daaruit worden berekend. Een stabiele opbouw is aanwezig als met de diepte ook de dichtheid toeneemt. Naar analogie van de potentiële temperatuur kan men ook spreken van een potentiële dichtheid.

ig. 7

Aan het oppervlak ligt oceaanoeverwater met de geringste dichtheid (σ rond 23) bij de evenaar, met de grootste dichtheid bij de polen (σ_t ong. 28).

TS-diagrammen

Temperatuur en zoutgehalte zijn geen onafhankelijke grootheden: bij uniforme oceanografische omstandigheden komt een bepaalde temperatuur overeen met een bepaald zoutgehalte onafhankelijk van de diepte. Zo kunnen watermassa's worden onderscheiden: een homogene watermassa heeft één bepaalde temperatuur en één bepaald zoutgehalte. Temperatuur en zoutgehalte kunnen veranderen door bijv. menging met ander water, instraling of verdamping. Vooral in de bovenste 100 meter kunnen deze veranderingen snel zijn.

ig. 8

Oceaan circulatie en stratificatie

Stromingen in de oceaan worden vnl. veroorzaakt door winddruk en/of door verschillen in temperatuur en zoutgehalte. Variaties in oppervlakte stroompatronen hangen direkt samen met veranderingen in het windsysteem. De circulatie in de oceanische troposfeer (vnl. tropen en subtropen) wordt in de Atlantische Oceaan en in de Pacific beheerst door de Noordelijke en de Zuidelijke Equatoriale stroom, de Equatoriale Tegenstroom en de Equatoriale Onderstroom. Verdere karakteristieken zijn een duidelijke thermocline en een zoutgehalte maximum, die beide kunnen

ig. 2

ontbreken in de divergentie zones bij de evenaar. Als gevolg van opstuwung door de winddruk (en mede door atmosferische drukverschillen) vertoont het zeeoppervlak hoogte-verschillen die worden uitgedrukt in dynamische meters, d.w.z. de hoeveelheid arbeid die verricht moet worden om de eenheid van massa 1 meter op te heffen. Zo is bij de evenaar het zeeoppervlak aan de Amerikaanse zijde 24 dyn cm hoger dan aan de Afrikaanse kant. Als gevolg van de geringe helling van de zeespiegel en/of soortelijk gewicht verschillen van het zeewater ontstaan horizontale drukgradiënten met als gevolg gradientstromen. Zo wordt bijv. aan de evenaar een tegenstroom systeem in stand gehouden.

Vanuit de troposfeer vloeit warm water noordwaarts af met de Golfstroom en de Kuro Shio. De noordelijke begrenzing hiervan vormt de arktische convergentie. Noordelijk hiervan ligt koud poolwater dat 's winters door verdere afkoeling, verdamping en ijsvorming nog zwaarder kan worden waardoor convectie tot op de bodem kan optreden.

Van de evenaar zuidwaarts afstromend warm water komt op 30° - 40° Z bij de Subtropische convergentie, samen met kouder water dat zich met de Antarktische Circumpolaire stroom rond Antarktika beweegt. Zuidelijk hiervan bevindt zich op 50° - 60° Z de Antarktische Convergentie en vlak bij Antarktika de Antarktische Divergentie.

Vanuit de polen zinkt zwaarder water naar beneden en verplaatst zich naar de evenaar toe. Bij de Subtropische Convergentie op het zuidelijke halfrond in de Atlantische Oceaan zinkt Subantarktisch water onder de troposfeer en vormt daar het Subantarktische Tussenwater. Koud water van het noordelijk poolgebied vormt het diepe water van de Atlantische Oceaan en het Arktische Bodemwater. Bij Antarktika wordt Antarktisch Bodemwater gevormd (vnl. in de Weddell Zee). Bodemwater uit de Middellandse Zee zinkt bij de straat van Gibraltar naar beneden en vormt het bovenste diepe oceaانwater. De circulatie in de Atlantische Oceaan geeft dus in het groot het volgende beeld: oppervlakte water (en tussenwater) stromen noordwaarts over de evenaar, diep water stroomt zuidwaarts tot bij de Antarktische Convergentie.

fig. 9

fig. 10

In de Indische Oceaan en de Pacific echter is er vrijwel geen doorstroming van diep water over de evenaar. Zo komt het in het diepe water van de noordelijke Indische Oceaan aanwezige Rode Zee water nauwelijks bezuiden de evenaar. In het zuidelijke diepe gedeelte circuleert vnl. Antarktisch water. Het diepe water van de zuidelijke Pacific is gedeeltelijk Antarktisch water, gedeeltelijk afkomstig van de Indische Oceaan en de Atlantische Oceaan, en circuleert tot aan de evenaar. In de noordelijke Pacific wordt vrijwel geen diep water gevormd: er is alleen een trage uitwisseling met het water bezuiden de evenaar.

De stroomsnelheden van deze diepe onderstromen liggen meest onder de 10 cm/sec (vaak onder de 3 cm/sec) maar kunnen oplopen tot meer dan 20 cm/sec (42 cm/sec is gemeten).

Opstroming van dieper water naar boven ontstaat bij divergenties en vooral bij kusten (vnl. in de subtropen) waar door een aflandige beweging van het water een tekort ontstaat (bij Namibië, NW Afrika, Peru- Chile, California). Het omhoog komende water is kouder en voedselrijker, zodat het kustgebied vaak mistig en rijk aan fauna is. Deze opstroming komt voor in een vrij smalle kustzone (tot ong. 100 km breed). Het water dat de oppervlakte bereikt komt meestal van ongeveer 200 m diepte.

Chemische Oceanografie

Van de in zeewater opgeloste stoffen zijn de belangrijkste de voedingstoffen (P, N, Si), een aantal opgeloste gassen (O_2 , CO_2 , H_2S en NH_3), een aantal elementen zoals Ca, Fe, Cu e.a., en organische stof. Hier zullen achtereenvolgens behandeld worden P, N, Si, O_2 en de hiermee samenhangende produktiviteit van het water.

Fosfor (P)

P is aanwezig in zeewater als opgelost fosfaat, opgeloste organische fosforverbindingen, onoplosbaar en geadsorbeerd fosfaat in suspensie en organisch gebonden fosfor in suspensie. Opgelost fosfaat

komt voor als H_2PO_4^- en HPO_4^{2-} . De concentratie varieert van vrijwel 0 tot 0,1 mg P/l. Fosfaat wordt colorimetrisch bepaald met molybdaat en met een correctie voor het aanwezige zeezout dat de intensiteit van de kleur drukt. Met het fosfaat wordt een onbekende hoeveelheid arsenaat mee bepaald. Verreweg de meeste analyses zijn gedaan van anorganisch opgelost fosfaat; opgeloste organische fosforverbindingen en fosfor in suspensie zijn weinig bepaald. In kustgebieden en aan het oppervlak van de oceaan kan de opgeloste organische fosfor tot 90% van de totale hoeveelheid aanwezige fosfor bedragen. De hoeveelheid opgeloste organische fosfor neemt af met de diepte; beneden 600-1000 m is vrijwel geen opgeloste organische fosfor meer aanwezig. Anorganische fosfor in oplossing wordt opgenomen door algen (fytoplankton), organische fosfor veel moeilijker maar dit wordt door het zoöplankton afgebroken tot fosfaat dat (gedeeltelijk) weer wordt uitgescheiden.

Fosfaat heeft meestal de volgende verdeling met de waterdiepte:

a) een dunne oppervlakte laag met een uniform fosfaatgehalte dat rond de evenaar laag is als gevolg van hoge consumptie door fytoplankton, b) een overgangszone waarin het fosfaat snel toeneemt, c) een zone met maximum concentraties, meestal tussen 500 en 2000 m waterdiepte, en d) een onderste zone met vrijwel constant fosfaatgehalte of met een geringe afname naar grotere diepte. De oppervlaktelaag kan afwezig zijn in gebieden op hogere breedte met sterke convectie. Het diepe water van de oceaan verschilt in fosfaatgehalte: de hoogste gehalten komen voor in de Indische Oceaan en de Pacific benoorden de evenaar waar ook geen duidelijk fosfaatmaximum aanwezig is, lage gehalten komen voor in het noordelijk deel van de Atlantische Oceaan.

