

Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr., vol. VII, n° 1, 1969.

VARIATIONS HYDROLOGIQUES ET DYNAMIQUES A COURT TERME A L'ÉQUATEUR, PAR 170° E.

par G. L. PICKARD*, H. ROTSCHI**, P. RUAL***

RÉSUMÉ

Les variations à court terme de la circulation et des propriétés hydrologiques et chimiques à l'équateur et par 170° E ont été étudiées pendant une période de 24 heures en juillet 1967. Les mesures montrent que les variations de presque toutes les propriétés étudiées dans la couche des 500 m supérieurs ne sont pas dues uniquement aux ondes internes. En particulier, les variations locales dans le temps de la salinité suggèrent l'existence, dans la partie la plus rapide du courant de Cromwell, de noyaux où la salinité a une valeur extrême, l'extension en longitude de ces noyaux étant de l'ordre de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres. De même, les variations locales de l'intensité du courant de Cromwell et de ses composantes méridienne et zonale, suggèrent que ce dernier varie apériodiquement en position et en force. Enfin, il existe, toujours dans le courant de Cromwell, une stratification des eaux qui est mise en évidence aussi bien par la répartition verticale de la densité que par celle des sels nutritifs. Il semble exister un déphasage entre l'influence des ondes internes dans les eaux superficielles et dans les eaux profondes, et vers 100 m de profondeur l'amplitude des ondes internes est petite.

SUMMARY

The short term variations of the circulation and of the hydrological and chemical properties at the equator at 170° E were studied during a 24 hour period in July 1967. The measurements show that the variations of almost all the properties studied in the upper 500 m are not due solely to internal waves. In particular, the variations of salinity with time suggest that in the swiftest part of the Cromwell Current there are cores of water whose salinity has extreme values; the longitudinal extent of these cores is from several kilometers up to about ten kilometers. Similarly, the local variations of the intensity and of the zonal and meridional components of the Cromwell Current vary aperiodically. Finally, the vertical distributions of the density and of the nutrient salts indicate a stratification of the waters composing the eastward flow. It appears that the internal waves in the upper layers are out of phase with those in the deeper waters, and that these waves have their least amplitude at about 100 m depth.

* Directeur de l'Institut Océanographique de l'Université de Colombie Britannique, Vancouver, Canada.

** Directeur de Recherches au Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa.

*** Chargé de Recherches au Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa.

INTRODUCTION

Une station de 24 heures à l'équateur fut occupée, par 170° E, au cours de la croisière « *Cyclone 5* » du *N.O. Coriolis* en juillet 1967. Les variations à court terme des courants ainsi que des propriétés hydrologiques et chimiques des eaux entre la surface et une profondeur de 500 m ont été étudiées.

Des « passes » de 24 bouteilles furent exécutées toutes les quatre heures, de 18 heures le 15 juillet à 18 heures le 16 juillet. Dans la couche du noyau du courant de Cromwell, entre 90 m et 210 m, les bouteilles étaient espacées de 10 m ; dans les eaux superficielles, entre 0 m et 90 m et dans la couche située immédiatement sous le noyau, entre 210 m et 300 m, l'espacement était de 20 m ; aux profondeurs supérieures à 300 m, il était de 50 m.

Après chaque station hydrologique, le courant fut mesuré tous les 20 m entre 0 m et 300 m et tous les 50 m de 300 m à 500 m, avec un courantographe Hydro-Products mouillé sur le câble hydrologique. Le courant fut mesuré par paliers de 4 minutes aussi bien à la descente du courantographe qu'à sa remontée. Une mesure à 1 000 m de profondeur servait de référence pour le calcul des courants relatifs et permettait d'éliminer l'influence de la dérive sur les mesures.

Des variations considérables ont été observées, tant dans la distribution verticale des propriétés hydrologiques que dans la direction et l'intensité du courant. Elles mettent en évidence l'importance des fluctuations et l'extrême complexité de la structure hydrologique à l'équateur, dans le Pacifique occidental.

Structure hydrologique à 170° E.

Dans tout le Pacifique équatorial, le courant de Cromwell transporte un maximum de salinité caractéristique de l'eau subtropicale du Pacifique sud. Cependant, dans le Pacifique central et oriental, ce maximum constitue un noyau isolé de l'eau subtropicale formée au centre du Pacifique sud et se déplaçant ensuite vers l'ouest et le nord (MONTGOMERY et STROUP, 1962 ; WYRTKI, 1967 a) ; dans le Pacifique occidental au contraire, cette eau traverse l'équateur et atteint une latitude voisine de 4-6° N (TSUCHIYA, 1961).

Comme l'ont confirmé dix croisières du *N. O. Coriolis*, on trouve donc, à l'équateur et par 170° E, un maximum de salinité dérivant directement de l'eau subtropicale du Pacifique sud dont le noyau est identifiable par une salinité supérieure à 36,00 ‰. Au cours de la croisière « *Cyclone 5* », le noyau de cette eau subtropicale était situé entre 5° S et 10° S et sa profondeur était voisine de 200 m (fig. 1) ; le maximum de salinité correspondant pouvait être suivi en direction du nord jusqu'à un front halin à 1° 30' N, marquant la limite septentrionale de l'extension de l'eau subtropicale du Pacifique sud.

Mais le maximum peut être érodé par intrusion d'eau originaire de l'hémisphère nord qui, à 200 m de profondeur et par 5° N a une salinité inférieure à 34,60 ‰ ; cette eau représente l'extension vers le sud de l'eau intermédiaire du Pacifique nord (REID, 1965) et elle a une teneur en oxygène inférieure à 3 ml/l. En juillet 1967, à 170° E, elle faisait ressentir ses effets jusqu'à l'équateur.

En définitive, la structure hydrologique observée les 11-12 juillet 1967, par 170° E, entre l'équateur et 1° N, était caractérisée par deux minima et trois maxima de salinité (fig. 2) tous créés par intrusion, dans l'eau salée du Pacifique sud, d'eau moins salée de l'hémisphère nord.

