

Océanographie biologique et biologie marine (2)

La vie pélagique

Louis Devèze
Jean-Marie Pérès
Maurice Caullery

Presses universitaires de France

OCÉANOGRAPHIE BIOLOGIQUE
ET BIOLOGIE MARINE

II

16°S
1076
(3, II)

1 = 481

JL. 12 9 1963 . 11953

« EUCLIDE »

INTRODUCTION AUX ÉTUDES SCIENTIFIQUES

Collection publiée sous la direction de

CHARLES MAURAIN et MAURICE CAULLERY
Membres de l'Institut



PREMIÈRE SECTION :

Mathématiques et Astronomie mathématique

dirigée par Daniel DUGUÉ

Professeur à la Sorbonne

Directeur de l'Institut de Statistique

DEUXIÈME SECTION :

**Physique du Globe, Astronomie physique
et Sciences de la Terre**

dirigée par Charles MAURAIN

Membre de l'Institut

TROISIÈME SECTION :

Physique

dirigée par Gustave RIBAUD

Membre de l'Institut

QUATRIÈME SECTION :

Chimie

dirigée par Louis HACKSPILL

Membre de l'Institut

CINQUIÈME SECTION :

Biologie animale

dirigée par Louis FAGE

Membre de l'Institut

SIXIÈME SECTION :

Biologie végétale et Agronomie

dirigée par Roger HEIM

Membre de l'Institut

« **EUCLIDE** »
INTRODUCTION AUX ÉTUDES SCIENTIFIQUES

BIOLOGIE ANIMALE
SECTION DIRIGÉE PAR LOUIS FAGE

**OCÉANOGRAPHIE
BIOLOGIQUE
ET BIOLOGIE
MARINE**

par

J.-M. PÉRÈS

et

L. DEVÈZE

Professeur
à la Faculté des Sciences de Marseille
Directeur
de la Station Marine d'Endoume
et du Centre d'Océanographie

Professeur
à la Faculté des Sciences de Marseille

**TOME SECOND
LA VIE PÉLAGIQUE**



PRESSES UNIVERSITAIRES DE FRANCE
108, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, PARIS

—
1963

« EUCALIDE »
INTRODUCTION AUX ETUDES SCIENTIFIQUES
BIOLOGIE ANIMALE
SÉRIE COMPLÈTE DES LEÇONS PARIS

Océanographie
Biologie
ET BIOLOGIE

DÉPOT LÉGAL

1^{re} édition 3^e trimestre 1963

TOUS DROITS

de traduction, de reproduction et d'adaptation
réservés pour tous pays

© 1963, Presses Universitaires de France



PRESSES UNIVERSITAIRES DE FRANCE
108, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, PARIS

1963

AVANT-PROPOS

La logique eût voulu que le tome de ce modeste précis, consacré à la Vie pélagique, parût en premier. Peut-être une édition ultérieure permettra-t-elle de rétablir cet ordre normal et de traiter des eaux avant de décrire les fonds, en même temps qu'elle me donnera le moyen de renouveler certains chapitres, déjà dépassés, du volume consacré à la Vie benthique.

L'essor de la Science océanographique est tel, de nos jours, qu'il ne se peut comparer qu'à celui des Sciences spatiales ; il exige, comme pour celles-ci, des mises à jour rapprochées.

Depuis trois années mon collaborateur et collègue Louis DEVÈZE professe un cours sur le Pelagos, tandis que j'assure celui concernant le Benthos. Depuis sept ou huit ans aussi j'ai accumulé, sur le Domaine pélagique, des notes, tant en vue de la rédaction de ce volume que pour la mise à jour des cours que j'ai donnés sur divers océans ou mers. C'est de ce double effort qu'est sorti le présent tome II du *Précis d'Océanographie biologique et de Biologie marine*.

Puisse-t-il, en attirant l'attention des jeunes étudiants en Sciences sur les Sciences de la Mer, susciter pour celles-ci quelques vocations.

J.-M. P.

AVANT-PROPOS

La logique est venue que le tome de ce modeste précis consacré à la Vie pélagique parut en premier. L'eût-elle une édition ultérieure permise, elle de même est ordinaire et de traiter des eaux avant de décrire les fonds; en même temps qu'elle me donner le moyen de rassembler certains chapitres déjà dispersés du volume consacré à la Vie benthique.

L'essor de la Science océanographique est tel, de nos jours, qu'il ne se peut comparer qu'à celui des Sciences spatiales; il exige, comme pour celles-ci, des mises à jour rapprochées.

Depuis trois années mon collaborateur et collègue Louis Devèze professe un cours sur les Pélagos, tandis que j'assure celui concernant le Benthos. Depuis sept ou huit ans aussi j'ai accumulé, sur le Domaine pélagique, des notes, tant en vue de la rédaction de ce volume que pour la mise à jour des cours que j'ai donnés sur divers océans ou mers. C'est de ce double effort qu'est sorti le présent tome II du Précis d'Océanographie biologique et de Biologie marine.

Puisse-t-il, en attirant l'attention des jeunes étudiants en Sciences sur les Sciences de la Mer, susciter pour celles-ci quelques vocations.

L.-M. P.

CHAPITRE PREMIER

LE MILIEU

Avant d'envisager les peuplements du Domaine pélagique tels qu'ils ont été définis dans le tome I, p. 18 et suivantes (cf. aussi p. 140 du présent tome), il importe d'étudier le milieu, c'est-à-dire les caractéristiques physiques et chimiques des eaux marines. Nous envisagerons ainsi, successivement, les facteurs : éclairément, pression, viscosité, température, sels et gaz dissous.

1. 1. Pénétration des radiations solaires dans les eaux (1)

1. 1. 1. Généralités

Le problème de la pénétration des radiations solaires dans les eaux marines n'est pas un problème simple. Il pourrait être posé, très schématiquement, de la manière suivante : une source lumineuse, de durée et d'intensité variables, le soleil, dirige des rayons qui forment avec une surface, supposée plane dans le cas le plus simple, celle de la mer, un angle d'incidence variant dans des limites définies. Mais avant que ne se pose le problème proprement dit de la pénétration de ces radiations dans les eaux, l'énoncé s'en trouve déjà compliqué par d'autres paramètres. En effet, entre le soleil et la surface de la mer, peuvent s'intercaler

(1) Voir t. I, p. 148 et suiv.

des nuages, dont l'épaisseur et le taux de couverture, par rapport à l'ensemble du ciel, sont également essentiellement variables ; ils contribuent à modifier quantitativement et qualitativement la lumière émise. A ces écrans s'ajoute l'intervention de particules en suspension dans l'atmosphère. D'autre part, la surface de la mer n'est évidemment pas plane, mais au contraire agitée par des mouvements superficiels (vagues, houles) ; l'angle d'incidence se trouve donc modifié au niveau même de la surface des eaux. Ce simple énoncé des données du problème montre à quel point l'étude qualitative et quantitative de la lumière solaire qui touche la surface des mers est complexe.

Cette complexité se retrouve lorsqu'on aborde le problème de la pénétration proprement dite des radiations qui touchent la surface des eaux. En premier lieu, l'eau de mer ne constitue pas un milieu optiquement pur. Certaines substances chimiques mal connues, qui sont présentes en solution vraie, des particules minérales et organiques (ces dernières pouvant être figurées par de simples déchets ou par des organismes vivants), constituent autant d'obstacles à cette pénétration. Les différentes couches d'eaux agissent un peu à la manière de filtres qui modifient la lumière au cours de sa pénétration ; celle-ci est arrêtée aussi, en partie, par les particules en suspension qui la diffusent dans toutes les directions. Mais l'importance quantitative et aussi qualitative de ce matériel en suspension est essentiellement variable, et chaque zone marine possède, à cet égard, des caractéristiques propres. Les eaux littorales, normalement plus turbides, seront évidemment très différentes des eaux du large.

Seuls seront traités ici les aspects du problème de la pénétration de la lumière solaire dans les eaux marines qui intéressent directement l'Océanographie biologique. Ces données sont de première importance pour le biologiste car elles constituent l'une des bases de la productivité primaire des eaux ; à l'image des végétaux terrestres, les végétaux aquatiques (et en parti-

culier le phytoplancton) ont un besoin impératif d'une source d'énergie lumineuse à des fins de synthèse cellulaire. C'est donc en première analyse la zone de pénétration des radiations lumineuses qui délimitera l'épaisseur de la couche d'eau où se localisera le phytoplancton. Chose également importante, les végétaux planctoniques sont très sensibles à l'égard de la lumière très violente (qui leur est néfaste), mais exigent aussi une intensité lumineuse minimale. Ce sont donc les besoins en énergie lumineuse des végétaux qui, liés aux conditions de pénétration de la lumière en général et peut-être aux longueurs d'ondes préférentielles pour eux, conditionneront l'importance relative de la production végétale au sein des couches d'eaux de la zone photosynthétique, et, par là, la surface plus ou moins grande de base de ce qu'on appelle la pyramide alimentaire, au sommet de laquelle se trouvent les prédateurs de l'ordre le plus élevé.

Enfin, cet aspect de l'utilisation de l'énergie des radiations solaires qui pénètrent dans les eaux par les organismes autotrophes pour des besoins physiologiques ne doit pas faire oublier un autre aspect de ce problème, d'ordre plus général : celui de l'intervention de l'énergie solaire dans le budget thermique des mers et des océans.

1. 1. 2. Modalités de l'absorption

Les radiations solaires qui tombent sur la surface de la mer ne pénètrent pas en totalité en dessous de la surface des eaux. Par ailleurs la fraction des radiations qui pénètre la couche d'eau subit des modifications, les radiations étant plus ou moins rapidement absorbées, et aussi dispersées, dans la masse d'eau.

Tout d'abord, du fait de la réflexion de la lumière solaire sur la surface des eaux, seule une fraction de celle-ci pénètre effectivement au-dessous de la surface. Par temps clair et mer parfaitement calme (cas le plus simple), la fraction de lumière réfléchie est fonction de l'angle d'incidence des rayons lumineux par

rapport à la surface de la mer, c'est-à-dire de la position du soleil dans le ciel. Le pourcentage de lumière solaire réfléchié dans les conditions ci-dessus indiquées est donné par le tableau suivant.

Altitude du soleil en degrés (angle formé avec l'horizon)	Pourcentage de lumière réfléchié
5°.....	40 %
10°.....	25 -
20°.....	12 -
30°.....	6 -
40°.....	4 -
50° à 90°.....	3 -

On voit donc que la possibilité de pénétration de la lumière solaire dans la mer est d'autant plus grande que l'angle formé par les rayons avec la verticale sera plus petit, c'est-à-dire que le soleil sera plus haut dans le ciel.

Il est évident que tout facteur réduisant la luminosité du ciel (nuages ou brume) modifie par contrecoup le pourcentage de lumière susceptible de pénétrer dans les eaux. D'autre part, on a vu déjà que la présence de vagues contribue à élever le pourcentage de réflexion, et en particulier par soleil bas.

Nous verrons ultérieurement, lorsque nous aborderons la biologie et la physiologie des organismes pélagiques, le grand intérêt que présente la diminution progressive des diverses fractions du spectre solaire, au fur et à mesure que l'on s'enfonce plus profondément au-dessous de la surface. Dès qu'on pénètre au-dessous de la surface (dès les premiers centimètres), les couches d'eau agissent à la manière de filtres qui modifient d'une manière plus ou moins sélective la composition de la lumière qui les traverse. On a défini (vol. I, p. 150) le coefficient d'extinction de l'eau de mer K_0 pour une radiation de longueur d'onde déterminée. Ce coefficient d'extinction diffère, non seulement avec la longueur d'onde considérée, mais aussi avec la couche

d'eau (vol. I, p. 156-157) ; on admet généralement qu'il est donné par la relation :

$$K_0 = 2,30 (\log I_{\lambda, z} - \log I_{\lambda, (z+1)})$$

dans laquelle :

$I_{\lambda, z}$ = intensité des radiations de longueur d'onde λ sur une surface supposée horizontale à une profondeur de Z mètres ;

$I_{\lambda, (z+1)}$ = intensité des mêmes radiations de longueur d'onde λ , sur une surface supposée horizontale à la profondeur de $(Z + 1)$ mètres.