Op gematigde breedte treden duidelijke seizoensvariaties op, afhankelijk van de algengroei en de intensiteit van de convectie: 's zomers zijn de fosfaatgehalten laag, 's winters hoog. In de tropen en subtropen zijn de variaties veel geringer behalve in opwellings- en moessongebieden. In ondiep water kan interactie met de bodem van belang zijn: deze bevat meestal een veel grotere concentratie fosfaat dan het water (10^3 - 10^5 x

zoveel) zodat afgifte van slechts een zeer gering deel het fosfaatgehalte van het water sterk beïnvloedt. Grote dagelijkse variaties zijn alleen gemeten in kustbaaien en estuaria; op de oceaan, ook bij de kust, zijn ze klein.

Stikstof (N)

Stikstof komt voor als opgelost gas (N_2) en als ammoniak (NH_4^-), nitriet (NO_2^-) en nitraat (NO_3^-) waarvan alleen de laatste 3 door organismen kunnen worden opgenomen. N komt in de oceaan via de atmosfeer (regen) en via rivieren. Het is mogelijk dat ook in zee stikstofbinding optreedt door algen en bacteriën; verlies van voor organismen bruikbare N treedt op door denitrificatie (NO_2 en N_2) en door sedimentatie (vooral als organische stikstofverbindingen). De oceaan is verzadigd aan N_2 , alleen in anaerobe bekkens kan oververzadiging optreden. Het wordt weinig bepaald en wel colorimetrisch. Door organismen wordt ammoniak gemakkelijker opgenomen dan nitraat dat bij opname eerst via nitriet tot ammoniak wordt gereduceerd. Organische N wordt moeilijker opgenomen dan nitraat; afbraak hiervan tot ammoniak gebeurt door bacteriën en zoöplankton. Oxydatie van ammoniak tot nitriet en nitraat kan gebeuren in bodemsediment en in de oppervlaktelaag van de oceaan: de nitrificerende flora is geassocieerd met plankton. In laboratoriumproeven met diep water stopten alle processen na vorming van ammoniak.

Nitriet is in lage concentraties uniform verdeeld aanwezig in de bovenste laag van de oceaan (in de eufotische zone, d.w.z. de zone waarin ong. 99% van de fotosynthese plaats vindt). Bij de compensatie diepte (waar de fotosynthetische produktie van O_2 gelijk is aan de opname ervan door ademhaling) neemt het gehalte aan nitriet sterk toe. Nitriet maxima liggen in de Atlantische Oceaan meest tussen 75 en 125 m d.w.z. in of bij de thermocline. Waarschijnlijk hoopt het nitriet zich hier op als tussenstap in de reeks organische stof-ammoniak-nitriet-nitraat. In de Indische Oceaan en de Pacific liggen de hoge nitriet concentraties vaak onder de thermocline op 100-800 m. Dit hangt samen met hoge produktiviteit

aan de oppervlakte en een langzame watercirculatie (en dus geringe reëaeratie) vergeleken met de Atlantische Oceaan.

De verdeling van nitraat wordt, evenals die van fosfaat, vnl. bepaald door advectie en turbulente diffusie en door biologische processen. Nitraat en fosfaat hebben vrijwel dezelfde verdeling. In de Atlantische Oceaan is een duidelijk nitraat maximum aanwezig op 350-800 m, in de Indische Oceaan zijn de nitraatgehalte hoger en ontbreken duidelijke maxima.

Ammoniak komt in de open oceaan vrijwel niet voor behalve als kort levend tussenstadium. Hoge concentraties ontstaan alleen in anaerobe bekkens en in kustgebieden met hoge planktonconcentraties.

Silicium (Si)

Si komt in zee voor in oplossing (waarschijnlijk als H_4SiO_4) en in suspensie. De concentratie opgelost Si varieert van vrijwel 0 tot 4 mg Si/l. Si in oplossing wordt colorimetrisch bepaald. De hoogste concentraties komen voor in het diepe water van de Indische Oceaan en de Pacific. De gemiddelde concentratie in beide oceanen is 2-3 mg Si/l, in de Atlantische oceaan ongeveer de helft. In mariene organismen komt Si voor in de harde delen van silicoflagellaten, diatomeeën, radiolariën en sponzen.

Zeewater is sterk onderverzadigd aan Si (de verzadigingsconcentratie is ongeveer 50 mg Si/l bij 25° C), waarschijnlijk als gevolg van de snelle circulatie en verwijdering door sedimenterende organismen. Hoewel het mogelijk is dat plaatselijk SiO_2 chemisch neerslaat overheersen verschijnselen die er op wijzen dat SiO_2 in zee oplost (gedeeltelijk aangetaste diatomeeën, ontbreken van dunwandige diatomeeën soorten in bodemsediment, toename van de H_4SiO_4 concentraties met de waterdiepte terwijl de nitraat en fosfaat-concentraties een maximum vertonen of gelijk blijven). Plaatselijk (zoals bijv. bij de Antillenboog) komt een minimum voor op ongeveer 1500 m.

De seizoensvariaties zijn analoog aan die van fosfaat en nitraat: een winter maximum en snelle afname in het voorjaar als gevolg van fytoplanktongroei. Veranderingen in Si zijn meestal groter en onregelmatiger dan die van fosfaat en nitraat.

Zuurstof (O_2)

De concentratie van de in de oceaan opgeloste zuurstof kan variëren van 0 tot 8,5 ml O_2 /l, en bij oververzadiging nog hoger liggen. De zuurstof in zee is afkomstig van de atmosfeer of van groene planten (fytoplankton). De fotosynthese is beperkt tot de bovenste goed doorlichte waterlagen van de oceaan, d.w.z. zuurstof komt altijd aan of dichtbij de oppervlakte in het water. Verbruik van zuurstof komt op alle diepten voor als gevolg van de ademhaling van planten en dieren en ontbinding van organische stof. Temperatuur en zoutgehalte bepalen hoeveel zuurstof er in het oppervlaktewater kan oplossen; verder wordt het zuurstofgehalte bepaald door de biologische activiteit en de waterbeweging.

In koud water lost meer zuurstof op dan in warm water en in zoet water meer dan in zout water. Aangezien het zoutgehalte in de oceaan niet sterk varieert bepaalt vnl. de temperatuur hoeveel zuurstof er in zee kan oplossen: bij $-2^{\circ}C$ lost bijna tweemaal zoveel zuurstof op als bij $+30^{\circ}C$. In dieper water wordt het zuurstofgehalte bepaald door de verhouding verbruik (ademhaling + afbraak): aanvoer (waterbeweging). Op lagere breedten ligt dan ook onder de zuurstofrijke oppervlaktelaag, die vaak een maximum vertoont in de bovenste 50 m in samenhang met een maximum aan fotosynthese, een minimum (vnl. tussen 700 en 1500 m). Daarbeneden neemt de zuurstofverzadiging weer toe tot 70-90%. Het minimum wordt veroorzaakt door afbraak van organische stof, afkomstig uit de bovenlaag, bij een minimum aan advectie. Het minimum is veel sterker in de Pacific dan in de Atlantische Oceaan vnl. doordat er daar meer organische stof wordt ontleed. Andere factoren zoals verschillen in de watercirculatie en in zuurstofgehalte van het water van beide oceanen spelen ook een rol. Het zuurstofminimum

ligt boven het nitraat en fosfaat maximum, vooral in de tropen en subtropen, omdat de zuurstof daar gedeeltelijk ontwijkt naar de atmosfeer.