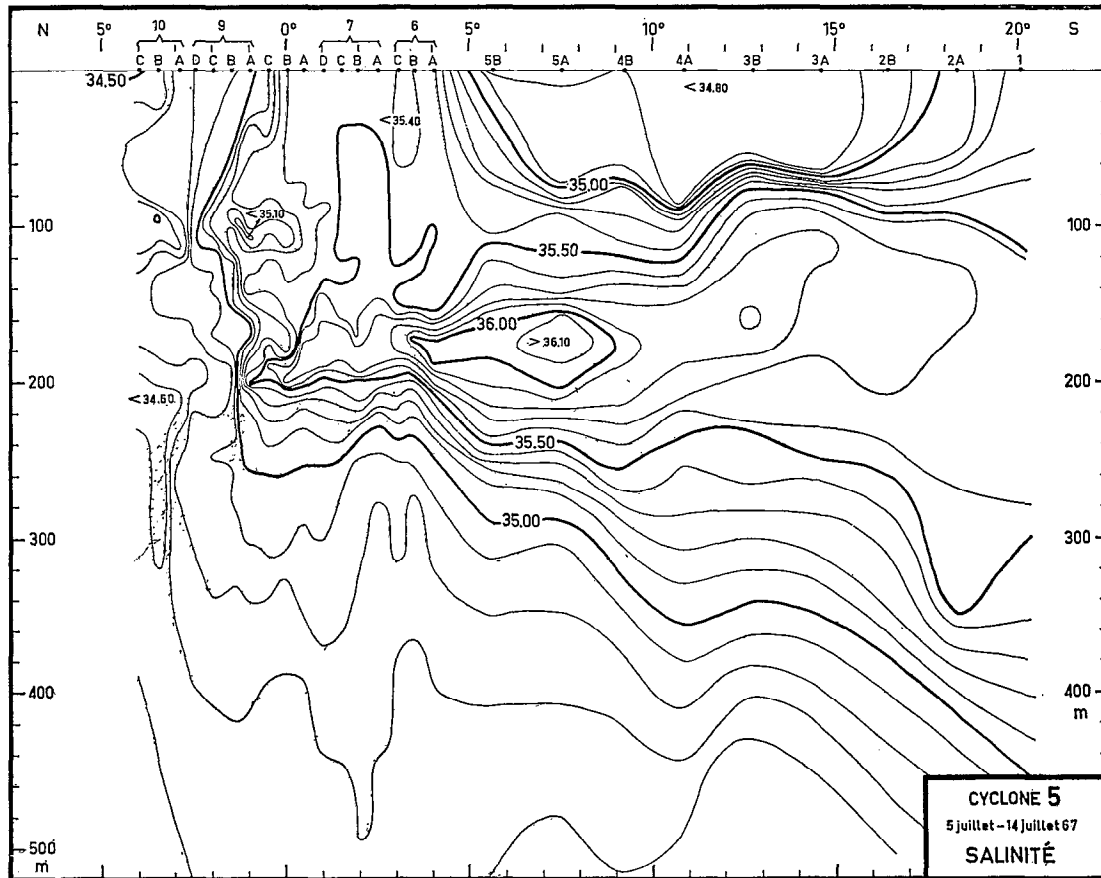


Fig. 1. — Répartition verticale de la salinité à 170° E, entre 20° S et 4° N, observée au cours de la croisière *Cyclone 5* du N.O. Coriolis en juillet 1967. Espacement des isohalines 0,10 ‰.

A 2° N, l'eau intermédiaire du Pacifique nord, avec une salinité inférieure à 34,80 ‰ était située entre les isanostères 200 cl/t (1) et 300 cl/t ; plus au sud, elle se réchauffait en se mélangeant à l'eau subtropicale sud et c'est sur l'isanostère 360 cl/t qu'on la rencontrait à l'équateur où elle représentait le minimum inférieur de salinité. Cet étalement isentropique, entre 1° N et 0°, de l'eau intermédiaire du Pacifique nord scindait l'eau subtropicale sud en deux noyaux constituant respectivement le maximum inférieur et le maximum intermédiaire. A l'équateur, le premier était situé sur l'isanostère 300 cl/t et le second sur 430 cl/t.

Le minimum supérieur, à la profondeur de 100 m, a une faible teneur en oxygène ; son noyau où la salinité est inférieure à 35,20 ‰ et qui s'étend en latitude, entre 1° N et l'équateur, semble

(1) MONTGOMERY et WOOSTER (1954) ont souligné les avantages que présente l'emploi, particulièrement en ce qui concerne les eaux tropicales et équatoriales du Pacifique, de ce qu'ils ont appelé « anomalie thermostérique ». Cette expression désigne les termes de l'anomalie de volume spécifique — pour laquelle ils suggèrent l'appellation plus courte d'« anomalie stérique » — dus seulement à la salinité et à la température. Symbolisée par Δ_{st}

l'anomalie thermostérique est reliée à σ_t par l'expression $\Delta_{st} = 0,02736 - \frac{10^{-3}\sigma_t}{1+10^{-3}\sigma_t}$ et elle est aisément cal-

culée avec les tables de LA FOND (1951), l'eau de référence étant à 35 ‰ et à 0°. En fait, l'anomalie thermostérique est l'anomalie de volume spécifique d'une eau de salinité et de température données, à la pression atmosphérique. Enfin, ces deux auteurs ont proposé d'appeler « isanostère » les isoplèthes d'anomalie thermostérique. La correspondance numérique entre σ_t et Δ_{st} est donnée dans la table VIII, p. 86-87 de LA FOND (1951).

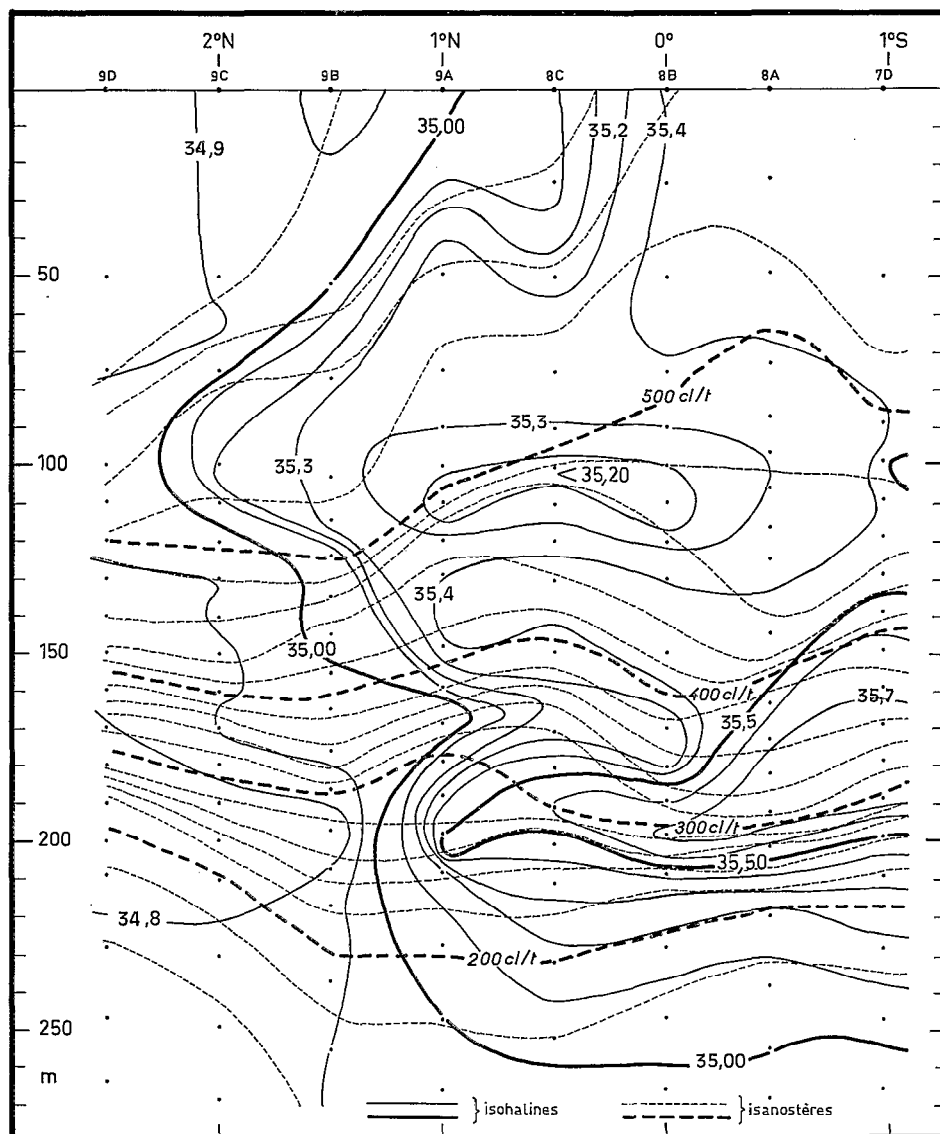


Fig. 2. — Détail de la répartition verticale de la salinité et de l'anomalie thermostérique observées en zone équatoriale, au cours de la croisière *Cyclone 5*. Espacement des isohalines 0,10 ‰, espacement des isanostères 20 cl/t.