On voit, d'après cette relation, que ce coefficient, appelé aussi exposant de transmission, suppose l'étude, pour chaque radiation lumineuse de longueur d'onde déterminée, de l'absorption entraînée, à une profondeur donnée, par le passage au travers d'une couche d'eau de un mètre.

Cette absorption des radiations lumineuses par les eaux n'est pas un phénomène simple ; elle représente en fait la somme d'interventions multiples : l'absorption due à l'eau proprement dite ; l'absorption par les matières organiques dissoutes (notamment celles qui sont colorées) ; la dispersion moléculaire de l'eau ; l'absorption par les organismes et les particules en suspension ; la dispersion par les organismes et les particules en suspension.

C'est cette pluralité d'interventions qui explique le fait que le coefficient d'extinction soit sujet à des variations locales importantes, et, aussi, pour une localité donnée, à des variations verticales, en fonction de la profondeur et à des variations dans le temps.

1. 1. 3. Méthodes de mesure de l'absorption des radiations

1. 1. 3. 1. *Disque de Secchi.* — Les premières mesures d'absorption des radiations lumineuses par les couches d'eau dans la partie visible du spectre ont été faites grâce à un disque

de 30 cm de diamètre, de couleur blanche, appelé disque de SECCHI. Ce disque est immergé lentement, et maintenu le plus rigoureusement possible en position horizontale. On note, grâce à des marques placées sur le câble d'immersion, la profondeur maximale à laquelle ce disque est encore perceptible.

L'indication de la profondeur à laquelle ce disque disparaît à la vue des observateurs ne donne qu'une estimation grossière de l'absorption des radiations ; les premiers océanographes purent toutefois en déduire l'existence de différences locales de transparence assez importantes. Par exemple, dans la mer des Sargasses, la profondeur maxima de visibilité, est de 66,5 m, et, dans des eaux côtières turbides, de 1 m seulement ; on a même noté dans la mer d'Azov, au moment des grandes poussées planctoniques, la disparition du disque à une profondeur de 12 cm.

Divers auteurs ont proposé, après comparaison avec d'autres méthodes, des formules qui permettent d'utiliser le disque de Secchi pour mesurer le coefficient d'extinction K ou la profondeur d (en mètres) de la couche euphotique, en fonction de la profondeur D à laquelle disparaît le disque. Les deux plus usitées de ces formules sont :

$$K = 1,7/D \text{ (POOLE et ATKINS)}$$

et

$$d = 2,5 D \text{ (STRICKLAND)}$$

1. 1. 3. 2. *Chambres photographiques.* — Plus tard, on a employé des plaques photographiques qui étaient placées dans un container étanche muni de fenêtres, et que l'on immergeait à différentes profondeurs. En faisant varier la profondeur et la durée du temps d'exposition des plaques, on tentait de connaître la profondeur maxima à laquelle la lumière pouvait impressionner les plaques photographiques. Ainsi HELLAND-HENSEN, au voisinage des Açores, a noté les différences suivantes : à 500 m de profondeur une plaque exposée pendant 40 minutes montre un fort noircissement ; à 1 000 m de profondeur une autre plaque exposée pendant 80 minutes montre également un

fort noircissement ; mais à 1 700 m de profondeur une plaque, même exposée pendant 120 minutes, n'est pas impressionnée.

Cette méthode a l'inconvénient de ne donner qu'un résultat brut (présence ou absence de lumière à une profondeur donnée) ; la nature des radiations n'était pas connue.

Un nouveau progrès consiste à ajouter, aux fenêtres par lesquelles la lumière entre dans les containers étanches pour impressionner les plaques photographiques, des filtres colorés. Ceci a permis d'aborder le problème qualitatif, c'est-à-dire l'estimation de la longueur d'onde des radiations lumineuses qui pénètrent dans les eaux à des profondeurs déterminées. C'est par cette méthode qu'on s'est aperçu que la portion rouge du spectre est rapidement absorbée par le passage de la lumière dans les eaux, alors que les portions verte et bleue pénètrent à des profondeurs plus grandes.

On a ainsi établi que la lumière, non seulement subit une diminution d'intensité au fur et à mesure qu'elle pénètre plus profondément dans les eaux, mais encore que la pénétration est fonction de la couleur des radiations qui la composent, c'est-à-dire de la longueur d'onde (cf. vol. I, p. 155 et suiv.).

W. BEEBE, qui plongea plusieurs fois avec sa bathysphère dans les eaux claires des Bermudes, a noté, pour l'œil humain, que, dès 18 m de profondeur, la lumière rouge a disparu ; à 100 m, c'est le tour de la lumière jaune ; vers 240 m, la partie verte et bleue du spectre disparaît presque complètement à son tour ; au-delà de 240 m règne une lumière d'un bleu sombre, presque noir, et, vers 520-580 m, commence la sensation d'obscurité absolue.

1. 1. 3. 3. *Photomètres*. — Plus récemment, en raison des grandes différences d'absorption qui ont été observées aux différentes longueurs d'onde, des efforts ont été réalisés en vue d'une mesure aussi précise que possible de l'absorption dans les bandes spectrales étroites. Cette amélioration a été rendue possible grâce à la réalisation de filtres colorés suffisamment

précis pour permettre le passage d'une bande spectrale assez étroite, et surtout grâce à l'emploi de cellules photoélectriques qui permettent de transformer le flux lumineux qui impressionne la cellule en courant électrique. Les appareils dérivés de cette conception sont appelés des photomètres. Celui, par exemple, utilisé lors de l'expédition de la *Galathea* était composé d'une cellule photoélectrique enfermée dans un boîtier étanche, percé d'une fenêtre dans sa face supérieure, c'est-à-dire dans la face qui, en position d'immersion, regarde la surface de la mer ; devant cette fenêtre, un dispositif spécial permet de déplacer des filtres de couleurs différentes correspondant chacun à une bande spectrale étroite. Des câbles électriques connectés à la cellule photoélectrique permettent de mesurer sur le pont du navire, à l'aide d'un galvanomètre sensible, le courant émis par la cellule, non seulement en fonction de la profondeur d'immersion, mais également suivant les différents filtres placés devant la fenêtre du boîtier. Les mesures réalisées à l'aide de tels appareils doivent être faites sous lumière incidente constante, c'est-à-dire par un jour clair et ensoleillé ou avec une couverture de nuages uniforme.

De plus, si on veut étudier le pourcentage de radiations atteignant une profondeur donnée, il est nécessaire de faire des lectures simultanées : de la radiation incidente atteignant la surface de l'eau, et de la radiation qui pénètre à la profondeur étudiée. C'est ainsi que, lors de l'expédition de la *Galathea*, on avait adjoint au photomètre de profondeur une cellule semblable à celle qui l'équipait, mais qui demeurait en surface et permettait de mesurer les variations de lumière incidente à la surface de l'eau.

1. 1. 4. Résultats de l'analyse de l'absorption des radiations

Depuis quelques années, l'étude systématique de l'absorption des radiations lumineuses par l'eau de mer est en pleine évolution ; on doit donc admettre avec une certaine réserve les résultats

actuels et qui sont susceptibles de subir dans les années à venir des modifications importantes.

Il faut noter tout d'abord que la mesure du coefficient d'extinction qui définit l'absorption des radiations par l'eau de mer est en fait une mesure de la réduction de l'intensité lumineuse sur une distance verticale. Elle semble donc dépendre du caractère plus ou moins oblique des rayons lumineux. Toutefois l'obliquité des rayons incidents est réduite par la réfraction qui s'exerce lorsque les rayons pénètrent dans l'eau. L'effet de dispersion, dû au matériel en suspension dans les eaux, réduit aussi dans une certaine mesure l'effet de l'obliquité des rayons.

Quand les rayons solaires traversent la surface de l'eau, l'angle de réfraction s'accroît de 0 (lorsque le soleil est au zénith) jusqu'à 48° 5 (quand le soleil est à l'horizon). Ainsi, les rayons les plus obliques qui pénètrent dans l'eau forment avec la verticale un angle inférieur à 48°.

On peut admettre, en raison de l'effet de dispersion et du tamisage par absorption des rayons les plus obliques, que la radiation qui pénètre à des profondeurs modérées devient proche de la verticale. Ainsi la mesure du coefficient d'extinction sera pratiquement indépendante, dans de larges limites, de l'angle du soleil au-dessus de l'horizon.

Cette remarque préliminaire étant faite, il semble que l'on puisse admettre que les radiations situées aux deux extrémités du spectre sont celles qui sont absorbées le plus rapidement et avec la plus grande intensité lors du passage des rayons lumineux dans les eaux ; les radiations ultraviolettes proches du spectre visible et les radiations rouges sont ainsi celles qui disparaissent le plus rapidement. On peut noter en passant, à propos des premières, que récemment encore certains écologistes expliquaient la pauvreté relative du milieu biotique (et notamment des populations bactériennes) en surface par l'action létale des radiations ultraviolettes. Or des mesures faites à ce sujet

ont montré que les radiations ultraviolettes les plus létales situées entre 210 et 296 $m\mu$ (maximum létalement entre 250 et 280 $m\mu$) sont réduites de 50 % par le passage à travers les 10 cm superficiels d'eau et que toute action létalement des ultraviolets devait être considérée comme nulle à partir d'un mètre de profondeur ; ce facteur ne saurait donc être retenu. Par ailleurs, ce sont les radiations situées dans la partie bleue du spectre qui ont tendance à pénétrer le plus profondément dans les eaux.

Cette pénétration sélective des radiations bleues dans les plus grandes profondeurs semble pouvoir être expliquée de la manière suivante. La dispersion moléculaire (due uniquement aux molécules de l'eau) est maximale dans la partie bleue du spectre ; mais la fraction de ces radiations dispersée vers le bas n'est pas pour autant perdue pour le système optique que constitue l'eau de mer, en ce qui concerne la pénétration en profondeur. D'autre part, s'ajoute à cela le fait que les radiations bleues ont une absorption très faible par l'eau de mer elle-même.

Les radiations vertes viennent, dans l'ordre des absorptions croissantes, immédiatement après les radiations bleues. Les observations faites dans les eaux océaniques très claires à faible production planctonique ont montré que : 1/100 des radiations bleues pénètre à une profondeur de 130 m ; 1/100 des radiations vertes pénètre à une profondeur de 80 m ; 1/100 des radiations rouges pénètre à une profondeur de 15 m.

On a ainsi noté que la plus grande transparence des eaux océaniques les plus claires est pour les radiations de 480 $m\mu$ de longueur d'onde, c'est-à-dire dans la partie bleue du spectre ; 97,5 % des radiations de longueur d'onde $\lambda = 480 m\mu$ peuvent traverser une couche d'eau océanique très claire de 1 m d'épaisseur.

En ce qui concerne les eaux côtières, par contre, ce sont les radiations vertes ou jaunes qui semblent pénétrer le plus profondément dans les eaux d'une certaine turbidité. Effectivement, on a mesuré que la plus grande transparence des eaux côtières

était, suivant les cas, soit pour une longueur d'onde de 530 μ , soit à une longueur d'onde quelque peu supérieure, c'est-à-dire dans la partie verte ou vert-jaune du spectre (cf. vol. I, p. 156). Par contre, dans les eaux côtières, nous constatons que 63,5 % seulement des radiations bleues de longueur d'onde 480 μ peuvent traverser une couche de 1 m d'épaisseur.