Productiviteit

Fytoplankton is de basis van alle leven in de oceaan. Voor de produktie ervan zijn nodig water CO_2 , licht, voedingszouten (S, N, P, Si), een aantal spore-elementen en waarschijnlijk ook een aantal opgeloste organische verbindingen zoals vitamine B_{12} . Wanneer één van deze factoren niet in voldoende mate aanwezig is wordt deze een beperkende factor. Water, CO_2 en sulfaat zijn in zee geen beperkende factoren, spore-elementen waarschijnlijk zelden, licht en voedingsstoffen vaak. In de oceaan zijn de concentraties van voedingsstoffen laag t.o.v. die op het land; het fytoplankton omvat dan ook maar 0,1% van de totale hoeveelheid levende planten op aarde. Maar door de snelle reproductie (verdubbeling of verdrievoudiging van de populatie per dag) en hercirculatie van voedingsstoffen is de totale geschatte jaarlijkse produktie 40% van het wereldtotaal primaire produktie. De lichtpenetratie bepaalt de dikte van de waterlaag waarin effectieve fotosynthese kan plaats hebben. Licht is beperkend gedurende de winter. Van het invallend licht wordt een gedeelte teruggekaatst, vooral bij lage zonnestand (bij hoge zonnestand is terugkaatsing verwaarloosbaar). Daardoor neemt op hogere breedte de lichtintensiteit onder water sneller af dan boven water. Wel breekt het licht bij scheef invallen naar de vertikaal toe waardoor de penetratie groter wordt. Door absorptie en verstrooiing van het licht in het water neemt de stralingsintensiteit naar beneden toe af. De verstrooiing is des te sterker naar mate er meer deeltjes in suspensie zijn: troebel kustwater krijgt op 10 m diepte evenveel licht als helder oceaانwater op 100 m. In helder zeewater is de penetratie van het blauwe licht het sterkst, naar de kust toe is er een verschuiving naar het geel als gevolg van de aanwezigheid van zgn "Gelbstoffe", stabiele opgeloste organische stoffen afkomstig van het land of van marien plankton. Bij de fotosynthese wordt vooral het rode deel van het spectrum gebruikt.

De dikte van de fotosynthese-laag varieert met de breedtegraad, de troebelheid van het water, op hogere breedte ook het seizoen.

Sterke turbulentie kan de planktongroei sterk afremmen omdat het een deel van de populatie onder de compensatie diepte brengt. Anderzijds kan ook het ontbreken van turbulentie remmend werken (geen aanvoer van voedingsstoffen). De kritische diepte is die diepte waarbij de totale hoeveelheid organische stof geproduceerd in de waterkolom er boven gelijk is aan de totale hoeveelheid die daar wordt verademd. Gaat de turbulente laag dieper dan de kritische diepte dan is er geen toename van de totale planktonhoeveelheid.

De compensatie diepte varieert tussen 20-30 m in kustgebieden tot 100 m in helder oceaانwater maar in zeer produktieve gebieden zelden tot meer dan 50 m omdat het plankton zelf het licht absorbeert en verstrooit. De zone boven de compensatie diepte heet de eufotische zone. Maximum fotosynthese ligt iets onder de oppervlakte omdat een sterke lichtintensiteit de fotosynthese remt. Op hogere breedte is er een duidelijke seizoenscyclus in de plankton groei. Bij toename van de lichtintensiteit en afname van de turbulentie in het voorjaar begint de planktongroei die snel een maximum bereikt. Daarna treedt een daling op door afname van de voedingsstoffen en toename van de plankton consumptie door zoöplankton. 's Zomers, bij stabiele omstandigheden, is de plankton populatie klein omdat het plankton vrijwel even hard wordt opgegeten als het wordt gevormd bij de lage voedingsstoffen concentraties. In de herfst neemt de turbulente menging toe waardoor de voedingsstoffen concentraties worden verhoogd: er ontstaat een tweede bloei. Bij toenemende verticale menging en afnemende licht intensiteit neemt de populatie weer af.

In het algemeen werken licht en aanvoer van voedingsstoffen zelden samen: waar de lichtintensiteit hoog is (tropen en subtropen) is de aanvoer van voedingsstoffen laag als gevolg van de grote stabiliteit van het oppervlakte water (als gevolg van de hoge temperatuur). Waar de lichtintensiteit relatief laag is (op gematigde breedte en bij de polen) is de verticale menging gedurende een deel van het jaar zeer intensief. De meest produktieve

fig. 15

fig. 16

gebieden zijn daarom de opwellingsgebieden in tropische en subtropische wateren. Meting van de primaire produktie (van fytoplankton) gebeurt vnl. door het verbruik per tijdseenheid van een als bicarbonaat toegevoegd hoeveelheid C^{14} te meten of, bij snelle planktongroei, de veranderingen te meten in voedingsstoffen concentraties, CO_2 of zuurstofgehalte. In de opwellingsgebieden is de primaire produktie gemiddeld $150 \text{ g C/m}^2/\text{jaar}$. De hoeveelheid door opwelling in het oppervlaktewater gebrachte voedingsstoffen is zo groot dat deze pas na jaren is verbruikt. Gedurende diertijd is het water over grote afstanden verplaatst. Het gemiddelde in tropen en subtropen is ongeveer $60 \text{ g C/m}^2/\text{jaar}$. Op hogere breedte komen zones voor met een produktie van $200-400 \text{ g C/m}^2/\text{jaar}$, maar ook zeer lage produkties zijn gemeten (bijv. in het Noordpoolbekken minder dan $30 \text{ g C/m}^2/\text{jaar}$).

g. 17

Literatuur

- DEFANT, A., 1961. Physical Oceanography, vol. I, II. Pergamon Press.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1966. The Encyclopedia of Oceanography. Reinhold Publ. Cy. N.Y.
- FIRTH, F.E., 1969. The Encyclopedia of Marine Resources. Van Nostrand Reinhold Cy.
- GROEN, P., 1961. De Wateren van de Wereldzee (2e druk).
- KING, C.A.M., 1966. Oceanografie. Aula boek.
- NEUMANN, G. & W.J. PIERSON JR., 1966. Principles of Physical Oceanography. Prentice-Hall Inc.
- RILEY, J.P. & G. SKIRROW, 1965. Chemical Oceanography, 2 vols. Academic Press.
- SVERDRUP, H.U., M.W. JOHNSON & R.H. FLEMING, 1946. The Oceans. Prentice-Hall Inc.

tekst figuren

- fig. 1 De gemiddelde oppervlakte temperatuur (in °C) in februari.
- fig. 2 Een schematische meridionale dwarsdoorsnede door het bovenste gedeelte van de Atlantische Oceaan tussen 50°Z en 60°N.
- fig. 3 De verticale verdeling van de temperatuur met de diepte op drie plaatsen in de Atlantische Oceaan. Mt212: 0°36'N, Mt281: 18°59'N, Mt130: 63°43'Z.
- fig. 4 De gemiddelde verticale verdeling van de potentiële temperatuur in het Virgin Island Bekken.
- fig. 5 Het verband van de temperatuur van maximale dichtheid en de vriespunts temperatuur met het zoutgehalte.
- fig. 6 Het gemiddelde zoutgehalte van het oppervlaktewater van de oceaan.
- fig. 7 De gemiddelde dichtheid (σ_t) van het zeewater aan de oppervlakte van de Atlantische Oceaan.
- fig. 8 TS-diagrammen van drie stations in de Atlantische Oceaan. Mt8: 41°39'Z, Mt84: 32°35'Z, Mt171: 22°01'Z.
- fig. 9 De oppervlakte stroming in de oceaan (winter op het noordelijk halfrond).
- fig. 10 De verspreiding van het bovenste diepe water in de Atlantische Oceaan en de instroming van bodemwater uit de Middellandse Zee.
- fig. 11 De gemiddelde verticale verdeling van fosfaat in de oceaan.
- fig. 12 De gemiddelde verticale verdeling van nitraat in de oceaan.
- fig. 13 De gemiddelde verticale verdeling van silikaat in de oceaan.
- fig. 14 De verticale verdeling van zuurstof: 162: westelijke tropische Pacific, 5166: Caraïbische Zee, 1054: Antarktische Convergentie, 1165: Subantarktische Convergentie, 74,65: oostelijke tropische Pacific, 10,122: noordelijke Atlantische Oceaan, 54,4926: oostelijke tropische Atlantische Oceaan, 4889: oostelijke subtropische Atlantische Oceaan.
- fig. 15 De verticale verdeling van de intensiteit van de fotosynthese afhankelijk van diepte en lichtpenetratie.

fig. 16 Schematische voorstelling van de seizoenscyclus van fytoplankton in de oceaan op hogere breedte.

fig. 17 De geschatte verdeling van primaire produktie in de oceaan in $g\ C/m^2/jaar$.