être associé aux isanostères 460-480 cl/t. Il indique également la présence dans une eau de caractère méridional, d'eau du Pacifique nord qui a été probablement intégrée dans le flux est plus loin à l'ouest. Une distribution à noyaux isolés, similaire à celle-ci, a été observée plus à l'ouest, à 137° E, au nord de la Nouvelle-Guinée et elle dérivait d'un mécanisme semblable (MASUZAWA, 1967).

Quant au maximum supérieur il était dû au recouvrement d'une eau assez salée que WYRTKI (1967 b) appelle l'eau subtropicale superficielle et qui compose la majeure partie du flux d'ouest en surface, dans le Pacifique sud, par une eau superficielle moins salée associée, au nord de l'équateur, à la partie septentrionale du courant équatorial d'ouest et que WYRTKI (1967 b) appelle l'eau équatoriale superficielle. Une distribution similaire de ces deux masses superficielles apparaît très clairement aussi bien à 156° W (MONTGOMERY et STROUP, 1962) et 158° W (WYRTKI, 1967 a) qu'à 160° W (REID, 1965).

Nature de la circulation à 170° E.

Toutes les mesures directes de courant relatif en zone équatoriale, à 170° E, ont mis en évidence l'existence, tout au long de l'année, d'un contre-courant subsuperficiel portant à l'est, le courant de Cromwell, dont le noyau principal est situé vers 200 m (fig. 3).

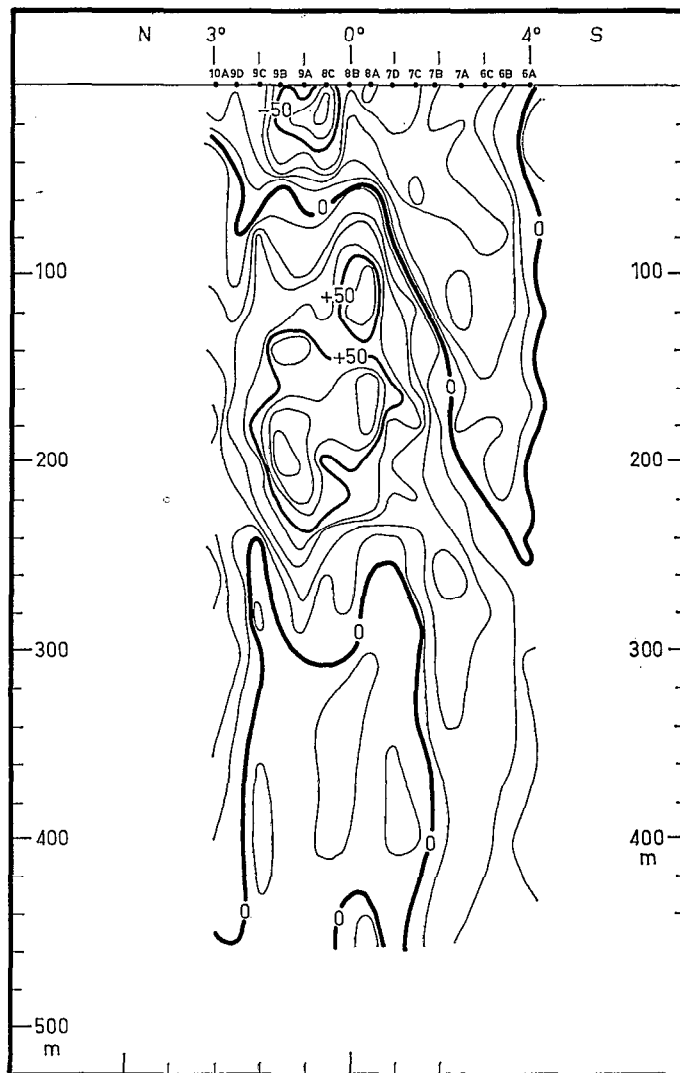


Fig. 3. — Distribution verticale de la composante est-ouest du courant relatif à 500 m, en zone équatoriale, au cours de la croisière *Cyclone 5*. Espacement des isotaches 10 cm/s.

Cependant, contrairement à ce qui fut observé dans le Pacifique central et oriental (KNAUSS, 1960, 1966) ce flux est n'est pas isolé dans un flux général ouest. Il y a au contraire une continuité de flux entre le contre-courant nord-équatorial et le courant de Cromwell ; ce dernier est en outre prolongé vers le sud et vers le bas par un flux est qui pourrait rejoindre le contre-courant profond signalé par REID (1959, 1961) à 5° S ainsi que le contre-courant sud-équatorial superficiel qui a son noyau vers 10° S (JARRIGE, 1968). Les mesures semblent indiquer que ces différents flux ne sont pas composés de la même eau et qu'ils se distinguent en outre les uns des autres par un gradient méridien de vitesse important.

Le flux du courant de Cromwell n'est pas exactement zonal car il a toujours une composante nord-sud appréciable dont la direction ne s'inverse pas à l'équateur ; de plus, son noyau a été souvent observé au nord de l'équateur. Ceci confirme d'autres observations (NOËL et ROTSCHI, 1966 ; WYRTKI, 1967 a).

Enfin, un noyau secondaire de flux est a été observé au cours de presque toutes les croisières à une profondeur voisine de 100 m ; ce noyau secondaire peut avoir une composante nord-sud différente de celle du noyau principal.

Variations observées.

Salinité.

Les variations observées de la salinité sont de deux types. Dans les soixante premiers mètres d'une part, et aux profondeurs supérieures à 200 m d'autre part, il semble que l'on n'ait observé que des fluctuations à caractère périodique dues aux ondes internes (fig. 4).