Ces différences entre les eaux océaniques et les eaux néritiques, en ce qui concerne le coefficient d'extinction pour les diverses longueurs d'onde, paraissent être en rapport avec la présence d'un matériel particulaire fin en suspension ; ce sont ces particules ténues qui interviennent directement en tant qu'agent absorbant des radiations et provoquent un véritable tamisage de la lumière pénétrante ainsi que la dispersion et la réflexion des radiations au sein de la couche d'eau.

En ce qui concerne les eaux océaniques à production planctonique faible, ce principe général est évidemment valable ; l'importance de l'absorption qui détermine la plus ou moins grande pénétration des radiations semble être approximativement fonction de l'importance qualitative propre du matériel particulaire fin en suspension dans ces eaux. Par exemple, dans les régions tropicales ou subtropicales de l'Atlantique, dans la mer des Sargasses, et d'une façon générale dans toutes les aires où les eaux sont très claires et ont une production planctonique faible, la pénétration de la lumière est effective jusqu'à des profondeurs relativement grandes ; cette pénétration y est 4 à 5 fois plus grande que dans les eaux de la Manche par exemple. Des études ont montré que le matériel particulaire en suspension responsable de l'absorption des radiations lumineuses dans les eaux océaniques pouvait être retenu par filtration sur filtre Berkefeld « fin ». Mais on ne sait pas encore avec certitude si ce matériel particulaire en suspension produit un effet vraiment sélectif sur l'absorption ou la dispersion des radiations dans les eaux (UTTERBACK, KÄLLE) ou si cet effet n'est pas à proprement parler, sélectif (CLARKE et JAMES).

Il semble, d'autre part, qu'il existe une certaine analogie entre les eaux côtières riches en matériel particulaire en suspension, et celles des régions océaniques à forte production planctonique. On a également noté, pour ces eaux, des variations dans l'absorption des radiations en fonction de la quantité de matériel fin en suspension.

Il est évident que les eaux côtières sont plus turbides que les eaux du large en raison, notamment, de la présence d'un matériel détritique et de vases remués par les mouvements de marées ou amenés par les drainages terrigènes ; il est donc naturel que la pénétration de la lumière soit plus faible dans les eaux côtières que dans les eaux océaniques. Cet effet de tamisage de la lumière par les particules en suspension est très important, comme le prouve le tableau suivant relatif aux eaux de la Manche septentrionale.

Pourcentage de lumière absorbée	Près de Plymouth	A 10 milles au large de Plymouth
50 %	2 m de profondeur	4,50 m de profondeur
75 -	4,50 m	9,50 m
90 -	8 m	17 m

Toujours au large de Plymouth, à 25 m de profondeur, la fraction de la lumière incidente qui parvient au fond est infime et varie entre 1,5 et 3 %.

L'absorption peut être d'autre part considérablement accrue si des accumulations très denses d'organismes planctoniques se forment, aussi bien dans les eaux côtières que dans les eaux océaniques, et ces absorptions peuvent être sélectives. Tel est le cas, par exemple, des essaims du Flagellé colonial *Phaeocystis* qui donne une couleur brune à la mer, ou de divers Dinoflagellés (*red tide*) (cf. p. 252) produisant une couleur brun chocolat ou rouge sang, ou encore de Coccolithophorides qui produisent les eaux dites « décolorées », d'un blanc laiteux.

Nous avons vu précédemment que, dans les eaux côtières, ce sont les radiations vertes qui ont tendance à pénétrer le plus profondément ; il n'est pas rare que, dans ces eaux, l'absorption soit telle que 1/100 seulement de ces radiations vertes dépasse la profondeur de 50 m. On a même signalé le cas d'une absorption exceptionnelle dans la baie de Walvis, sur la côte Ouest de l'Afrique du Sud ; au moment d'un phénomène d'eau rouge dû à une accumulation anormalement dense de Dinoflagellés, seule une fraction réduite évaluée à 1/100 des radiations vertes atteignait une profondeur de 70 cm. De telles accumulations d'organismes sont pratiquement inconnues dans les eaux du large. Cependant on a décelé, dans les eaux océaniques à très forte production planctonique, une propriété optique qui les rapproche des eaux côtières : ce sont, en effet, les radiations vertes et non bleues qui ont tendance dans ces eaux océaniques à pénétrer le plus profondément.

Il semble que le mécanisme explicatif de l'absorption des radiations lumineuses dans les eaux côtières et dans les eaux océaniques à forte production planctonique fasse intervenir un double processus. D'une part, il est évident tout d'abord que les particules en suspension susceptibles d'être retenues par filtration agissent en ce qui concerne l'absorption des radiations lumineuses. D'autre part, cette absorption est également due, en partie, à la présence d'un matériel susceptible de traverser même les filtres « fins », donc existant vraisemblablement à l'état de solution vraie dans les eaux (CLARKE et JAMES). KÄLLE a ainsi démontré la présence à la fois dans les eaux côtières (où leur importance est grande) et dans certaines eaux océaniques de pigments hydrosolubles dont la nature chimique est pratiquement inconnue. Ces pigments ont été appelés, d'une manière très vague : « substances jaunes ». Ils semblent être en rapport avec certains acides humiques et constituent vraisemblablement un produit métabolique stable qui doit être rattaché au développement phytoplanctonique.

1. 1. 5. *Étagement du domaine pélagique en fonction de l'éclairement*

On a vu précédemment que la pénétration des radiations solaires en fonction de la longueur d'onde était légèrement différente dans les eaux néritiques (ou riches en plancton) d'une part, et dans les eaux océaniques d'autre part. Ces différences restent, malgré tout, mineures, et l'on peut envisager une subdivision verticale des milieux océaniques en fonction de l'éclairement, subdivision déjà évoquée dans le volume I (p. 15 et suiv.) et s'appliquant plus particulièrement aux eaux véritablement océaniques.

On distingue ainsi, à partir de la surface, trois zones : euphotique, oligophotique, aphotique.

La zone **euphotique** s'étend depuis la surface jusqu'à une profondeur moyenne de 50 m (20 à 120 m — au maximum) ; elle reçoit une part relativement importante des radiations solaires, part qui est suffisante pour que se déroule un processus photosynthétique effectif.

Au-dessous de cette première couche les radiations ne pénètrent que faiblement ; de la limite inférieure de la couche euphotique jusqu'à la profondeur maximale à laquelle l'œil humain perçoit une sensation lumineuse, soit environ 500 m (300-600) s'étend la couche **oligophotique** (appelée aussi quelquefois **dysphotique**), le spectre solaire n'y est représenté que par les longueurs d'onde les plus pénétrantes ; les végétaux chlorophylliens autotrophes classiques ne peuvent s'y développer mais peuvent y survivre plus ou moins longtemps lorsqu'ils y descendent à partir de la couche euphotique sus-jacente. Il semble aussi que certains autotrophes unicellulaires spécialement adaptés puissent y prospérer (cf. vol. I, p. 17).

Enfin, au-delà de la limite inférieure proposée ci-dessus pour la zone oligophotique commence la zone aphotique ou d'obscurité totale. On admet généralement que la vie animale y existe seule,

à l'exception des bactéries hétérotrophes et, peut-être, de certaines formes hétérotrophes de *Coccolithophorides* ; l'existence possible de Diatomées, signalée par FERGUSON-WOOD (1956), appelle de sérieuses vérifications (cf. vol. I, p. 116).

1. 2. La pression hydrostatique

La pression hydrostatique, c'est-à-dire la pression exercée sur un corps donné par le poids de la couche d'eau le séparant de la surface se mesure soit en atmosphères, soit en unités C.G.S. L'atmosphère est la pression exercée par centimètre carré par une colonne de mercure de 760 mm de haut, à la température de 0° quand l'accélération de la pesanteur $g = 9,80665$. On emploie parfois en océanographie physique une autre unité, le torr (1 atmosphère = 760 torr). Dans le système C.G.S., 1 atmosphère = $1,0133 \times 10^6$ dynes/cm² ou 1,0133 bar (un bar = 10^6 dynes/cm²). L'unité pratique correspondante en océanographie physique est le décibar (= 0,1 bar) ; la pression par centimètre carré exercée par une colonne d'eau de mer de 1 m de haut est très voisine de 1 décibar.

En résumé, la pression hydrostatique dans la mer s'accroît approximativement de 1 décibar par mètre de profondeur ; donc l'expression de la profondeur en mètres et l'expression de la pression en décibars correspondent pratiquement à la même valeur numérique.

Dans les océans, la pression hydrostatique varie donc entre 0 (en surface) et environ 11 000 décibars (dans les plus grandes profondeurs).

Les pressions hydrostatiques élevées qui règnent dans les grandes profondeurs sont associées à des températures relativement basses (sauf dans les méditerranées). La pression et la température influent l'une et l'autre sur le métabolisme des espèces, mais aucun fait expérimental ne permet actuellement de dire si ces influences sont cumulatives ou antagonistes. Il est

possible cependant que les hautes pressions des grands fonds ne soient pas étrangères au gigantisme relatif de nombreuses formes abyssales (cf. vol. I, p. 110). On sait, en tout cas, que les Bactéries abyssales et hadales sont adaptées à vivre sous des pressions élevées ; on les a, pour cette raison, qualifiées de barophiles (cf. vol. I, p. 115).

1. 3. La viscosité

1. 3. 1. Définition. Mesure. Variations

La viscosité représente le frottement interne ou la résistance éprouvée par un fluide en mouvement, par exemple contre les parois d'un récipient. Cette définition appliquée à l'eau de mer représente donc, la résistance (force de friction) qui s'oppose à tout déplacement moléculaire ou particulaire.

On mesure en général cette force en étudiant l'écoulement d'un volume V de liquide de viscosité η pendant un temps t à travers un tube capillaire de rayon r et de longueur l sous l'action d'une pression P . Ces différents facteurs sont unis par la relation :

$$V = \frac{\pi \cdot P \cdot r^4}{8 \cdot \eta \cdot l} \times t \text{ (unité C.G.S.)}$$

La *poise* est l'unité de résistance, ou la force négative, qui s'oppose à tout déplacement moléculaire sous l'effet d'une dyne.

Les examens, encore très sommaires, de la viscosité de l'eau de mer se sont inspirés des techniques mises au point pour l'examen de ce facteur dans de nombreux autres fluides.

De nos jours, on emploie encore une légère modification apportée au viscosimètre d'OSTWALD. Celui-ci est constitué par un tube en U dont les bras sont parfaitement parallèles ; l'ensemble doit être en position rigoureusement verticale. La mesure de la viscosité s'effectue sous température constante très soigneusement contrôlée.

Deux chercheurs japonais (MIYAKA et KORZUMI, 1948), dont on donnera plus loin quelques résultats, ont utilisé un tube capillaire calibré de telle façon que 5 cm³ d'eau de mer puissent s'y écouler dans un temps variant de 5 à 10 minutes. La température était contrôlée avec une précision de 1/100 de degré centésimal. Ils ont ainsi calculé le coefficient de viscosité de l'eau de mer à différentes températures et aussi à des chlorinités très différentes en utilisant la relation suivante :

$$V_m = V_0 \frac{D_m \times t_m}{D_0 \times t_0}$$

où V_m = coefficient de viscosité de l'eau de mer, V_0 = coefficient de viscosité de l'eau pure, D_m = densité de l'eau de mer, D_0 = densité de l'eau pure à une température déterminée, t_m = temps d'écoulement de l'eau de mer dans le tube capillaire en secondes, t_0 = temps d'écoulement de l'eau pure dans le tube capillaire en secondes.

Si on ne considère que le facteur température, une eau de mer ayant une chlorinité de 20 ‰ présente les variations suivantes du coefficient de viscosité :

Températures	Coefficient de viscosité (en millipoises)
0°	18,90
3°	16,18
10°	14,03
15°	12,28
20°	10,85
25°	9,66
30°	8,66

On voit donc très nettement que ce coefficient diminue quand la température augmente ; ceci représente une donnée fondamentale de la viscosité de l'eau de mer.