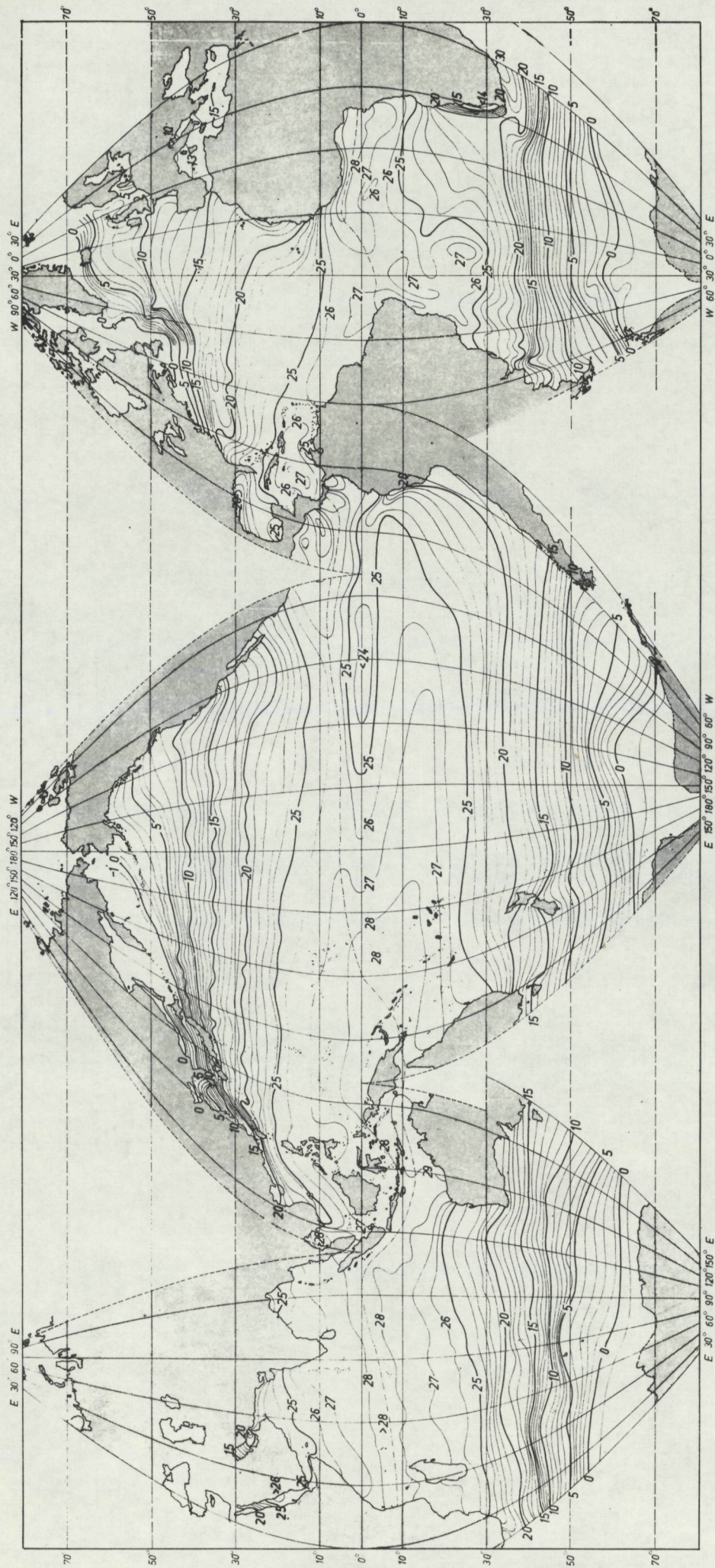


PLATE 3A. Surface-temperature (°C) of the world oceans for February.
 (See Vol. I, Pt. I, p. 140 *et seq.*)

Fig. 1

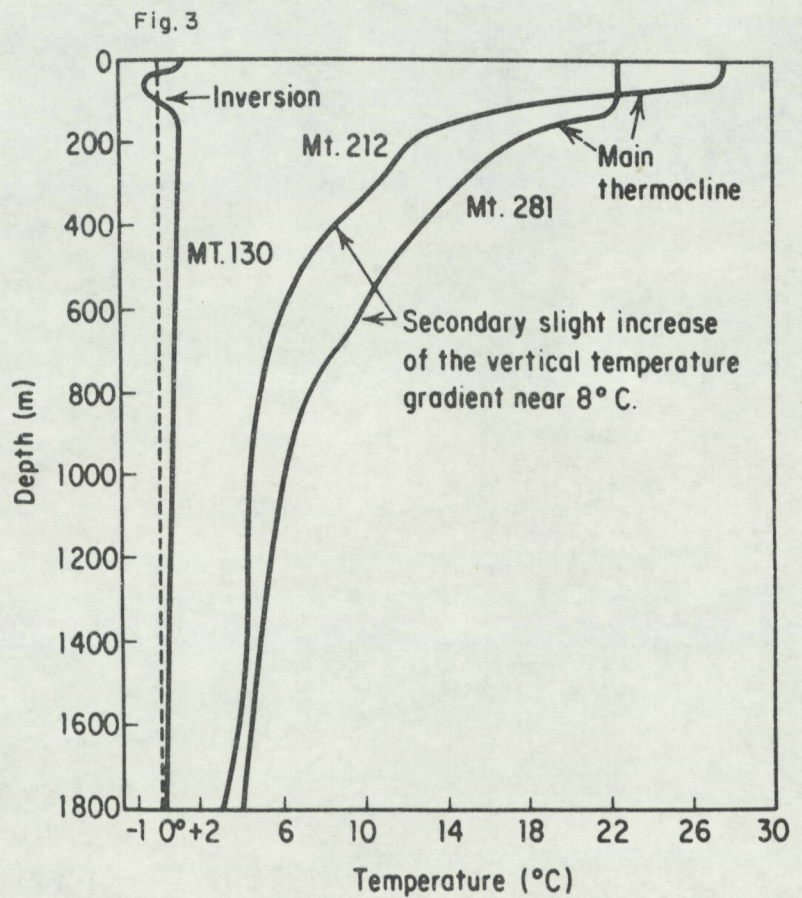
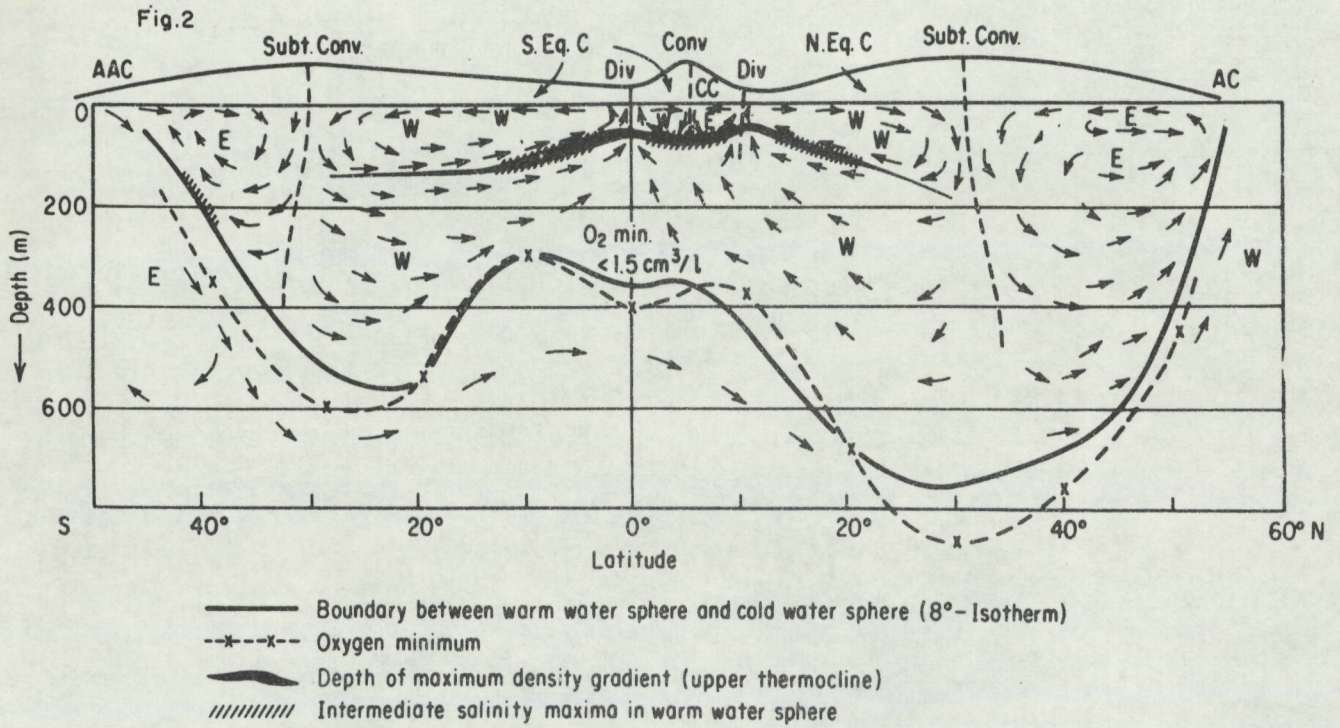