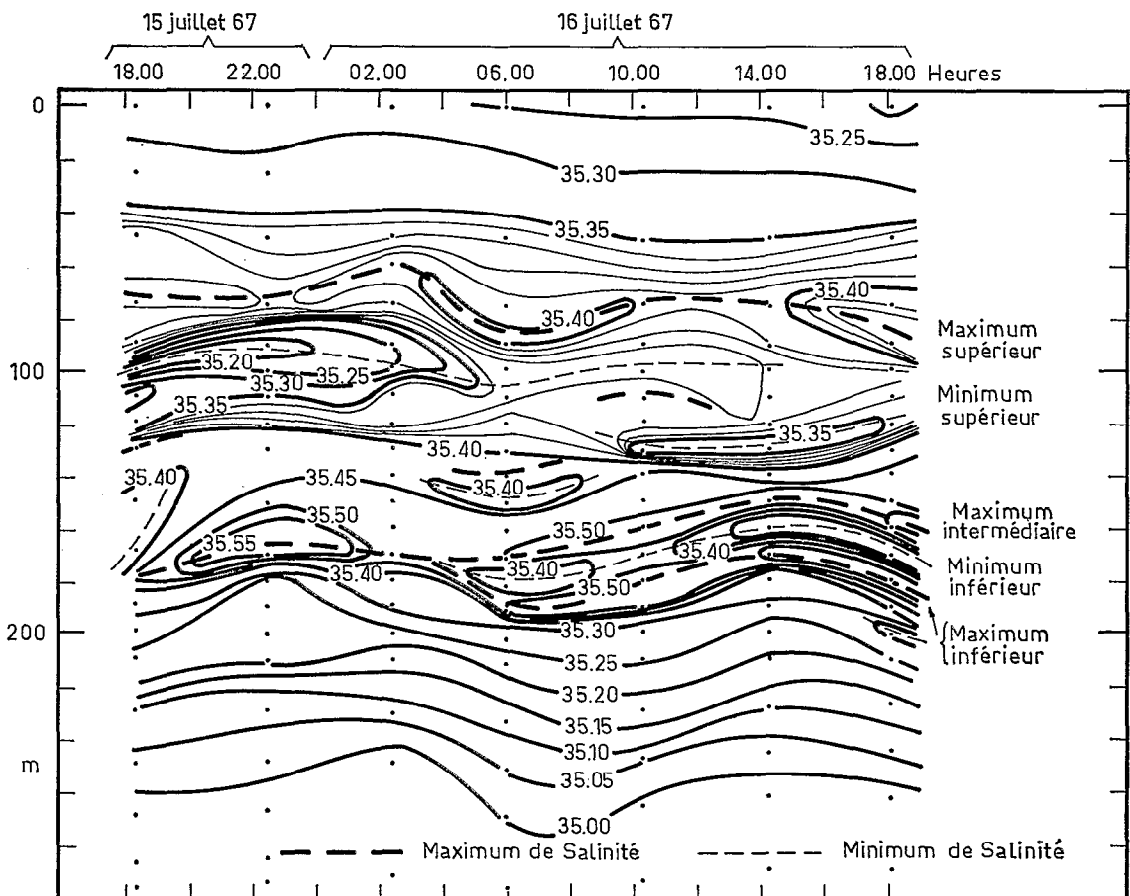


Fig. 4. — Variations de la répartition verticale de la salinité à l'équateur, par 170° E, les 15 et 16 juillet 1967. Espacement des isohalines 0,05 ‰ dans les zones à fort gradient et 0,01 ‰ dans celles à faible gradient.

Par contre, dans la couche des minima et maxima, les variations dans le temps de la répartition verticale de la salinité furent plus complexes. Elle occupait une tranche d'eau répartie approximativement entre 60 m et 180 m et l'intensité du courant y était supérieure à 50 cm/s.

Dans cette couche formée essentiellement d'eau salée du Pacifique sud, l'intrusion d'eau moins salée du Pacifique nord creuse une zone de minima encadrés nécessairement par deux maxima permanents dont l'un est à 80 m de profondeur et l'autre à 180 m. La zone de minimum est soit réduite à un seul minimum dont l'intensité varie dans le temps, soit fractionnée en plusieurs minima plus ou moins temporaires qui sont séparés par des maxima intermédiaires secondaires.

En outre, l'intensité des principaux extrema a varié considérablement dans le temps puisque l'on a observé des taux de variation locale de la salinité de $0,10 \cdot 10^{-4} \text{ ‰ s}^{-1}$ ($0,14 \text{ ‰}$ en 4 heures) en valeur absolue dans le minimum inférieur, de $0,07 \cdot 10^{-4} \text{ ‰ s}^{-1}$ ($0,10 \text{ ‰}$ en 4 heures) dans le maximum inférieur et de $0,08 \cdot 10^{-4} \text{ ‰ s}^{-1}$ ($0,11 \text{ ‰}$ en 4 heures) dans le minimum supérieur.

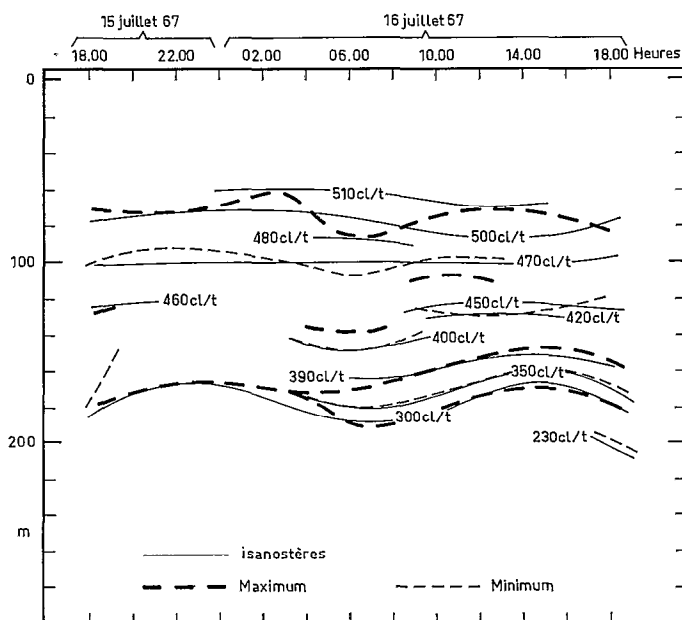


Fig. 5. — Position relative des maxima et minima de salinité et de certaines isanostères, les 15 et 16 juillet 1967.

Les fluctuations observées étaient pour la plupart isentropiques puisque les variations de la profondeur des extrema correspondaient étroitement à celles de la profondeur de certaines isanostères ; par exemple, le maximum intermédiaire épousait l'isanostère 390 cl/t, le minimum inférieur l'isanostère 350 cl/t et le maximum inférieur l'isanostère 300 cl/t (fig. 5). Les variations de profondeur de ces extrema avaient donc pour cause l'action de facteurs apériodiques et périodiques comme les ondes internes, sur des masses d'eau se déplaçant de façon isentropique.

L'on verra plus loin que les extrema inférieurs étant associés au noyau de vitesse du courant de Cromwell, l'indice de RICHARDSON (1), à leur niveau est très élevé. Par contre, à la profondeur

(1) L'énergie utilisée par la turbulence verticale pour vaincre les forces de gravité est empruntée à l'énergie du mouvement moyen, donc la turbulence ne peut exister que si cette dernière est supérieure à l'augmentation d'énergie potentielle requise. L'indice de RICHARDSON est proportionnel au quotient de ces énergies, quand il dépasse une certaine valeur critique — toujours supérieure à 1 — la turbulence tend à s'affaiblir.

des extrema supérieurs, le gradient vertical de vitesse n'est pas négligeable, et l'indice de RICHARDSON est plus faible. Il se pourrait donc que la turbulence soit plus forte vers 100 m de profondeur.

Aux oscillations verticales s'ajoutent les variations de l'intensité des minima et maxima. Compte-tenu de la distribution de la salinité observée le long du 170° E en zone équatoriale, de tels taux, s'ils étaient dus à des déplacements nord-sud de l'ensemble du système équatorial supposeraient que la composante méridienne de la vitesse puisse dépasser 100 cm/s, ce qui est peu probable et n'a jamais été mesuré. Par conséquent, les variations observées de la salinité signifient qu'au cœur du courant de Cromwell il y a des gradients zonaux de salinité très importants, atteignant $0,01 \text{ ‰ km}^{-1}$; ces gradients découlent de la présence de noyaux dont la longueur est de l'ordre de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres.

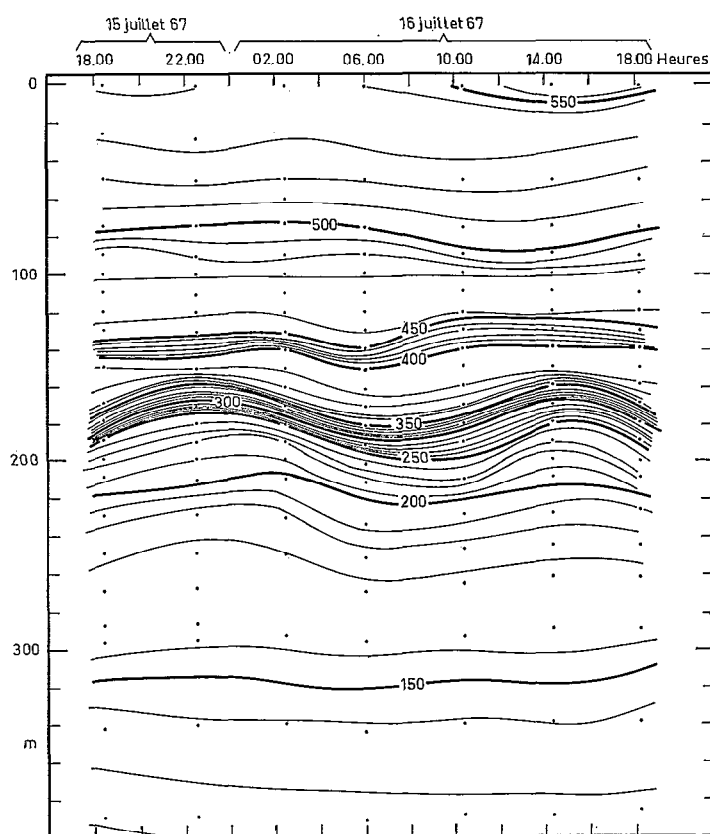


Fig. 6. — Variations de la répartition verticale de l'anomalie thermostérique à l'équateur, par 170° E, les 15 et 16 juillet 1967. Espacement des isanostères 10 cl/t.