D'autre part, la variation du seul facteur chlorinité permet d'observer des variations du coefficient de viscosité d'une eau de mer à température constante, par exemple 20° C, comme le prouve le tableau ci-après.

Chlorinité ‰	Coefficient de viscosité (en millipoises)
0	10,07
4	10,21
8	10,36
12	10,52
16	10,68
20	10,85

De ces résultats, on peut déduire la seconde donnée fondamentale en ce qui concerne la viscosité de l'eau de mer : à un accroissement de chlorinité correspond une élévation du coefficient de viscosité.

1. 3. 2. *Influence de la viscosité sur les processus océanographiques*

La connaissance de la viscosité de l'eau de mer présente souvent un intérêt certain non seulement en océanographie physique, mais aussi au point de vue biologique.

1. 3. 2. 1. *Influence de la viscosité sur les échanges entre masses d'eau différentes.* — La viscosité influe sur les échanges entre couches d'eaux, de caractéristiques physiques ou chimiques différentes.

Considérons une masse d'eau au repos, ou animée d'un mouvement d'ensemble rigoureusement homogène dans toute son épaisseur.

Les molécules d'eau, comme celles des substances dissoutes, se déplacent dans tous les sens. Grâce à ces déplacements, il se fait des échanges de molécules diverses entre les différentes couches d'eau ; ces phénomènes sont du ressort de la viscosité

moléculaire. Mais, en fait, dans les mers et les océans, les mouvements de circulation sont plus complexes : les masses en mouvement ne peuvent pas être figurées par de simples couches ou lamelles d'eau qui se déplacent isolément ou les unes par rapport aux autres : ce sont en effet les mouvements tourbillonnaires (turbulence) qui prédominent. Aussi est-on contraint de définir, à côté de la viscosité moléculaire, une viscosité tourbillonnaire (= *eddy viscosity*).

L'échange, dans ces mouvements tourbillonnaires, entre les couches sous-jacentes en mouvement, ne se limite pas à un échange moléculaire, mais s'étend à des masses d'eaux d'importance quantitative et de caractéristiques diverses se déplaçant d'une couche à l'autre.

La définition de cette viscosité tourbillonnaire a pour base le concept que les masses d'eaux qui quittent une couche donnée apportent avec elles une force d'impulsion qui correspond à la vitesse moyenne qui existait dans cette couche. Après avoir atteint une nouvelle couche, et avant de quitter cette dernière, ces masses sont animées d'une nouvelle force d'impulsion qui correspond alors à la vitesse moyenne qui caractérise les nouvelles couches atteintes. La viscosité tourbillonnaire est donc l'expression d'un transfert de forces d'impulsion d'un mouvement moyen.

Dans la pratique, on distingue deux sortes de turbulences : une turbulence verticale et une turbulence latérale.

Dans le cas de la *turbulence verticale*, ce sont de petits tourbillons, développés dans un plan vertical, qui déterminent l'échange effectif des masses d'eau. L'orientation de ces tourbillons peut être variable, mais seules leurs composantes verticales interviennent sur le mouvement moyen. La viscosité correspondant à ces mouvements peut varier entre 1 et 1 000 unités C.G.S. La viscosité tourbillonnaire dans ce cas est de 1 000 à 1 000 000 de fois plus élevée que la simple viscosité moléculaire.

Dans le cas d'une *turbulence latérale*, ce sont de grands tourbillons pratiquement horizontaux qui provoquent l'échange

effectif des masses d'eaux. La viscosité tourbillonnaire dépend alors de l'ampleur du système tourbillonnaire considéré. Elle peut varier entre 10^6 et 10^8 unités C.G.S.

Cette distinction entre turbulence verticale et latérale prend toute sa signification si on considère une masse d'eau dont la densité (si l'on exclut l'effet de la pression) s'accroît avec la profondeur.

Dans une telle masse d'eau, un mouvement tourbillonnaire vertical ne peut prendre place. Il en est empêché par le principe d'Archimède. En effet, une masse d'eau profonde amenée à un niveau supérieur serait entourée par des eaux de faible densité, et aurait ainsi tendance à s'enfoncer jusqu'au niveau initial. De même, une masse d'eau superficielle qui se déplacerait vers le fond serait entourée d'eaux plus denses : elle aurait donc tendance à remonter jusqu'à son niveau initial.

Dans ce cas, les eaux sont caractérisées par une stratification stable, qui ne peut être que difficilement altérée (sauf par action sur la gravité).

Donc dans le cas d'une stratification stable, la turbulence verticale peut être presque entièrement supprimée. Il en découle une limitation à un niveau très réduit de l'importance quantitative de la viscosité tourbillonnaire. Dans une masse d'eau dont la densité s'accroît avec la profondeur l'effet de la stabilité due à la stratification sur des turbulences latérales est en principe négligeable, car de tels mouvements s'exercent essentiellement au niveau des surfaces d'égales densités. Dans ce cas, la viscosité tourbillonnaire peut avoir une importance considérable à ces niveaux.

1. 3. 2. 2. *Influence de la viscosité sur les processus biologiques.*

— La viscosité, qu'elle soit moléculaire ou tourbillonnaire, peut exercer une action directe sur la vie dans les eaux.

Elle se résume en effet soit à un échange de molécules entre couches d'eaux voisines, soit à un déplacement (transfert) de masses d'eaux plus ou moins importantes.

Cette action se traduit par un échange local ou un déplacement de caractéristiques physiques ou chimiques qui interviennent directement par leur aspect favorable ou défavorable sur les conditions de vie des organismes.

Par exemple, il est évident qu'un enrichissement local en éléments biogènes dû à un transfert de masses d'eau ou à un échange de molécules pourra déterminer l'établissement de conditions favorables pour le développement du phytoplancton (cf. p. 193); de même, le même transfert de masses d'eaux ou de molécules dont les caractéristiques physiques ou chimiques sont par exemple défavorables, pourra entraîner une action néfaste à l'égard du plancton.

Mais la viscosité, en biologie marine, peut intervenir aussi d'une autre manière : considérons, par exemple, une masse d'eau froide ou sursalée. Ces deux facteurs déterminent une élévation du coefficient de viscosité de cette eau. Indépendamment des processus d'adaptation que peuvent présenter les organismes pélagiques à ces conditions particulières, on peut admettre qu'ils dépensent aussi plus d'énergie pour se déplacer dans une eau qui a un coefficient de viscosité élevé.

L'établissement de données précises sur l'incidence de la viscosité des eaux de mer sur les organismes pélagiques se heurte à de grandes difficultés. En effet, les observations faites *in situ* ou au cours d'expériences impliquent, la plupart du temps, l'intervention de nombreux facteurs intimement liés (tels que température, densité, viscosité), qui agissent, à l'égard des organismes, souvent dans une même direction.

Prenons par exemple l'incidence de la viscosité des eaux sur la résistance des organismes planctoniques à l'enfoncement : dans les eaux visqueuses ces organismes auront une résistance à l'enfoncement plus importante que dans les eaux à coefficient de viscosité plus réduit. Certains représentants du phytoplancton qui vivent à la fois dans les eaux chaudes et froides présentent, dans les premières des appendices améliorant leur sustentation

dans les eaux dont le coefficient de viscosité est ainsi diminué. Pour certains de ces organismes, on a observé aussi que ces prolongements en épines étaient parfois plus courts durant les saisons froides que les saisons chaudes ; (formes d'été et formes d'hiver pour certaines Diatomées).

D'autres observations peuvent impliquer l'intervention de trois facteurs : densité, viscosité et température.

Une caractéristique assez générale du phytoplancton des eaux tropicales est représentée par les dimensions moyennes relativement réduites des organismes végétaux. Nous verrons, ultérieurement, que la réduction de taille des organismes, en permettant d'augmenter le rapport surface/volume, peut être interprétée comme une adaptation des organismes à résister à l'enfoncement. La réduction de taille du phytoplancton tropical peut donc être considérée comme une adaptation à une viscosité ou une densité plus faible, susceptible de réduire le danger d'enfoncement des organismes. Mais elle peut aussi être interprétée comme le résultat d'une division cellulaire plus rapide sous l'action de la température élevée des eaux.

Ceci est également attesté par les observations faites sur les côtes des États-Unis : les spécimens d'espèces cosmopolites de Diatomées : *Skeletonema costatum*, *Chaetoceros debilis*, ont des dimensions plus réduites dans les eaux chaudes de Floride que dans les eaux froides de l'État de Washington (Puget-Sound).

Dans un ordre d'idées comparable on peut aussi mentionner les expérimentations déjà anciennes de HUBER-PESTALOZZI (1923) sur le Dinoflagellé *Ceratium hirundinella*. Les kystes de cette espèce (qui constituent un agent de la reproduction asexuée surtout présente dans le genre *Ceratium*) ont été mis en culture à des températures différentes. Ceux qui se développent à 9° donnent un grand nombre d'individus possédant 3 cornes, tandis que ceux qui se développent entre 15 et 23° donnent une majorité d'individus à 4 cornes. Sans tomber dans un excès de finalisme

on peut admettre que la présence d'une corne supplémentaire dans des eaux moins visqueuses ou moins denses (parce que plus chaudes) contribue à assurer une résistance meilleure à l'enfoncement pour ce Dinoflagellé.

Les exemples donnés ci-dessus à propos de variations morphologiques saisonnières ou géographiques de certains organismes planctoniques peuvent être en rapport avec les variations du facteur viscosité. Mais dans la plupart des cas, nous venons de le voir, le rôle de ce facteur ne peut pas être dégagé de celui d'autres facteurs qui lui sont intimement liés.

1. 4. La densité

La densité de l'eau de mer dépend de trois variables essentielles : la température, la composition chimique (surtout la salinité), la pression.

Ceci implique donc que tous les processus par lesquels la température, la salinité, et la pression sont modifiées dans le milieu marin influent par contrecoup sur la densité. Par exemple, pour les seules eaux de surface, la densité diminue par réchauffement et lorsqu'il y a une dessalure (précipitations, déversement des eaux des fleuves, fonte des glaces), tandis que la densité augmente par refroidissement et lorsqu'il y a évaporation ou formation de glaces.

Ces généralités suffisent à expliquer les variations aussi bien géographiques que verticales de la densité des milieux océaniques.

1. 4. 1. *Variations de la densité en fonction de la température*

La température représente la variable essentielle dans les modifications de la densité de l'eau de mer : à égalité de salinité les eaux froides sont plus denses que les eaux chaudes car elles occupent un volume moindre.

L'importance primordiale du facteur température par rapport au facteur salinité sera démontrée par les deux exemples suivants :

— Une variation de température de 10° détermine, pour l'eau de mer, une modification de densité égale à celle d'une variation de salinité de 2 unités (c'est-à-dire d'une variation de 2 g dans le poids total des sels dissous dans 1 kg d'eau de mer) ;

— Une eau de mer qui à 0° possède une densité de 1,02700 aura à 10° une densité de 1,02588 et à 30° une densité de 1,02070.

Donc la densité de l'eau de mer diminue sensiblement lorsque la température augmente. Par contrecoup, ceci explique, d'une manière très générale, les variations géographiques, en fonction des latitudes, de la densité des eaux de surface à caractère franchement océanique (laquelle varie dans les limites extrêmes de 1,02000 et 1,03000). Les eaux placées sous les hautes latitudes sont normalement les plus denses *in situ*, et les eaux équatoriales les plus légères. Quand on se déplace depuis les régions polaires jusqu'aux régions équatoriales, la densité *in situ* des eaux océaniques diminue. Dans les régions polaires ou leur voisinage immédiat, la densité des eaux dépasse 1,02700. Dans l'Atlantique septentrional ou au voisinage du continent antarctique cette densité peut même dépasser 1,02750 ou 1,02800. A l'Équateur, la densité des eaux est diminuée sensiblement et peut atteindre des valeurs inférieures à 1,02300 dans l'Atlantique, à 1,02200 dans le Pacifique.