Fig. 4

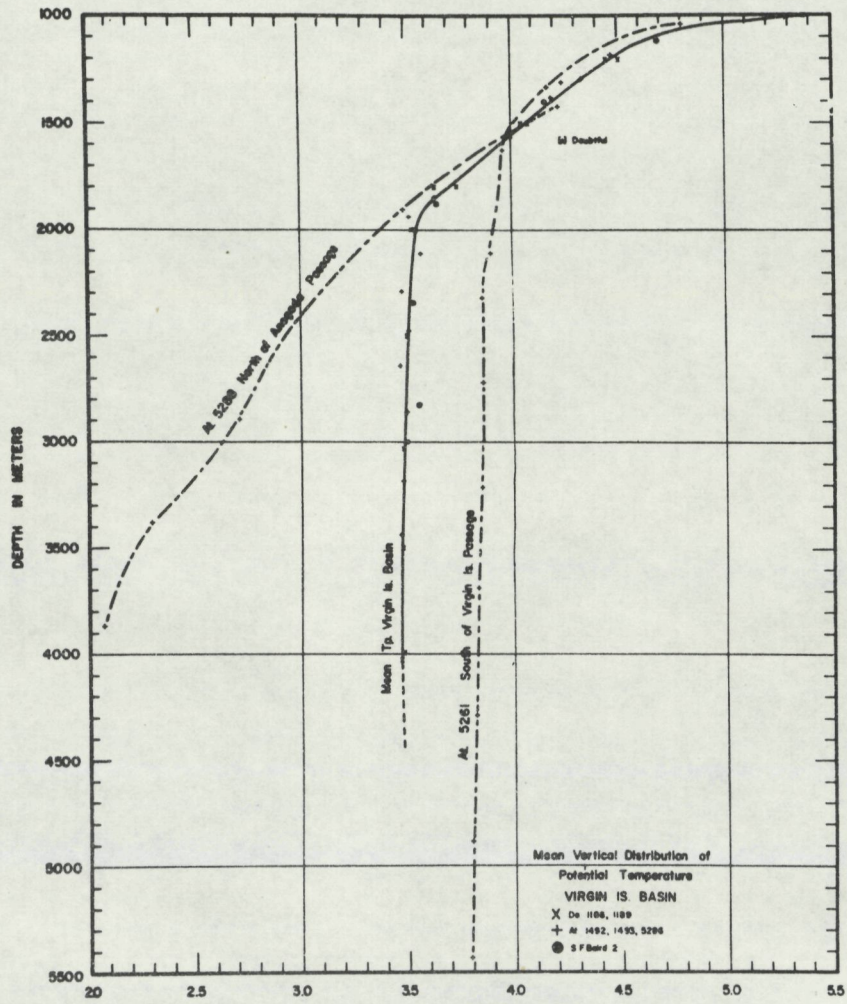


Fig. 5

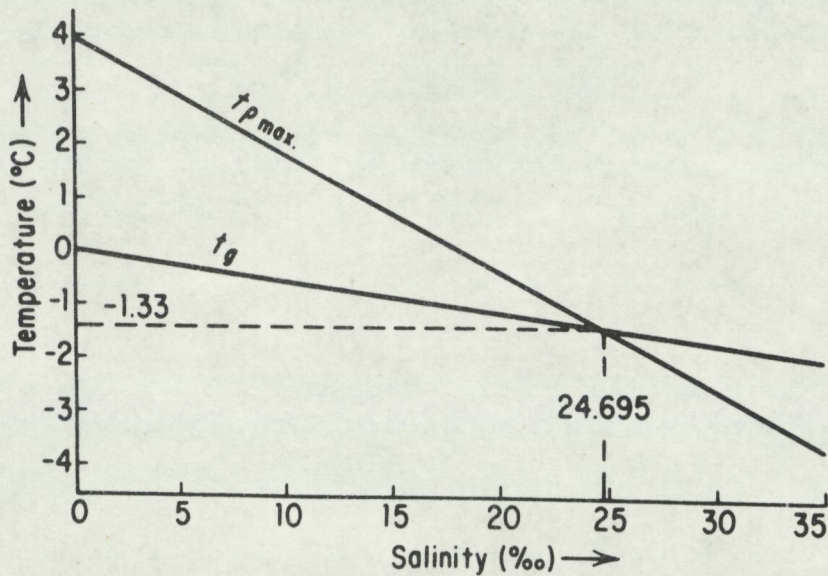


Figure 3.6 Temperature of the density maximum, $t_{\rho \max}$, and temperature of the freezing point, t_f , for sea water of different salinities.