Anomalie thermostérique.

Sa répartition verticale donne une image fidèle du champ de densité. Les variations observées mettent en évidence une stratification très nette des eaux équatoriales et suggèrent un déphasage possible entre les ondes internes affectant la couche 0-100 m et celles affectant les couches plus

profondes. En outre, il semble qu'à une profondeur supérieure à 300 m, lorsque le gradient vertical de densité est petit, les variations périodiques ou aperiodiques de la distribution verticale de l'anomalie thermostérique soient d'importance réduite. De même, l'isanostère 470 cl/t n'est le siège d'aucun mouvement apparent (fig. 6).

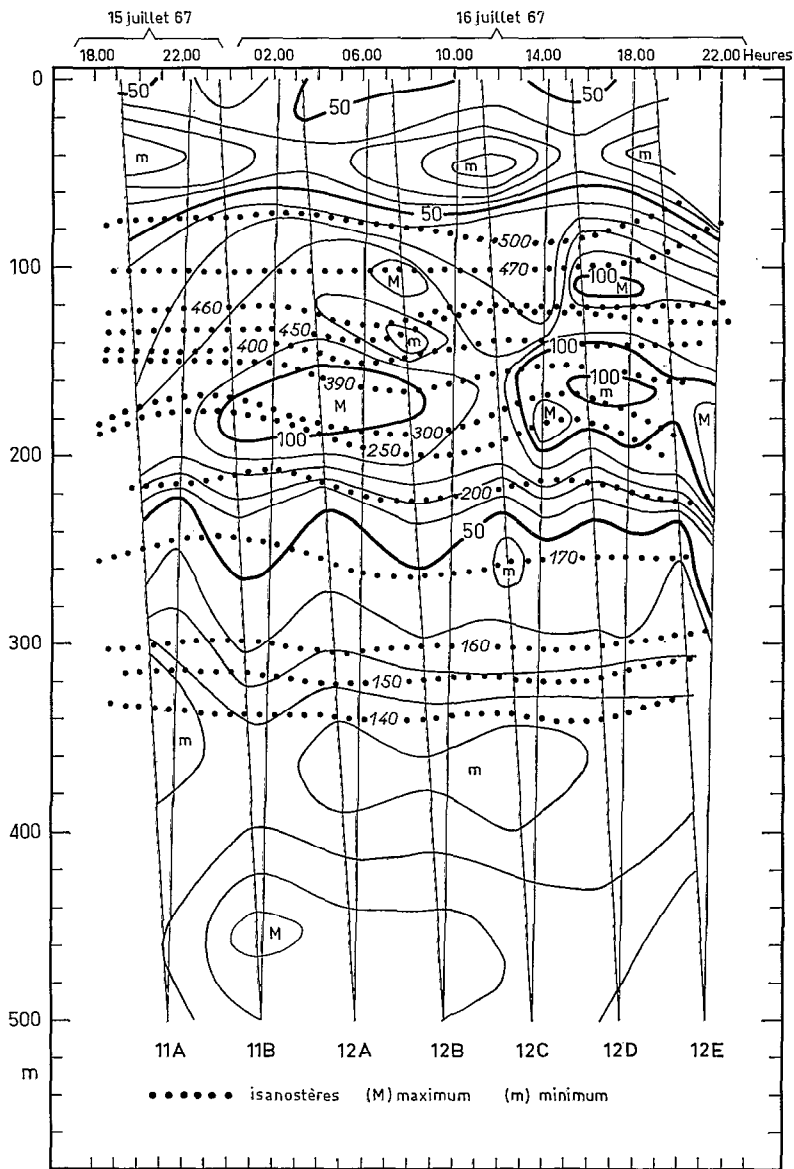


Fig. 7. — Variations du courant total relatif à 1 000 m, à l'équateur, par 170° E, les 15 et 16 juillet 1967, ainsi que de la profondeur de certaines isanostères. Espacement des isotaches 10 cm/s (les lignes obliques représentent les variations de la profondeur du courantomètre en fonction du temps).

La stratification est surtout soulignée par l'existence de trois couches à très faible gradient vertical d'anomalie thermostérique. La plus profonde 260-300 m est comprise entre les isanostères 160 cl/t et 170 cl/t ; elle correspond à l'eau équatoriale à 13° C (MONTGOMERY et STROUP, 1962).

La moins profonde, a une épaisseur quasi constante proche de 20 m, entre 100 et 120 m, et la troisième, moins épaisse, limitée par les isanostères 400 cl/t et 390 cl/t a une profondeur variable autour de 150 m.

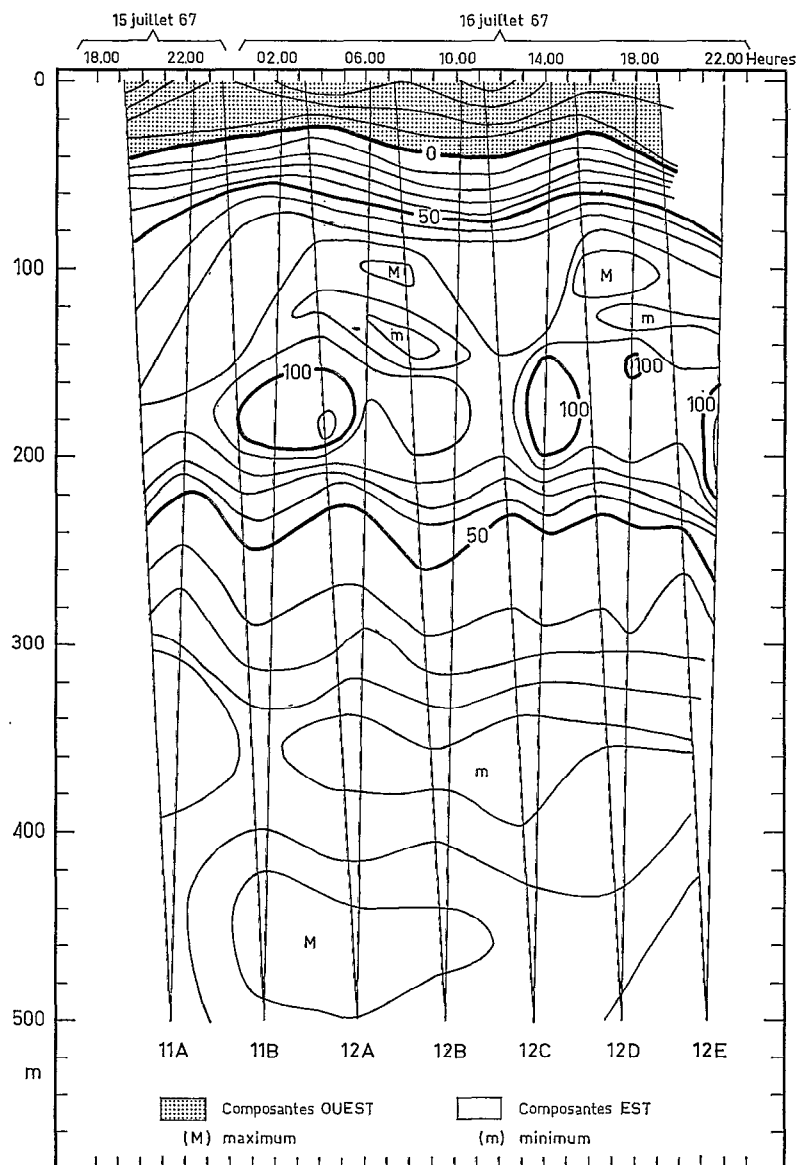


Fig. 8. — Variations de la composante est-ouest du courant relatif à 1 000 m, à l'équateur et par 170° E, les 15 et 16 juillet 1967. Espacement des isotaches 10 cm/s (les lignes obliques représentent les variations de la profondeur du courantomètre en fonction du temps).