Des cartes océanographiques ont été dressées en reliant les points d'égale densité des eaux en formant des courbes appelées *isopycnes*.

Les variations de densité, à l'échelle annuelle, des eaux de surface sont également essentiellement dues aux variations de température : ainsi dans les régions tropicales et tempérées de l'Atlantique la variation annuelle de densité atteint l'amplitude de 0,00150.

Les considérations générales sur les variations de densité des eaux en fonction de la latitude, ci-dessus données, n'excluent

pas évidemment la présence de perturbations géographiques locales de cette répartition. Il arrive par exemple que des courants froids ou des remontées d'eaux froides profondes provoquent localement la présence d'eaux anormalement denses ; par exemple, sur les côtes d'Angola, des eaux dont la température est basse entraînent une augmentation locale de la densité : cette dernière au voisinage des côtes est de 1,02630 alors qu'au large elle n'est que de 1,02550.

1. 4. 2. Variations de la densité en fonction de la salinité

La densité des eaux marines est évidemment fonction aussi de leur composition chimique ; elle est en particulier proportionnelle à la quantité de sels qu'elles contiennent, si les conditions de température et de pression demeurent constantes.

A la pression atmosphérique normale, et à la température de 0°, la densité n'est fonction que de la seule salinité, elle-même reliée par une relation simple (cf. p. 98) à la chlorinité. Une commission internationale, dont les travaux ont servi de base à la définition d'une méthode de détermination extrêmement précise de la salinité et de la chlorinité des eaux marines, a même établi une relation entre la densité d'une eau de mer à 0° et sa chlorinité, si bien que, par la connaissance de la chlorinité, on peut établir la densité de cette eau à 0° :

$$\text{densité à } 0^{\circ} = -0,069 + 1,4708 \text{ Cl} - 0,001570 \text{ Cl}^2 + 0,000398 \text{ Cl}^3$$

Les tables hydrographiques de KNUDSEN fournissent les valeurs correspondantes de la densité à 0°, de la salinité et de la chlorinité, pour chaque intervalle de variation de la chlorinité de 0,01 ‰. Des tables ont été établies pour connaître, par ailleurs, l'effet de la dilatation thermique et de la compressibilité sur la densité ; ainsi à partir de la valeur de la densité à 0° et à la pression atmosphérique normale, peut-on déterminer cette densité à d'autres températures (par exemple les tempé-

ratures *in situ*) et aussi sous des conditions de pression différentes.

Dans le milieu naturel, nous l'avons vu, la densité peut subir des variations importantes si la salinité est modifiée. Ainsi, dans la mer Baltique, où les eaux sont très peu salées, la densité tombe au mois d'août, par suite du déversement important des eaux douces, à une valeur de 1,00400, alors qu'en mer du Nord, à la même époque, elle est de 1,02600.

Une semblable diminution de densité s'observe également au voisinage de l'embouchure des grands fleuves : aux abords du golfe du Saint-Laurent, $d = 1,02300$, alors qu'au voisinage de Terre-Neuve, $d = 1,02500$; à l'embouchure de l'Orénoque et de l'Amazone, la densité peut atteindre des valeurs inférieures à 1,02000 et même 1,01500 suivant les saisons.

L'examen de ces variations de la densité de l'eau de mer au voisinage de l'embouchure des fleuves est l'occasion de citer une nouvelle variable, d'importance moins générale que la température, la pression ou la salinité, mais qui, dans ces aires, peut agir sur la densité dans une direction opposée à celle de la desalure. Cette nouvelle variable est la quantité de matières minérales en suspension dans les eaux. Pour certaines de ces particules, la densité peut parfois dépasser la valeur de 3. Elles ne tombent que très lentement dans les eaux en raison de la résistance que l'eau offre à leur enfoncement du fait du faible rapport de leur masse à leur surface. Mais on conçoit que dans les régions où les eaux sont très turbides, notamment au voisinage de l'embouchure des grands fleuves ou sur les côtes vaseuses, l'importance pondérale du matériel minéral en suspension puisse influencer sur la densité de l'eau de mer.

Dans certaines régions géographiques, un affaiblissement de la densité des eaux marines peut être expliqué par la double intervention de températures élevées et d'une diminution de la chlorinité ; c'est, par exemple, le cas du golfe de Panama où la densité est inférieure à 1,01800, et du golfe de Guinée où la densité peut atteindre des valeurs inférieures à 1,01500.

Au contraire, dans des mers fermées, même sous des températures très élevées, la forte salinité des eaux peut entraîner un accroissement notable de la densité ; ainsi dans la partie septentrionale de la mer Rouge, la densité dépasse la valeur de 1,02800 ; dans le golfe Persique, la densité est de 1,02500 et dépasse celle du golfe d'Oman.

1. 4. 3. *Variation de la densité en fonction de la profondeur*

Les variations de la densité en fonction de la pression sont en rapport avec le fait que celle-ci augmente régulièrement avec la profondeur en raison de la compressibilité de l'eau, et de la diminution de température. Supposons ainsi une eau de mer qui, en surface, a une densité de 1,02810, cette même eau aura, à la même température, à 5 000 m, une densité de 1,05110, et à 10 000 m une densité de 1,0776. Il faut, bien entendu, ajouter à cette action celle de la température, qui décroît au fur et à mesure que la profondeur augmente.

L'influence de la pression hydrostatique est mise en évidence de façon frappante par la remarque suivante : si on parvenait à supprimer la propriété de compressibilité de l'eau de mer d'une manière brutale, le niveau moyen des océans monterait de 50 m environ, et le domaine continental serait diminué d'une superficie de 5 000 000 km².

L'augmentation de la densité avec la profondeur est connue depuis fort longtemps. Pendant longtemps même, les navigateurs ont été très sceptiques en ce qui concerne le succès d'un sondage par plomb de sonde par grandes profondeurs, à cause de la croyance répandue selon laquelle au-delà d'une certaine profondeur l'eau était « si lourde » qu'un boulet de canon resterait entre deux eaux et n'atteindrait pas le fond. Il va de soi que l'océanographie du XIX^e siècle avait déjà fait bonne justice de cette croyance, car on sait depuis assez longtemps que tout corps d'une densité supérieure à 1,1 peut atteindre le fond des mers les plus profondes.

Densité maximale: S'il y a une limite de compressibilité de l'eau de mer *in situ* du fait même d'une profondeur limite des océans et s'il y a aussi une limitation dans la diminution de la température avec la profondeur, il doit y avoir aussi une densité limite de l'eau de mer. On sait que, pour l'eau pure, la densité maximale correspond à une température proche de 4°. En ce qui concerne l'eau de mer, la densité maximale dépend de la salinité : la température qui lui correspond décroît lorsque les salinités sont croissantes.

Ainsi pour une eau de salinité égale à 17 ‰, le maximum de densité est atteint à 0° ; pour une eau de salinité égale à 24,7 ‰, le maximum de densité coïncide avec le point de congélation, c'est-à-dire — 1,332° ; pour des salinités supérieures à 24,7 ‰, la température au maximum de densité se trouve au-delà du point de congélation (1).

Il est donc évident que, pour les eaux de mer de densité moyenne, la température de densité maxima n'est jamais atteinte.

Cette propriété de l'eau de mer présente un grand intérêt et est susceptible d'expliquer le maintien de basses températures dans les eaux océaniques de grandes profondeurs. Supposons un lac d'eau douce suffisamment profond pour que, en hiver, il ne soit pas pris par les glaces dans toute son épaisseur ; on a vu que les eaux peuvent être assimilées à des strates superposées, les eaux superficielles étant les moins denses, et la densité augmentant avec la profondeur. C'est au voisinage du fond que l'on doit nécessairement trouver les eaux les plus denses. Mais quelle que soit la profondeur à laquelle celles-ci se trouvent, la température ne peut pas être inférieure à 4°, puisque c'est à cette température que les eaux douces atteignent une densité maximale. Si la température était inférieure à 4°, les eaux seraient plus légères et auraient ainsi tendance à remonter.

(1) Cette salinité de 24,7 ‰ qui voit coïncider le maximum de densité et le point de congélation peut être considérée comme la limite supérieure des eaux saumâtres.

Dans les eaux océaniques, il n'en est pas de même, car l'eau de mer ne cesse d'être plus lourde à mesure que sa température diminue jusqu'au point de congélation. Ainsi, l'eau de mer des grandes profondeurs peut atteindre des températures inférieures à 4°, ce qui est le cas pour la plupart des océans, ou qui approchent même le point de congélation, ce qui est le cas pour les mers polaires.

La connaissance de cette densité des milieux océaniques n'intéresse pas seulement l'océanographie physique (notamment pour les courants de densité, particulièrement importants pour l'étude de la circulation profonde). Nous aurons en effet à reparler de la densité de l'eau lorsque nous aborderons la question de l'adaptation à la vie pélagique des organismes planctoniques : la propriété de ces organismes de flotter passivement dans les eaux implique des rapports de densité avec le milieu suffisamment stricts pour leur permettre de résister à l'enfoncement.

1. 5. La température

Lors de l'examen des considérations générales sur les océans et les mers nous avons noté l'ampleur de la superficie de ces milieux qui se trouve en contact intime avec l'atmosphère terrestre.

Le budget thermique des océans et des mers s'établit par l'opposition, d'une part, des facteurs qui déterminent le réchauffement et, d'autre part, de ceux qui entraînent un refroidissement des eaux. C'est au niveau de l'interface atmosphère-eau que s'opèrent les échanges les plus importants.

Nous signalerons seulement pour mémoire les différents facteurs qui interviennent dans ce budget thermique sans aborder leur étude détaillée, laquelle intéresse surtout l'océanographie physique.

Les facteurs d'échauffement des eaux sont les suivants : absorption des radiations en provenance du soleil et du rayon-

nement du ciel ; conduction de la chaleur interne de l'écorce terrestre sous-marine par l'intermédiaire du substrat des fonds et intervention de l'activité volcanique sous-marine (l'énergie ainsi reçue est inférieure à 1/1 000 des radiations reçues en surface) ; transformation en chaleur, par friction, de l'énergie cinétique des vents sur la surface des eaux et de l'énergie des marées ; intervention, enfin (négligeable d'ailleurs), des processus chimiques exothermiques qui interviennent dans le milieu marin.

A ces facteurs s'opposent ceux par l'intervention desquels s'opère le refroidissement des eaux : rayonnement de la surface des eaux en direction de l'atmosphère (radiations de longueur d'onde élevée comparables à celles émises par un « corps noir ») ; déperdition de chaleur par la surface de l'eau qui agit comme un émetteur de chaleur lorsque l'atmosphère est plus froide qu'elle ; évaporation qui s'exerce à la surface de l'eau.

Le simple exposé de ces processus qui agissent dans des directions opposées souligne l'importance des échanges à l'interface eau-atmosphère et, de ce fait, l'étroite subordination du milieu océanique aux conditions climatiques générales.

Mais toutefois une propriété essentielle de l'eau de mer, sa forte chaleur spécifique (env. 0,95), la fait réagir très lentement à l'égard des conditions ambiantes ; elle est plus lente à se réchauffer que l'écorce terrestre, mais aussi plus lente à se refroidir par rayonnement. De cela découle la propriété des milieux océaniques d'avoir des variations de température plus lentes et aussi plus faibles que les masses continentales ; ainsi s'explique le rôle de régulateur thermique joué par les océans dans la climatologie générale terrestre.