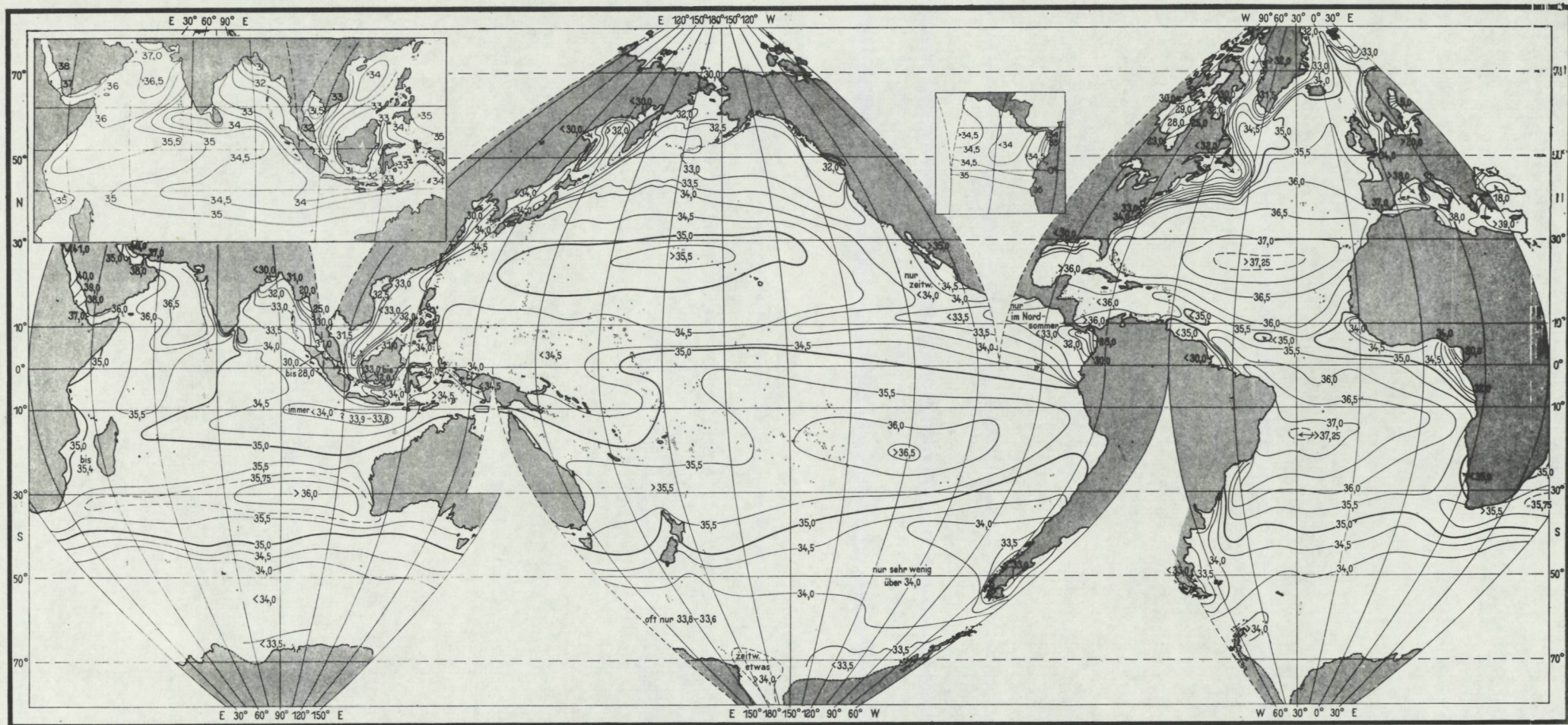


PLATE 5. Average sea-surface salinity (‰) of the world oceans.
 (See Vol. I, Pt. I, p. 161 et seq.)

Fig. 6

Fig. 7

Density of Water Masses in Ocean, Vertical and Horizontal Density Distribution 191