Les extrema de salinité sont exclusivement localisés dans les couches à fort gradient vertical d'anomalie thermostérique, même quand ils n'ont qu'une brève existence. C'est le cas par exemple du minimum intermédiaire apparu le 16 juillet à 6 heures à 150 m, sur l'isanostère 400 cl/t, ou du minimum supérieur à 130 m, sur l'isanostère 420 cl/t qui à partir du même jour à 10 heures a commencé à se substituer à celui qui était associé à l'isanostère 470 cl/t à 100 m (fig. 5).

Courants.

Les courants relatifs à 1 000 m ont été mesurés tous les 20 m entre la surface et 300 m de profondeur et tous les 50 m entre 300 m et 500 m. Ces mesures furent faites par paliers de 4 minutes à la descente ainsi qu'à la remontée. Pendant la durée de la station, le bateau tenait une vitesse et un cap constants, face au courant de surface et au vent, de manière à réduire et à stabiliser sa

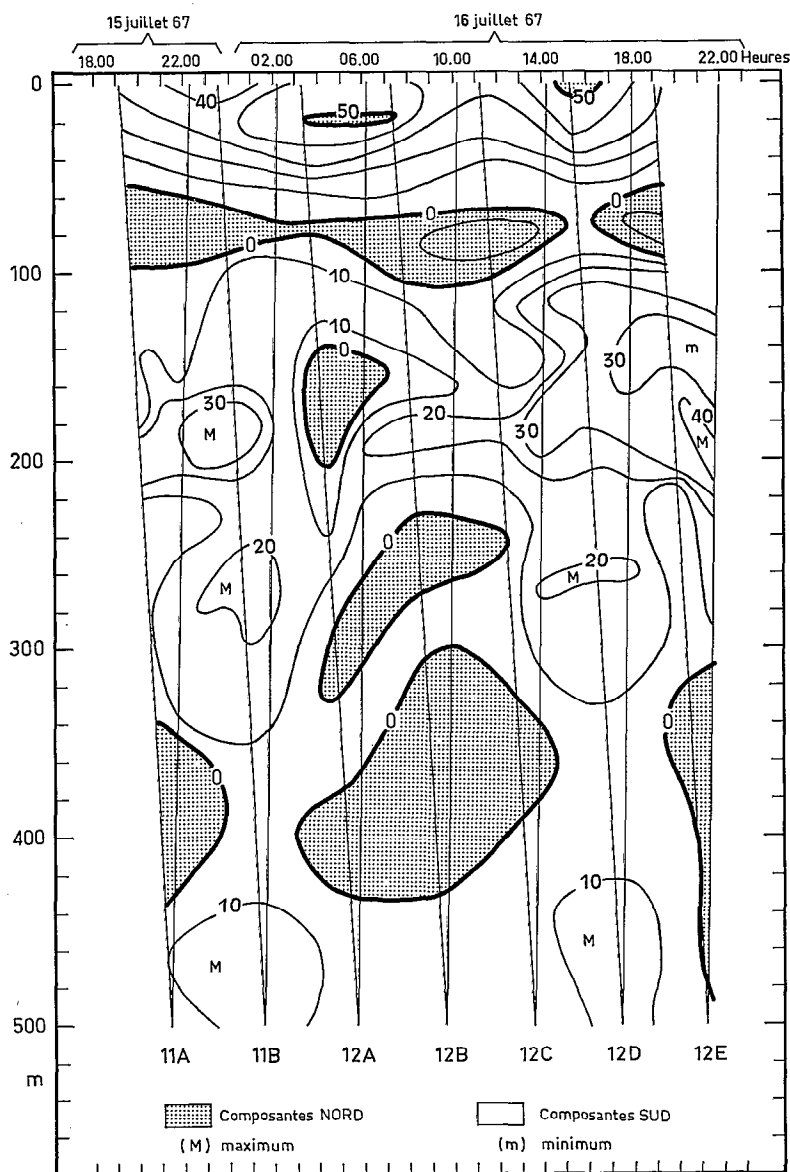


Fig. 9. — Variations de la composante nord-sud du courant relatif à 1 000 m, à l'équateur et par 170° E, les 15 et 16 juillet 1967. Espacement des isotaches 10 cm/s. (Les lignes obliques représentent les variations de la profondeur du courantmètre en fonction du temps).

dérive. Quelques mesures au niveau de référence choisi suffisent alors pour mesurer la dérive, évaluer son évolution et calculer, par différence vectorielle, les courants relatifs. La précision estimée des mesures est $\pm 10^\circ$ en direction et ± 5 cm/s en intensité.

Outre les variations périodiques de la profondeur des isotaches, on a noté des fluctuations importantes de la vitesse du maximum (fig. 7) ; de plus, un maximum secondaire à 100-120 m était plus ou moins bien marqué. Dans la tranche d'eau où la vitesse totale était supérieure à 50 cm/s et qui était comprise entre les profondeurs de 70 m et de 240 m, les fluctuations à caractère apparemment aperiodique ne semblaient occuper que la couche située dans le noyau de vitesse et au-dessus de lui.

Les trois extrema inférieurs de salinité, le maximum inférieur et le maximum intermédiaire sont étroitement associés au maximum de vitesse ; le minimum supérieur est au même niveau que le noyau supérieur de vitesse.

Les variations de la composante est-ouest du courant (fig. 8) sont peu différentes de celles du courant total dans les eaux animées d'une grande vitesse. On retrouve donc aux mêmes profondeurs les mêmes maxima et minima de vitesse, dans lesquels cette dernière fluctue de la même manière. Il faut noter toutefois que l'isotache 0 cm/s séparant le courant superficiel ouest du courant de Cromwell coïncide avec l'isanostère 530 cl/t. Dans la partie supérieure du courant de Cromwell, il y a similitude entre les variations de profondeur des isotaches et des isanostères ; dans la partie inférieure, il n'en est pas de même.

Pour ce qui est de la circulation méridienne (fig. 9), le maximum supérieur de salinité se trouve dans la partie supérieure du courant de Cromwell et est associé à un maximum de composante nord du courant. De plus, les variations de la salinité dans ce maximum pourraient être liées à celles de l'intensité de cette composante. Pareillement, le minimum inférieur de salinité semble être associé à un maximum de la composante sud du courant de Cromwell et ses variations d'intensité reflètent celles de l'intensité de cette composante : une décélération du courant entraîne une augmentation de la salinité et inversement une accélération entraîne une diminution de la salinité. Pour ce qui est du minimum supérieur qui en fin de station fixe est apparu sur l'isanostère 400 cl/t, il est associé à une accélération de la composante sud du courant de Cromwell.

KNAUSS (1961) a noté que, dans le Pacifique central où il avait mesuré un courant de Cromwell avec une vitesse maximale proche de 150 cm/s, l'indice de RICHARDSON Ri dans la moitié supérieure du courant était égal à 0,7 tandis que dans la moitié inférieure il était égal à 1,4. Bien qu'il soit difficile de tirer de cet indice des conclusions certaines relatives à la turbulence verticale, il peut être intéressant d'indiquer la manière dont il varie avec la profondeur et la stratification apparente.