Les indications théoriques et générales du budget thermique des océans ne donnent qu'une idée statique des processus de réchauffement et de refroidissement des masses océaniques. En effet, les échanges thermiques ne se limitent pas à la surface des eaux. L'ampleur du réchauffement des eaux n'est pas limitée à la seule épaisseur d'eau, relativement réduite, qui peut être

affectée par ces radiations. Les mouvements des masses d'eaux (mouvements verticaux de convection, brassage par les vents ou les marées) étendent en profondeur le réchauffement superficiel, et les courants horizontaux déplacent des masses d'eaux échauffées en surface par les radiations solaires, souvent sur de grandes distances. Les caractéristiques thermiques des masses d'eaux jouent d'ailleurs un rôle important dans la circulation océanique.

Considérées dans leur ensemble les masses océaniques constituent un milieu froid ; leur température moyenne approche en effet sensiblement 4° . Cependant la distribution des masses océaniques sous des latitudes très diverses explique la présence d'une très grande diversité de température des eaux superficielles. A ces variations horizontales géographiques, s'ajoutent des variations verticales, en fonction de la profondeur. Nous verrons enfin que, pour une aire océanique donnée, il existe également des modifications de température diurnes et saisonnières.

1. 5. 1. *Les variations géographiques de la température des eaux en surface*

Il existe un très grand intervalle de variations de température des eaux de surface dans le monde. En effet les températures extrêmes se situent pour les eaux océaniques les plus froides dans les régions polaires avec les valeurs très proches de -2° C, et pour les eaux les plus chaudes des régions équatoriales où on peut observer en surface des températures proches de 27° pour les zones océaniques franches. Cette température supérieure extrême est évidemment plus élevée dans les mers fermées ou au voisinage des côtes (golfe du Mexique : 32° ; mer Rouge : 34° ; golfe Persique : 35°). L'écart entre les températures extrêmes des eaux marines de surface semble donc être voisin de 37° .

La température des eaux océaniques de surface croît si on se déplace depuis les régions polaires jusqu'aux régions équatoriales. Mais, toutefois, les plus hautes valeurs de la température de

surface ne se situent pas exactement à l'équateur, mais en général légèrement au nord de ce dernier (cf. vol. I, fig. 17, p. 287) ; on peut donc définir un équateur thermique c'est-à-dire le lieu des points qui présentent sur un même méridien le maximum de température, et cela pour chaque océan. Cet équateur thermique est susceptible de déplacements saisonniers, mais, dans la plupart des océans, reste dans l'hémisphère Nord.

D'autre part, pour les milieux océaniques, à latitude égale, les eaux de surface de l'hémisphère Sud sont plus froides que celles de l'hémisphère Nord. Le tableau ci-après, emprunté à KRÜMMEL (1905) et portant sur les températures moyennes de surface dans les deux hémisphères, illustre ces différences. Les anomalies apparentes s'expliquent par le fait que, dans leur partie méridionale, les trois océans sont en libre communication avec les eaux froides antarctiques et de ce fait largement ouverts à leur influence.

Températures moyennes des eaux de surface suivant les latitudes

Latitudes	Hémisphère Nord	Hémisphère Sud	Latitudes	Hémisphère Nord	Hémisphère Sud
90°	— 1,7°		40°	14,1°	13,3°
85°	— 1,7°		35°	18,3°	17°
80°	— 1,7°	— 1,7°	30°	21,3°	19,5°
75°	— 1,2°	— 1,7°	25°	23,7°	22°
70°	0,7°	— 1,3°	20°	25,4°	24°
65°	3,1°	— 1,2°	15°	26,6°	25,1°
60°	4,8°	0,0°	10°	27,2°	25,8°
55°	6,1°	3,1°	5°	27,4°	26,4°
50°	7,9°	6,4°	0°	27,1°	
45°	10,8°	9,9°			

(D'après KRÜMMEL, 1905.)

Dans leurs parties septentrionales extrêmes, au contraire, l'Atlantique-Nord, et surtout le Pacifique-Nord sont en communication plus difficile avec l'océan Arctique.

Ceci est encore rendu plus évident si on confronte les données portant sur les températures moyennes de surface en fonction de la latitude dans les océans principaux.

*Températures moyennes de surface des divers océans
sous des latitudes différentes*

Latitude Nord	Océan Atlantique	Océan Indien	Océan Pacifique	Latitude Sud	Océan Atlantique	Océan Indien	Océan Pacifique
70°-60°..	5,60°			70°-60°..	-1,3°	-1,5°	-1,30°
60°-50°..	8,66°		5,74°	60°-50°..	1,73°	1,63°	5°
50°-40°..	13,16°		9,99°	50°-40°..	8,68°	8,67°	11,16°
40°-30°..	20,4°		18,62°	40°-30°..	16,9°	17°	16,91°
30°-20°..	24,16°	26,14°	23,38°	30°-20°..	21,2°	22,53°	21,53°
20°-10°..	25,81°	27,23°	26,42°	20°-10°..	23,16°	25,85°	25,11°
10°- 0°..	26,66°	27,88°	27,2°	10°- 0°..	25,18°	27,41°	26,01°

(D'après KRÜMMEL, 1907 (Pacifique et Indien),
et BÖHNECKE, 1938 (Atlantique).)

Le simple fait que des masses d'eaux polaires froides puissent avoir une influence aussi accusée sur des masses d'eaux océaniques doit suggérer l'idée que les mouvements de circulation interviennent directement dans les modifications de température, aussi bien en surface qu'en profondeur.

Il est, par exemple, bien connu, dans l'Atlantique, qu'entre les latitudes 70° et 40° N les températures le long des côtes américaines et groenlandaises sont nettement plus basses que le long des côtes européennes : ceci est dû à l'extension des eaux chaudes du Gulf Stream et de la dérive nord-atlantique qui vont baigner les côtes de l'Europe jusqu'au cap Nord et à la mer de Barentz d'une part, et, d'autre part, à un courant froid, le courant du Labrador, qui descend des régions arctiques, baigne les côtes du Groenland et va jusqu'au sud de Terre-Neuve. Ce n'est là qu'un exemple entre de nombreux autres.

Les mers (cf. vol. I, p. 3) échappent évidemment aux considérations générales développées ci-dessus et qui concernent essentiellement les masses d'eau proprement océaniques ; leurs communications plus ou moins réduites avec l'océan planétaire, l'influence des terres, la diminution de profondeur, les mouvements locaux de circulation qui leur sont propres, ajoutent des caractéristiques propres, liées à leur position géographique et aux conditions climatiques. On peut ajouter enfin que la température des eaux de surface a servi de base à la classification des eaux océaniques. Cette classification prend non seulement en considération la température moyenne annuelle, mais aussi l'amplitude de variation de la température en surface. Cette classification en mers polaires, subpolaires, tempérées, tropicales, a été exposée déjà (vol. I, p. 10-11).

1. 5. 2. *Les variations de la température des eaux avec la profondeur*

Pour rendre plus compréhensibles les variations de température des eaux en fonction de la profondeur, les océanographes ont été amenés à adopter pour les couches d'eaux océaniques une subdivision comparable à celle de l'atmosphère terrestre. Cette dernière a été divisée en deux couches :

- une inférieure, la troposphère, épaisse d'une dizaine de kilomètres, dans laquelle on observe une diminution plus ou moins régulière de température (5° à 6° par kilomètre) et où s'effectuent des mouvements verticaux de convection ;
- une supérieure, la stratosphère, dans laquelle la température reste à peu près constante à mesure que l'on s'élève.

De même, la masse des eaux a été subdivisée en deux strates superposées :

- la couche supérieure a été appelée troposphère marine ou également thermosphère ; dans cette strate, qui ne s'étend

que très rarement jusqu'à 500 m de profondeur, la température diminue assez rapidement avec la profondeur. Elle est soumise à d'importants déplacements verticaux des eaux, dus à des phénomènes de convection ; c'est aussi dans son sein que sont localisés tous les courants commandés par les vents dominants. La diminution de la température dans cette couche supérieure dépasse fréquemment 5° par 25 m de profondeur : par exemple dans l'océan Atlantique équatorial : 9° par 25 m et, au large du Rio de la Plata, 12° par 25 m ;

- la couche inférieure a été appelée stratosphère marine ou psychrosphère ; la température y varie très lentement avec la profondeur. Les mouvements de circulation des eaux y sont excessivement faibles et, en général, lents. Cependant, dans certaines aires, on a montré l'existence de courants profonds assez importants qui s'écoulent dans cette psychrosphère ; par exemple, le grand courant abyssal nord-atlantique qui est formé par les eaux froides et denses d'origine nord-polaire et qui s'écoule vers le sud entre 1 500 et 4 500 m de profondeur, jusqu'à la latitude de 40° S. D'autres exemples sont donnés dans le vol. I, p. 55.

Ces courants influent évidemment sur la distribution verticale des températures dans les masses océaniques.

La délimitation de la thermosphère et de la psychrosphère est marquée par une sorte de surface de séparation qui correspond à une diminution assez nette de la décroissance de température en fonction de la profondeur. Cette séparation a été appelée quelquefois surface de discontinuité.

La thermosphère représente donc par excellence la couche superficielle des masses d'eaux océaniques au sein de laquelle les variations thermiques sont les plus importantes. Si nous considérons, d'un point de vue dynamique, le processus de réchauffement des eaux océaniques dans cette thermosphère,

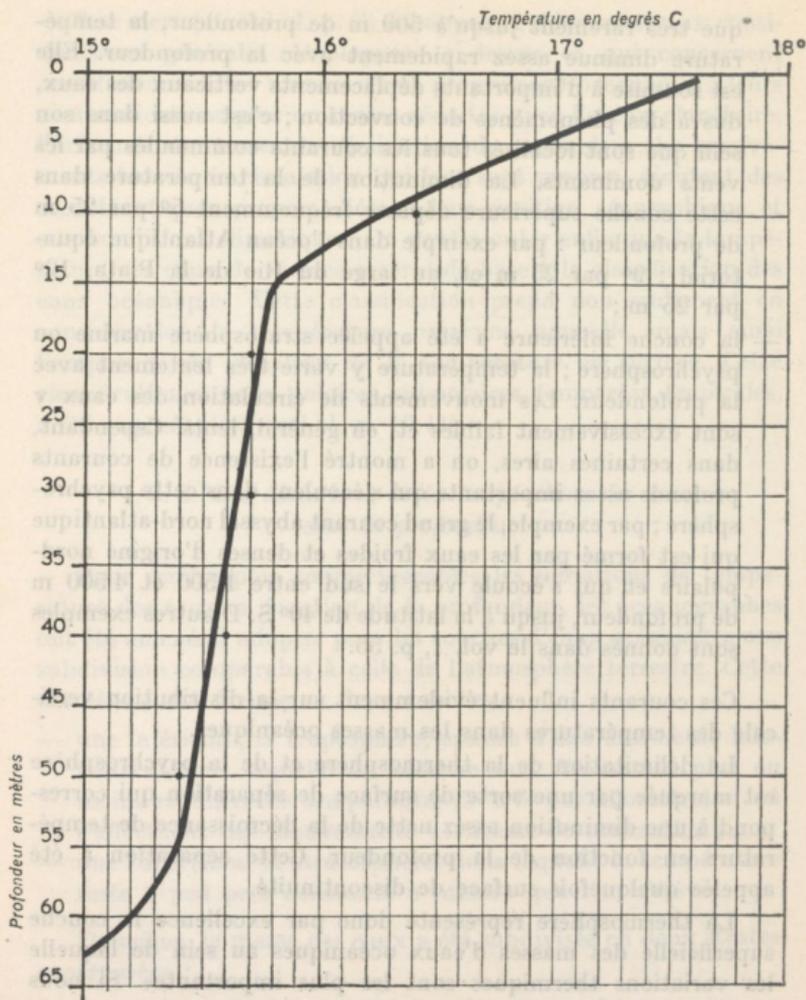


FIG. 1. — Variation de la température en fonction de la profondeur dans le golfe de Marseille en mai 1956 (d'après DEVÈZE, 1959).

nous devons admettre que le réchauffement direct sous l'effet de l'énergie solaire n'atteint, en fait, qu'une partie superficielle réduite de cette couche. Ce réchauffement superficiel de la thermosphère peut s'étendre en profondeur grâce au brassage des eaux sous l'effet des courants superficiels commandés par les vents dominants, ou des mouvements verticaux de convection, mais l'importance quantitative de ce réchauffement va en diminuant avec la profondeur.