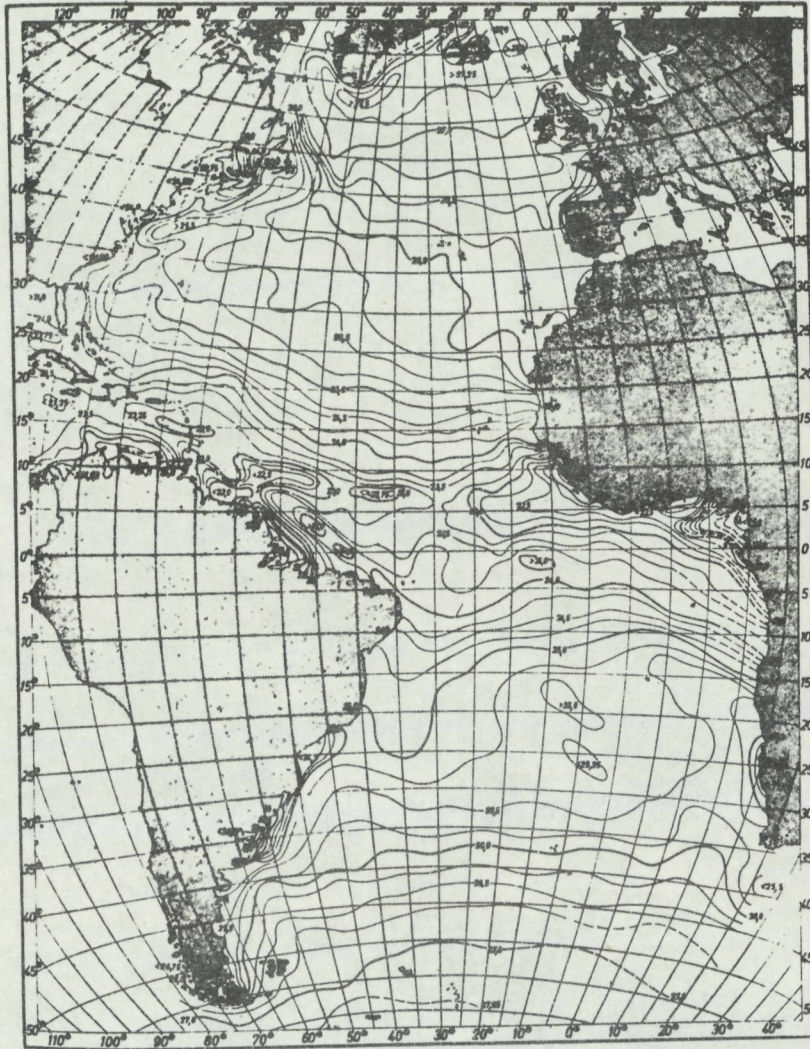


Fig. 8

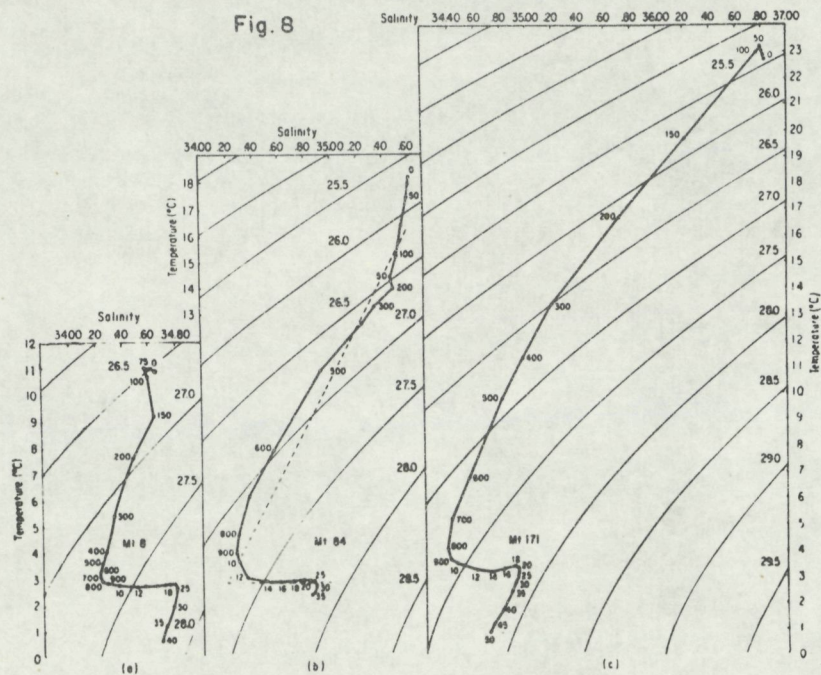
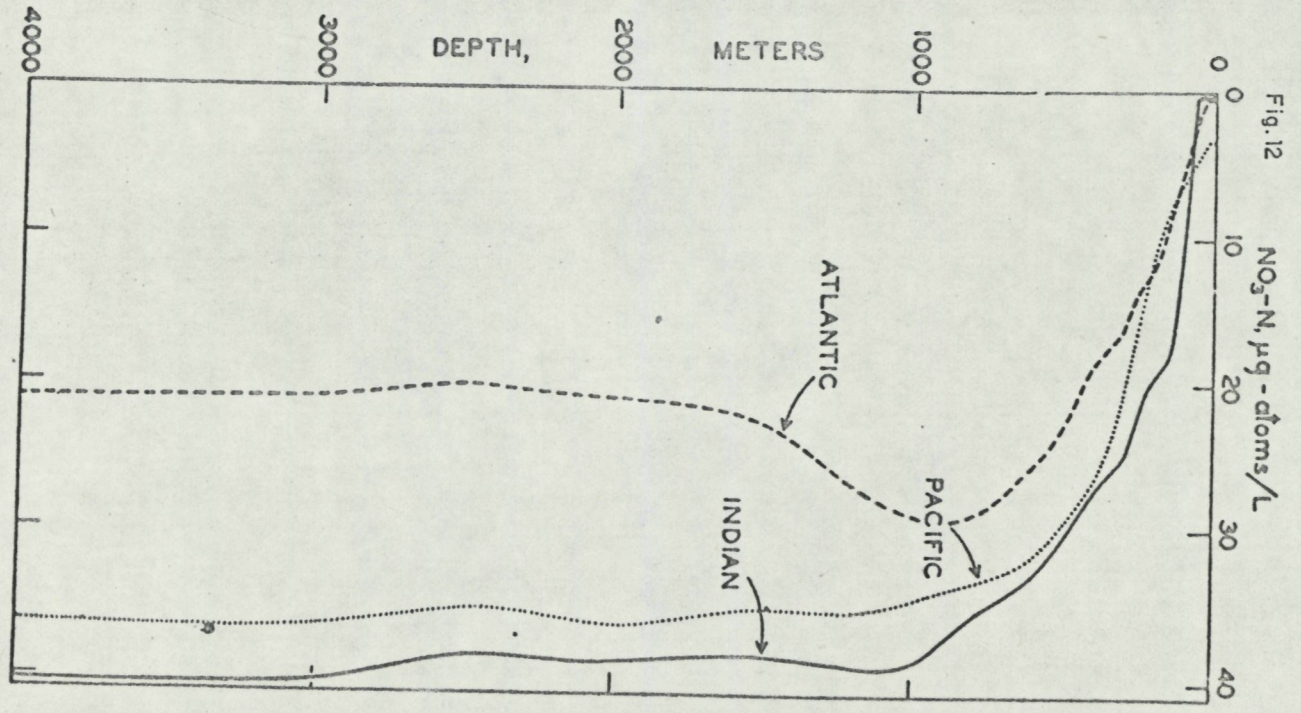
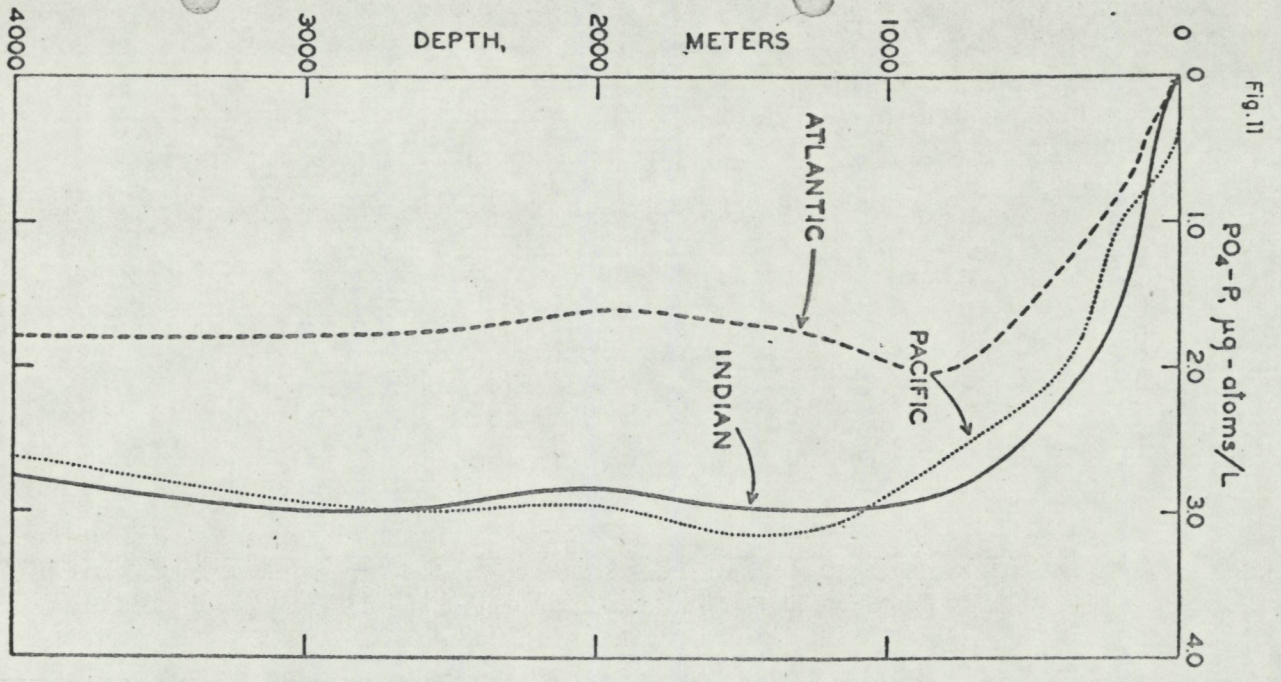


Figure 13.3 T-S diagrams for three Meteor stations. The figures along the T-S curves indicate depth in meters. For depths of 1000 meters and more, the depths are shown as 10, 12, 14, etc., omitting the last two zeros. The curves labelled 25.5, 26.0, 26.5, . . . , 29.5 represent lines of equal σ_t value

Fig.10



Scale 1: 100 mill.



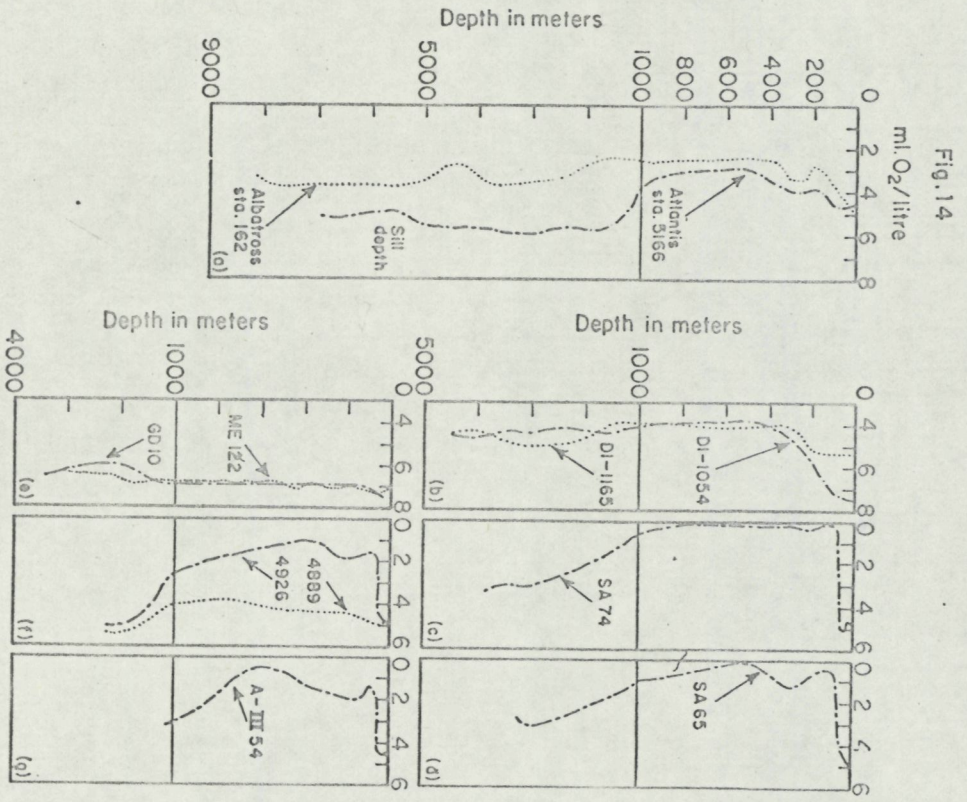
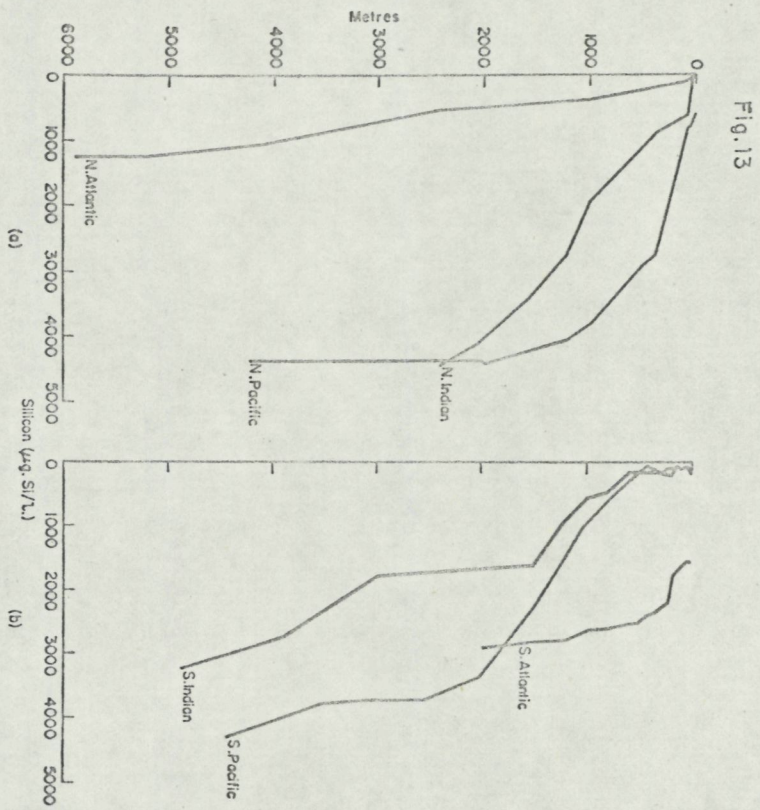