Dans la couche supérieure d'environ 60 m d'épaisseur, dans laquelle la composante est du courant de Cromwell est inférieure à 50 cm/s et où le courant superficiel porte à l'ouest, le gradient vertical de vitesse est très fort et l'indice de RICHARDSON est égal à 0,37.

Dans la couche du maximum supérieur de salinité limitée par les isanostères 510 cl/t et 480 cl/t, il est voisin de 1, sauf entre 9 heures et 15 heures le 16 juillet où la répartition verticale de la vitesse avec un très petit gradient entraîne un indice voisin de 10.

Dans la couche homogène en densité limitée par les isanostères 470 cl/t et 460 cl/t, Ri est plus grand et de l'ordre de la dizaine. Entre 450 cl/t et 400 cl/t, où le gradient d'anomalie thermos-térique est grand, mais où la vitesse est minimale il augmente encore et atteint des valeurs proches de 100.

Dans la couche du noyau de vitesse, entre 390 cl/t et 250 cl/t, il faudrait que le gradient vertical de vitesse soit supérieur à 0,15 cm/s/10 m pour que Ri soit inférieur à 100. L'on constate aisément qu'une telle condition est rarement satisfaite.

Par contre, dès que l'on atteint une profondeur où la stratification de la vitesse est plus régulière, Ri décroît beaucoup. Au niveau de l'isanostère 200 cl/t il est voisin de 2 à 3, dans l'eau à 13° C entre 160 cl/t et 170 cl/t, il est égal à 1,8 et immédiatement au-dessus du minimum de courant trouvé à 370 m, il est également égal à 1,8.

Par conséquent, dans la mesure où la valeur critique de l'indice de RICHARDSON varie avec la profondeur moins que l'indice lui-même, on peut penser que la diffusion verticale turbulente

est plus importante aux limites du courant qu'à son noyau ; de même, elle pourrait être plus grande dans sa partie supérieure que dans sa partie inférieure, ce qui confirme les remarques de KNAUSS (1961).

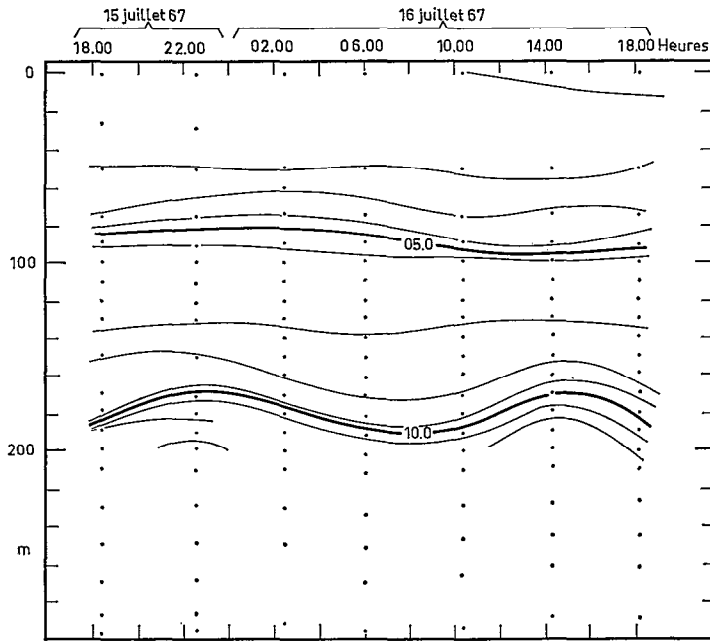


Fig. 10. — Variations de la répartition verticale du nitrate à l'équateur et par 170° E, les 15 et 16 juillet 1967. Espacement des isoplèthes 1,0 μ at-g/l.

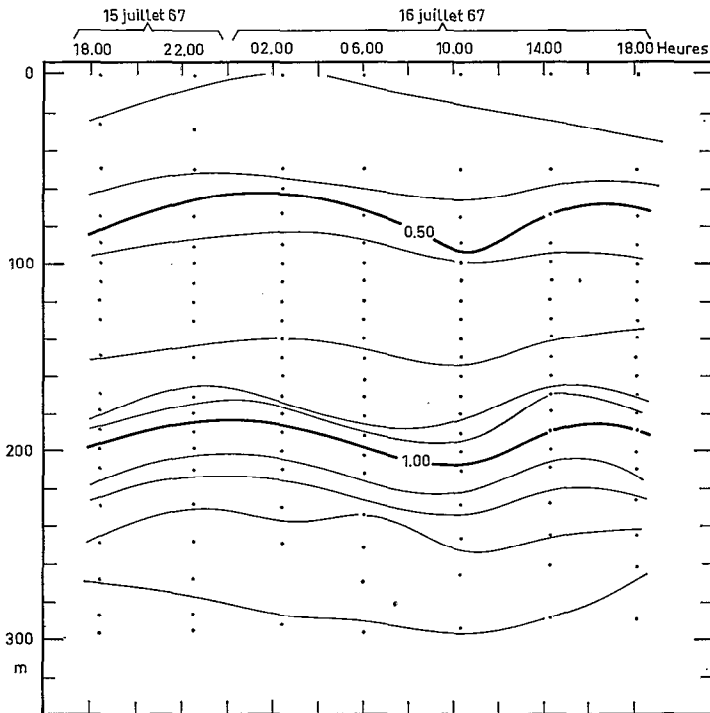


Fig. 11. — Variations de la répartition verticale du phosphate à l'équateur et par 170° E, les 15 et 16 juillet 1967. Espacement des isoplèthes 0,10 μ at-g/l.

Sels nutritifs et oxygène.

Les fluctuations de la distribution verticale du nitrate (fig. 10) et du phosphate (fig. 11) font apparaître une grande similitude avec l'anomalie thermostérique (fig. 6). Aux pycnoclines observées entre 80 m et 100 m d'une part et entre 160 m et 200 m d'autre part, correspondent des couches dans lesquelles le gradient vertical du phosphate et du nitrate est grand ; la couche de transition inférieure est d'ailleurs mieux marquée que la supérieure. De plus, les deux couches peu épaisses où l'anomalie thermostérique varie peu avec la profondeur semblent également être caractérisées par de petits gradients verticaux des sels nutritifs.

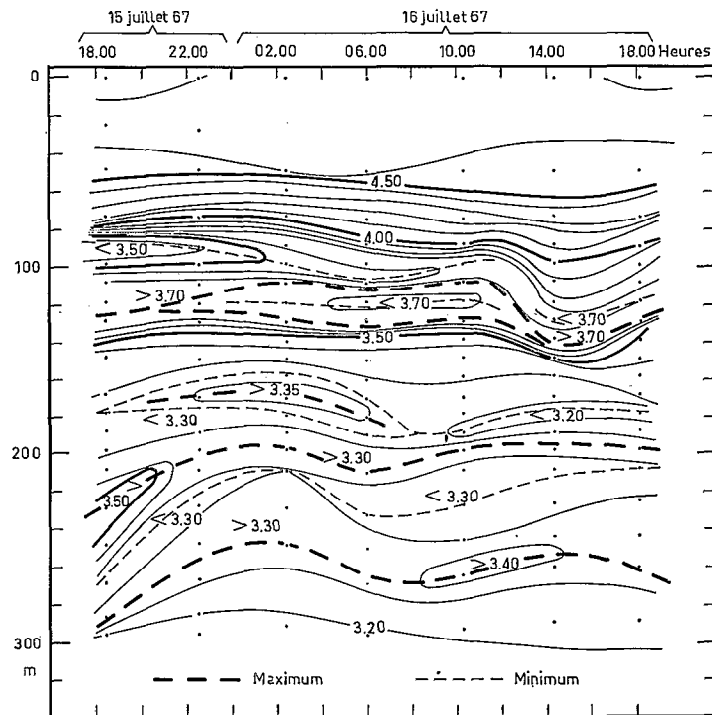


Fig. 12. — Variations de la répartition verticale de l'oxygène à l'équateur et par 170° E, les 15 et 16 juillet 1967. Espacement des isoplièthes 0,10 ml/l.