Le graphique de la figure 1 illustre, par exemple, le réchauffement, au mois de mai 1956, des eaux de la Province néritique dans le golfe de Marseille.

On voit que le réchauffement direct s'opère dans les 15 premiers mètres superficiels, mais que ce niveau marque une rupture assez nette dans la pente des variations de température. C'est ce qu'on appelle une thermocline.

1. 5. 3. Les thermoclines

Théorie de la formation d'une thermocline: Il paraît utile d'indiquer tout d'abord, d'un point de vue théorique, les conditions de formation d'une thermocline dans les couches superficielles océaniques. Le graphique de la figure 2 est instructif à cet égard.

a) Par temps très calme, il y a réchauffement des eaux (surtout en surface) d'où formation d'une pente graduelle de température depuis la surface jusqu'au fond.

b) Si, après cette période de calme, un vent violent vient à souffler, les couches d'eau superficielles sont agitées ; cette agitation tend à déterminer la formation d'une couche d'eau relativement peu épaisse caractérisée par une certaine homogénéité de température. Il apparaît donc alors une variation importante du coefficient angulaire de la représentation graphique de la température en fonction de la profondeur, attestant l'existence d'une sorte de « décrochement » de la température, ou *thermo-*

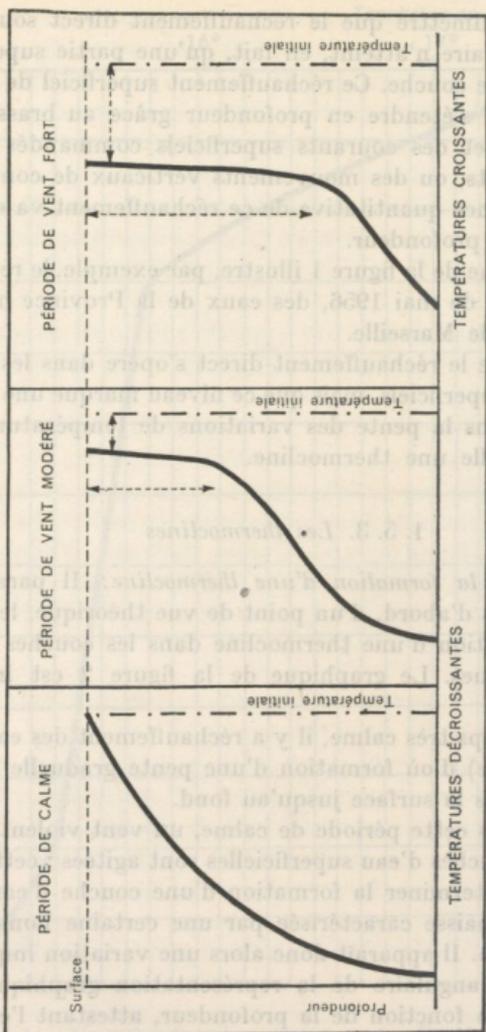


Fig. 2. — Explication théorique de la formation d'une thermocline dans les couches superficielles océaniques

cline. La transition entre la couche supérieure réchauffée et homogénéisée par agitation, et la couche sous-jacente, moins directement soumise au réchauffement et non affectée par l'homogénéisation, est donc ordinairement brutale et c'est pourquoi on désigne encore la thermocline par le vocable de *surface de discontinuité* (ce qui n'est pas sans analogie avec la ligne de séparation entre la thermosphère et la psychosphère).

c) *Après la formation de la thermocline*, si l'intensité du vent s'accroît on observe un déplacement en profondeur de la surface de discontinuité. La thermocline descend mais la forme caractéristique de la courbe de température en fonction de la profondeur reste essentiellement inchangée.

Un excellent exemple est celui de la Manche, mer peu profonde, appartenant dans son intégralité à la Province néritique.

La figure 3 montre la naissance et la disparition d'une thermocline dans la Manche. La courbe du mois de mai montre que, lors du réchauffement des eaux par insolation, par temps relativement calme, il se forme une nette thermocline à 13-14 m de profondeur. La deuxième courbe, relative au mois de juin, montre l'action d'un coup de vent d'été qui déplace la thermocline jusqu'à 18 m de profondeur, et parfois plus. La courbe du mois d'août, où le temps redevient chaud et calme, montre qu'une seconde thermocline peut s'établir au-dessus de la première ; le niveau de cette thermocline (ou surface de discontinuité) peut varier d'une année à l'autre, mais en moyenne, dans la Manche, elle se situe à 15-16 m. Enfin la quatrième courbe est relative aux mois de septembre-octobre ; à la fin du mois d'août, la surface de la Manche commence à perdre plus de chaleur qu'elle n'en gagne par insolation, perte due surtout à l'évaporation ; la couche superficielle chaude se refroidit donc progressivement et le premier coup de vent homogénéise toute la nappe d'eau depuis la surface jusqu'au fond, faisant disparaître la surface de discontinuité.

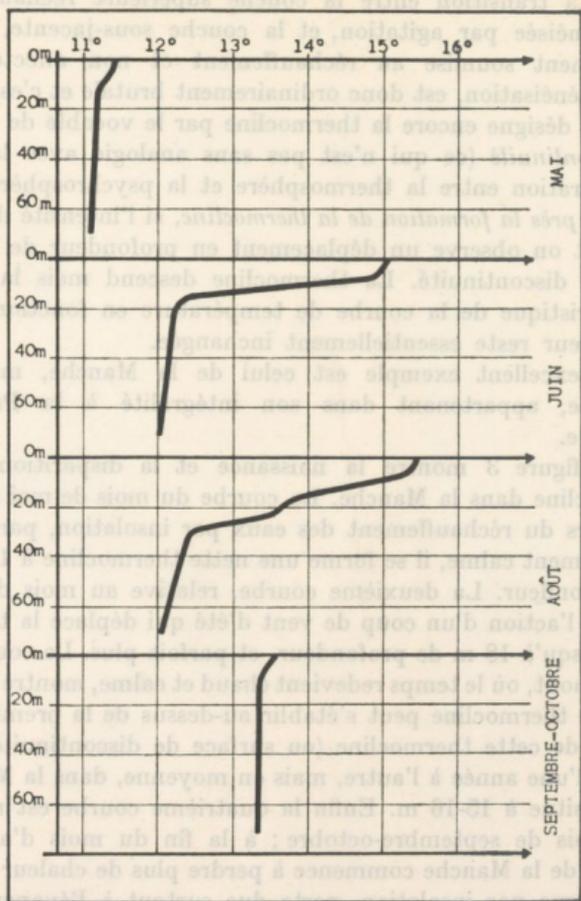


FIG. 3. — Formation et disparition de la thermocline au cours de l'année dans les eaux de la Manche

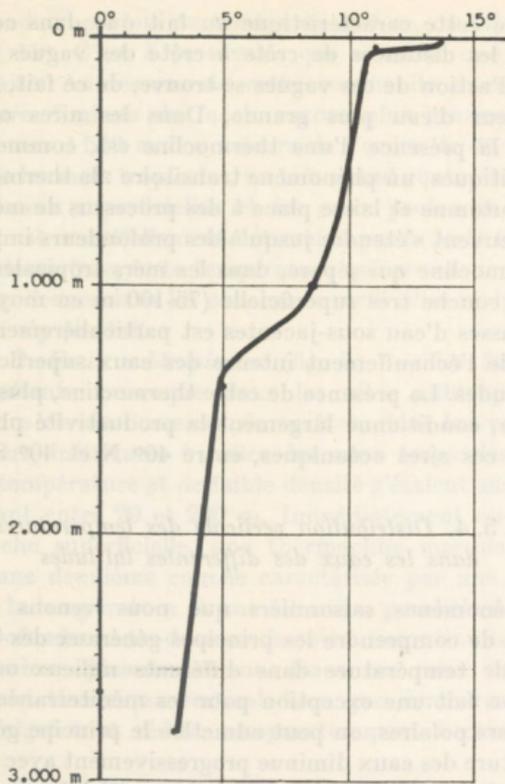


FIG. 4. — Exemple de thermocline dans des eaux océaniques profondes (station située à 360 milles au sud-ouest de l'entrée de la Manche).

Dans la Province océanique (graphique : fig. 4), la thermocline se forme également en été. Mais la différence essentielle qui semble opposer les thermoclines des aires néritiques à celles des régions océaniques réside dans le fait qu'elles se forment généralement à un niveau un peu plus profond, vers 25-30 m au moins.

On rattache cette caractéristique au fait que dans ces régions océaniques les distances de crête à crête des vagues sont plus longues et l'action de ces vagues se trouve, de ce fait, influencer une épaisseur d'eau plus grande. Dans les aires océaniques tempérées, la présence d'une thermocline est, comme pour les régions néritiques, un phénomène transitoire : la thermocline disparaît en automne et laisse place à des processus de mélange des eaux qui peuvent s'étendre jusqu'à des profondeurs importantes.

La thermocline qui sépare, dans les mers tropicales et équatoriales, la couche très superficielle (75-100 m en moyenne) des grandes masses d'eau sous-jacentes est particulièrement accusée en raison de l'échauffement intense des eaux superficielles aux basses latitudes. La présence de cette thermocline, plus ou moins permanente, conditionne largement la productivité phytoplantonique de ces aires océaniques, entre 40° N et 40° S environ.

1. 5. 4. *Distribution verticale des températures dans les eaux des différentes latitudes*

Les phénomènes saisonniers que nous venons d'évoquer permettent de comprendre les principes généraux des variations verticales de température dans différents milieux océaniques. Certes, si on fait une exception pour les méditerranées et aussi pour les mers polaires, on peut admettre le principe général que la température des eaux diminue progressivement avec la profondeur ; toutefois, le facteur déterminant essentiel de ces variations verticales, et aussi leur amplitude, sont essentiellement fonction de leur position géographique. Dans les régions tempérées spécialement, des modifications dans la distribution verticale des températures peuvent s'observer suivant les saisons de l'année.

1. 5. 4. 1. *Eaux tropicales* (fig. 5). — La forte chaleur solaire absorbée détermine une température élevée des eaux de surface ; cette élévation de la température des eaux n'est toutefois que superficielle. La température diminue progressivement jusqu'à

une profondeur parfois de l'ordre de 150 m, où elle atteint la valeur de 15°. C'est à ce niveau que s'établit une surface de discontinuité. Au-dessous de cette couche de discontinuité la température diminue de façon encore plus graduelle et peut atteindre vers 1 500 m des valeurs de l'ordre de 4° C. Il existe donc, dans les mers tropicales, un très grand contraste thermique entre les eaux superficielles et les eaux profondes ; cet écart important est essentiellement déterminé par la forte température des eaux de surface, forte température qui provoque le maintien d'eaux peu denses dans les couches superficielles malgré l'évaporation qui s'y produit.

1. 5. 4. 2. *Eaux subtropicales* (fig. 5). — La forte énergie solaire radiante provoque dans les aires subtropicales, une température élevée des eaux de surface, dont les valeurs sont, malgré tout, inférieures à celles des eaux tropicales. Les eaux de haute température et de faible densité s'étalent sur une épaisseur variant entre 20 et 200 m. Immédiatement au-dessous de cette couche superficielle, une thermocline marque la délimitation d'une deuxième couche caractérisée par une diminution rapide de la température et une élévation parallèle de la densité avec la profondeur. Au-dessous de cette discontinuité, la température diminue plus lentement. Dans ces eaux subtropicales donc, l'écart thermique vertical, bien que demeurant élevé, se trouve malgré tout réduit comparativement à celui des eaux tropicales.