Fig. 15

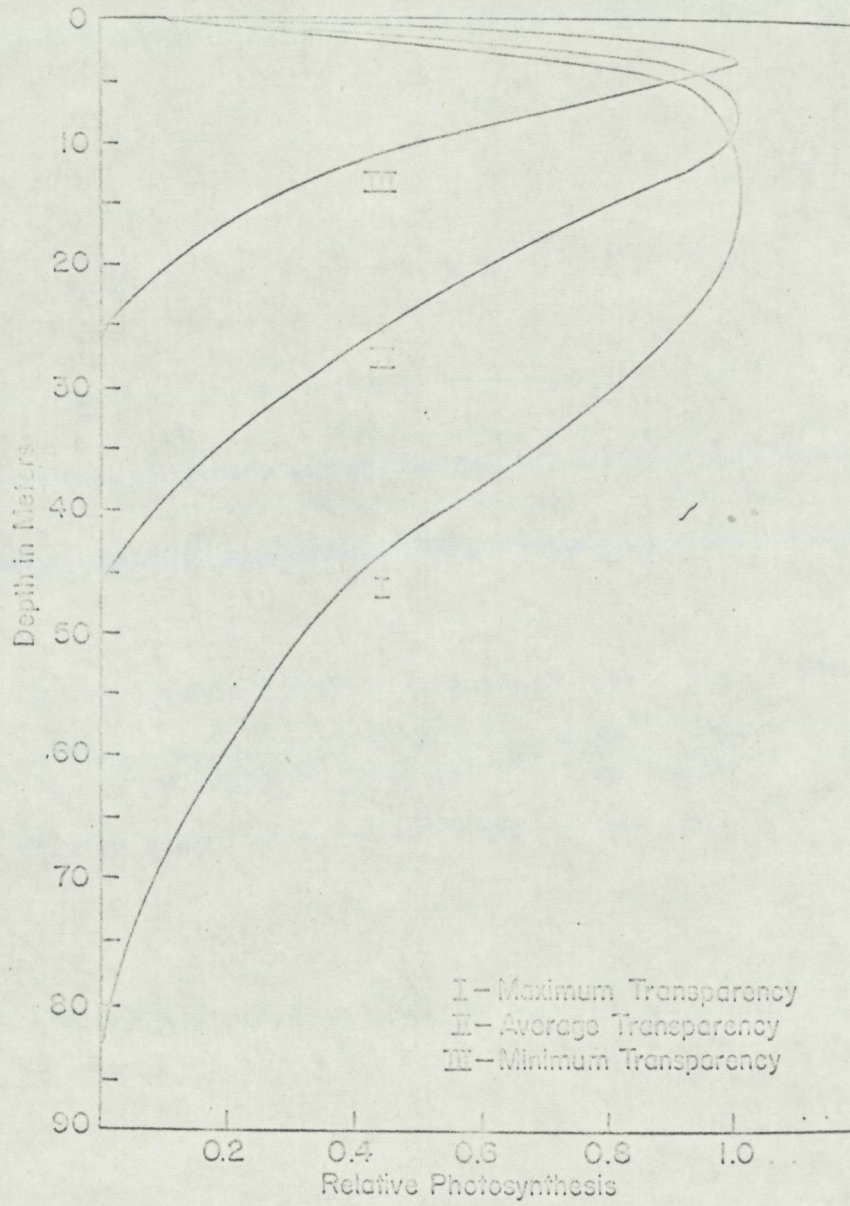


Fig.16

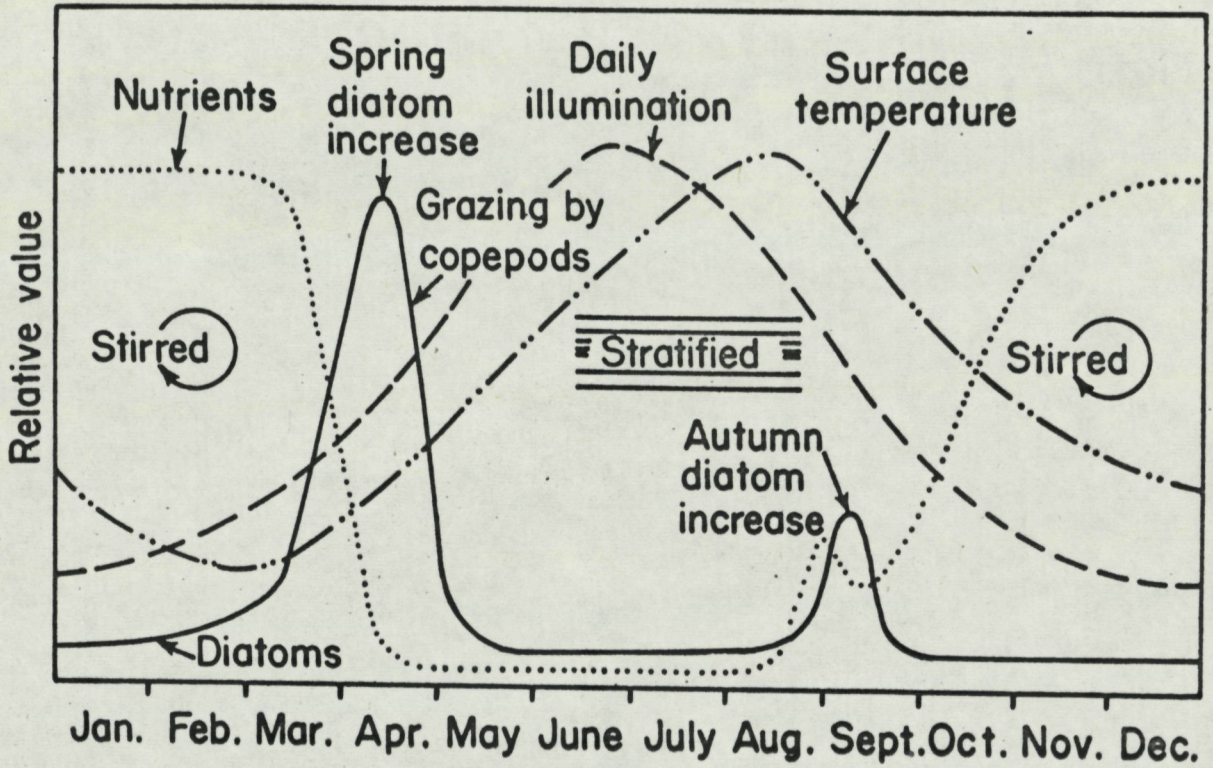


Fig.17