Par le nombre de maxima et de minima rencontrés à l'équateur, la distribution verticale de la concentration de l'oxygène est plus complexe ; ses variations font apparaître une structure très éloignée de celle observée par KNAUSS (1960) dans le Pacifique central. Dans la partie supérieure du courant de Cromwell, le minimum supérieur de l'oxygène coïncide avec le minimum supérieur de salinité, ce qui confirme l'origine septentrionale de l'eau du minimum. En outre, il est bien évident que l'homogénéité dans la distribution de l'oxygène observée par KNAUSS (1960) n'existe pas dans le Pacifique occidental, sinon uniquement dans la partie inférieure du courant, sous le noyau de vitesse. A ce dernier en effet est associé un minimum de concentration de l'oxygène, avec des valeurs inférieures à 3,30 ml/l (fig. 12) et 100 m plus bas on trouve un maximum avec des valeurs supérieures à 3,30 ml/l, la teneur en oxygène variant très peu entre ces deux extrema. Par contre, dans la partie supérieure du courant, au-dessus du noyau de vitesse, la concentration de l'oxygène décroît régulièrement avec la profondeur, la seule perturbation étant due à l'eau intermédiaire du Pacifique nord moins salée et moins riche en oxygène.

CONCLUSION ET RÉSUMÉ

L'étude des variations à court terme des distributions à l'équateur, par 170° E, de différentes caractéristiques hydrologiques, ainsi que des courants a montré que les fluctuations observées ne sont pas dues seulement aux ondes internes.

En effet, le courant de Cromwell, dans sa partie la plus rapide, entraîne des noyaux où la salinité a une valeur extrême et dont l'extension dans l'espace est de l'ordre de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres ; ces noyaux sont formés soit d'eau intermédiaire du Pacifique nord, soit d'eau subtropicale du Pacifique sud. La position des noyaux relativement les uns aux autres peut découler des turbulences verticales dans la zone de formation du système équatorial de transport vers l'est ; ces turbulences pourraient déterminer la (ou les) profondeur(s) à laquelle l'eau intermédiaire du Pacifique nord pénètre dans l'eau subtropicale du Pacifique sud et les variations de la turbulence expliqueraient l'apparition ou la disparition de ceux des minima de salinité qui ne semblent avoir aucun caractère périodique : ce mécanisme pourrait s'appliquer en particulier à la variation de niveau du minimum supérieur observée le 16 juillet.

La répartition verticale de l'anomalie thermostérique suggère que l'action des ondes internes à courte période est limitée aux 300 m supérieurs, qu'elle est nulle à 100 m et qu'il peut exister un déphasage entre les ondes intéressant les 100 premiers mètres et celles agissant sur les eaux plus profondes. Elle souligne d'autre part l'existence d'une stratification de la densité avec une pycnocline fortement marquée au niveau du noyau de vitesse et des extrema inférieurs de la salinité, une pycnocline moins intense au niveau des extrema supérieurs de la salinité, sous la limite supérieure du courant de Cromwell et enfin, une troisième pycnocline qui semble associée au minimum de flux entre le noyau à 100 m et celui à 200 m.

Les variations dans le temps du courant à l'équateur sont beaucoup plus grandes dans la partie supérieure. Non seulement la profondeur des isotaches fluctue, mais aussi l'intensité ; un taux de variation locale du courant est de $3 \cdot 10^{-3}$ cm/s⁻² a été rencontré. Le noyau de vitesse coïncide avec le maximum de salinité ainsi qu'avec une pycnocline fortement marquée.

La répartition verticale de l'anomalie thermostérique et de la vitesse est telle que l'indice de RICHARDSON qui est inférieur à 1 à la limite supérieure du courant de Cromwell augmente quasi régulièrement avec la profondeur jusqu'à une valeur de l'ordre de plusieurs dizaines au noyau du courant ; il décroît ensuite et a une valeur proche de 2 aux profondeurs supérieures à 200 m.

Dans les différentes couches mises en évidence, il est difficile actuellement de faire la part de la turbulence verticale dans l'établissement des distributions observées.

L'hypothèse d'une stratification des eaux du courant de Cromwell est confirmée par la distribution des sels nutritifs (PICKARD et ROTSCHI, 1968) ; aux deux pycnoclines extrêmes correspondent de grands gradients verticaux du phosphate et du nitrate. Enfin, ce n'est que dans la partie inférieure du courant de Cromwell que la concentration de l'oxygène est homogène, tandis que celle du phosphate croît avec la profondeur.

BIBLIOGRAPHIE

- JARRIGE (F.), 1968. — On the eastward flow in the western Pacific south of the equator. *J. Mar. Res.* vol. 26, n° 3, pp. 286-289.
- KNAUSS (J. A.), 1960. — Measurements of the Cromwell current. *Deep Sea Res.*, vol. 6, n° 4, pp. 265-286.
- KNAUSS (J. A.), 1961. — The structure of the Pacific equatorial countercurrent. *J. Geophys. Res.*, vol. 66, n° 1, pp. 143-165.
- LA FOND (E. C.), 1951. — Processing Oceanographic data. H. O. Pub. n° 614, U. S. Navy Hydrographic Office, 114 p.
- MASUZAWA (J.), 1967. — An oceanographic section from Japan to New-Guinea at 137° E in January 1967. *Oceanogr. Mag.*, vol. 19, n° 2, pp. 95-119.
- MONTGOMERY (R. B.) et WOOSTER (W. S.), 1954. — Thermosteric anomaly and the analysis of serial oceanographic data. *Deep Sea Res.*, vol. 2, n° 2, pp. 63-70.
- MONTGOMERY (R. B.) et STROUP (E. D.), 1962. — Equatorial waters and currents at 150° W in July-August 1952. John Hopkins Oceanographic Studies, n° 1, John Hopkins Press Baltimore, 68 p.
- NOËL (J.) et ROTSCHI (H.), 1966. — Influence of the Cromwell current and of the south equatorial current on the horizontal distribution of some physico-chemical properties. 11th Pacific Science Congress, Tokyo, vol. 2, p. 21.
- PICKARD (G. L.), ROTSCHI (H.), sous presse. — Structure hydrologique associée au courant de Cromwell, dans le Pacifique occidental. *C.R. Ac. Sci.*
- REID (J. L.), 1959. — Evidence of a south equatorial countercurrent in the Pacific Ocean. *Nature*, vol. 184, pp. 209-210.
- REID (J. L.), 1961. — On the geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to the 1 000 decibar surface. *Tellus*, vol. 13, n° 4, pp. 489-502.
- REID (J. L.), 1965. — Intermediate waters of the Pacific Ocean. The John Hopkins Oceanographic Studies, n° 2. The John Hopkins Press, Baltimore, 85 p.
- TSUCHIYA (M.), 1961. — An oceanographic description of the equatorial current system of the western Pacific. *Oceanogr. Mag.*, vol. 13, n° 1, pp. 1-30.
- WYRTKI (K.), 1967 a. — Oceanographic observations during the Line Island expedition, February-March, 1967. HIG 67-17. University of Hawaiï, 35 p. multigr.
- WYRTKI (K.), 1967 b. — Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Inf. J. Ocean. Limnol.*, vol. 1, n° 2, pp. 117-147.