1. 5. 4. 3. *Eaux tempérées* (fig. 5). — Une thermocline peut s'établir dans les mers tempérées vers 100 m de profondeur, la température variant, par exemple, de 13° en surface jusqu'à une valeur un peu inférieure à 10° au niveau de la thermocline. Au-dessous de cette couche superficielle et jusqu'à une profondeur de 1 500 m, la température diminue progressivement depuis une valeur proche de 9,5° jusqu'à 4°. L'importance de l'écart vertical de température se trouve encore plus réduite comparativement à celui des eaux tropicales et subtropicales.

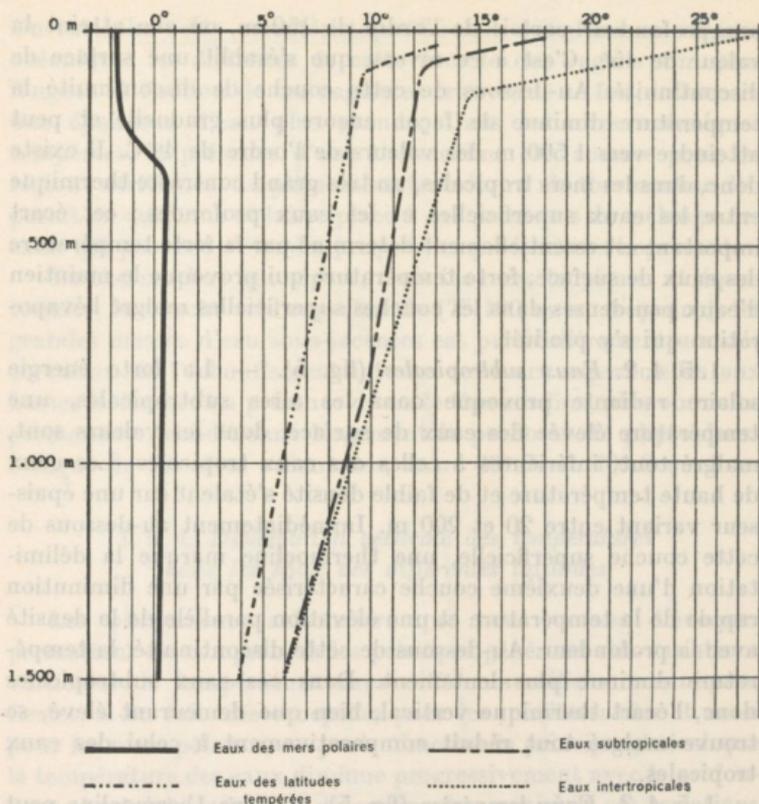


FIG. 5. — Courbes moyennes de variation de la température en fonction de la profondeur, dans les eaux polaires, tempérées, subtropicales et intertropicales.

1.5.4.4. *Eaux polaires* (fig. 5). — La température des eaux de surface des mers polaires est très basse durant toute l'année, et donc peu différente de celle des eaux profondes. Ici, le concept de thermocline n'a plus de sens. A l'extrême rigueur,

on pourrait dire que la psychrosphère s'étend depuis la surface jusqu'au fond. Dans les eaux arctiques, par exemple, on peut reconnaître, en simplifiant les choses, trois couches : A) une couche superficielle, comprise entre la surface et 400 m de profondeur, où il y a une faible augmentation de température, les eaux passant de $-1,7^{\circ}$ en surface à $+0,5^{\circ}$ à 400 m ; B) une seconde couche, de 400 m jusqu'à 1 500 m, avec une légère diminution de température jusqu'au voisinage de 0° ; C) au-delà de 1 500 m, la température baisse à nouveau jusqu'à $-0,5^{\circ}$ ou -1° . La grande originalité dans cette distribution verticale réside dans la présence d'une couche d'eau légèrement plus chaude comprise entre deux couches d'eau froide, l'une supérieure et l'autre inférieure par rapport à celle-là. Cette courbe dessine ce que l'on appelle un « coin thermique », caractéristique des régions polaires. De plus, il faut noter que l'amplitude des variations verticales de température est réduite à l'extrême, ce qui est également une caractéristique des mers polaires.

1. 5. 5. *Changement adiabatique de température*

Lorsqu'on examine une coupe verticale de température des milieux océaniques profonds, on observe fréquemment une entorse à la règle générale selon laquelle la température diminue d'une manière plus ou moins progressive depuis la surface jusqu'au voisinage des fonds.

En effet, au-delà d'une certaine profondeur, il peut exister une légère élévation de température ; par exemple NANSEN a noté, dans la mer Arctique, à 2 900 m : $T = -0,81^{\circ}$ C, et à 3 800 m : $T = -0,69^{\circ}$, soit une différence de $+0,12^{\circ}$. Le prince Albert de Monaco a noté, entre les Açores et les Canaries, de 5 000 m à 5 500 m, une augmentation de $0,8^{\circ}$. VAN RIEL (à bord du *Snellius*) dans la fosse de Mindanao a relevé, à 3 500 m : $T = 1,58^{\circ}$, et à 10 035 m : $T = 2,48^{\circ}$, soit une différence de $+0,9^{\circ}$.

Ces différences ont été appelées variations adiabatiques de température. Elles s'expliquent de la manière suivante : si un liquide est comprimé, sans gain ou perte de chaleur par rapport au milieu ambiant, il subit une élévation de température, et inversement, si une décompression se produit, le liquide libère lui-même de l'énergie, ce qui se traduit par une diminution de température.

L'eau de mer est compressible et cette compression détermine, dans les eaux profondes, l'élévation de température observée. Cette élévation de température est essentiellement fonction de la pression et aussi de la température *in situ* (coefficient de dilatation thermique).

Le processus inverse de décompression, qui conduit à une diminution de température mérite également d'être pris en considération lorsqu'on se propose d'étudier le déplacement vertical des masses d'eau. Par exemple, une masse d'eau de densité 1,028 et de température 2° , subira un refroidissement de $0,625^{\circ}$ lorsqu'on l'aura élevée de la profondeur de 6 000 m jusqu'à la surface ; sa température en surface ne serait donc plus que de $1,375^{\circ}$; cette valeur de $1,375^{\circ}$ représente ce qu'on appelle la température potentielle de cette masse d'eau. Ce terme de température potentielle définit donc la température que prendrait une masse d'eau donnée si elle était transportée adiabatiquement jusqu'à la surface.

Envisageons le cas d'une masse d'eau qui se déplace en suivant le fond d'un océan dont la profondeur, partant de 4 000 m, augmente progressivement jusqu'à 6 000 m, et remonte enfin jusqu'à 5 000 m. Supposons par ailleurs que cette masse d'eau ne subisse aucun mélange au cours de ces déplacements et qu'elle ait une température initiale de 1° . Les seuls compressions et décompressions successives déterminent les variations de température suivantes : de 4 000 m à 6 000 m, augmentation de 1° à $1,25^{\circ}$; de 6 000 m à 5 000 m, diminution de $1,25^{\circ}$ à $1,12^{\circ}$.

Collection « EUCLIDE »

- Guy EMSCHWILLER. — CHIMIE PHYSIQUE :
 T. I. F. 18 » T. II. F. 32 » T. III. F. 50 »
- Jules HAAG. — LES MOUVEMENTS VIBRATOIRES :
 T. I. F. 18 » T. II. F. 20 »
- Jean BARRIOL. — MÉCANIQUE QUANTIQUE F. 18 »
- Raymond QUELET. — PRÉCIS DE CHIMIE (S.P.C.N.) :
 T. I. F. 15 » T. II. F. 12 » T. III. F. 15 »
- Raymond QUELET. — CHIMIE MÉDICALE F. 28 »
- Louis GENEVOIS. — TRAITÉ DE CHIMIE BIOLOGIQUE :
 T. I. ... F. 18 » T. II : 1^{re} Partie... F. 14 » 2^e Partie... F. 22 »
- Jean CHAZY. — MÉCANIQUE CÉLESTE F. 18 »
- Jean BRICARD. — PHYSIQUE DES NUAGES F. 18 »
- Robert GUILLIEN. — ÉLECTRONIQUE :
 T. I. F. 44 » T. II. F. 40 »
 T. III. F. 24 » T. IV. F. 28 »
- Philippe L'HÉRITIER. — TRAITÉ DE GÉNÉTIQUE :
 T. I. ... F. 18 » T. II. ... F. 12 » T. III. ... (en préparation)
- Albert CHATELET. — ARITHMÉTIQUE ET ALGÈBRE MODERNES :
 T. I. ... F. 16 » T. II. ... F. 22 » T. III. ... (en préparation)
- Georges VALIRON. — FONCTIONS ANALYTIQUES ... F. 18 »
- Édouard BOUREAU. — ANATOMIE VÉGÉTALE :
 T. I. F. 24 » T. II. F. 15 » T. III. F. 15 »
- Maurice JANET. — PRÉCIS DE CALCUL MATRICIEL ET DE CALCUL OPÉRATIONNEL F. 22 »
- Léon HIRTH et Joseph STOLKOWSKI. — BIOLOGIE CELLULAIRE F. 24 »
- Henri WAHL. — PRÉCIS DES MATIÈRES COLORANTES SYNTHÉTIQUES :
 T. I. ... F. 24 » T. II. ... F. 28 » T. III. ... (en préparation)
- Louis HACKSPILL, Jean BESSON et Albert HÉROLD. — CHIMIE MINÉRALE :
 T. I. F. 36 » T. II. F. 36 »
- Jean-Marie SOURIAU. — CALCUL LINÉAIRE F. 22 »
- Théo KAHAN. — PRÉCIS DE PHYSIQUE THÉORIQUE MODERNE :
 T. I : Volume I. F. 34 » ; T. I : Volume II. F. 34 »
- J.-M. PÉRÈS. — Océanographie Biologique ET BIOLOGIE MARINE : T. I. ... F. 30 » T. II. ... F. 40 »
- Maurice CURIE. — PRÉCIS DE PHYSIQUE (P.C.B. — S.P.C.N.) :
 T. I. F. 24 » T. II. F. 24 »
- Michel SOUTIF. — PHYSIQUE NEUTRONIQUE F. 22 »
- Jean MERCIER. — TRAITÉ D'ACOUSTIQUE :
 T. I. F. 32 » T. II. F. 30 » T. III. F. 30 »
- Henri GUÉRIN. — CHIMIE INDUSTRIELLE : T. I. ... F. 32 »
- Marcel DAVID. — PRÉCIS DE MATHÉMATIQUES (M.P.C.) : T. I F. 22 »
- Paul REMY-GENNETÉ. — 700 EXPÉRIENCES DE COURS DE CHIMIE. F. 40 »
- Pierre GRIVET. — ONDES CENTIMÉTRIQUES (en préparation)

Participant d'une démarche de transmission de fictions ou de savoirs rendus difficiles d'accès par le temps, cette édition numérique redonne vie à une œuvre existant jusqu'alors uniquement sur un support imprimé, conformément à la loi n° 2012-287 du 1^{er} mars 2012 relative à l'exploitation des Livres Indisponibles du XX^e siècle.

Cette édition numérique a été réalisée à partir d'un support physique parfois ancien conservé au sein des collections de la Bibliothèque nationale de France, notamment au titre du dépôt légal. Elle peut donc reproduire, au-delà du texte lui-même, des éléments propres à l'exemplaire qui a servi à la numérisation.

Cette édition numérique a été fabriquée par la société FeniXX au format PDF.

Couverture :

Conception graphique – Manon Lemaux

Typographie – Linux Libertine & Biolinum, Licence OFL

*

La société FeniXX diffuse cette édition numérique en accord avec l'éditeur du livre original, qui dispose d'une licence exclusive confiée par la Sofia – Société Française des Intérêts des Auteurs de l'Écrit – dans le cadre de la loi n° 2012-287 du 1^{er} mars 2012.

Avec le soutien du

