

Océanographie Physique. — *Structure hydrologique associée au courant de Cromwell, dans le Pacifique occidental.* Note (*) de MM. **George L. Pickard** et **Henri Rotschi**, présentée par M. André Gougenheim.

En juillet 1967, le courant de Cromwell à 170° de longitude Est occupait une couche située entre 50 m et 300 m de profondeur. Dans l'épaisseur des eaux qui se déplaçaient avec une vitesse supérieure à 0,5 m/s on a observé deux inversions thermiques associées chacune à l'intrusion, dans l'eau salée subtropicale Sud, d'eau peu salée du Pacifique Nord. On a noté en outre l'existence d'une stratification chimique en deux couches ; dans l'une, d'une centaine de mètres d'épaisseur, située sous le noyau du courant, la teneur en oxygène ne variait pas ; par contre, entre les deux inversions thermiques, cette teneur décroissait avec la profondeur tandis que les concentrations du nitrate et du phosphate croissaient moins vite que dans la partie inférieure du courant. L'eau équatoriale à 13 °C fut identifiée sur une épaisseur de 10 m.

On a fréquemment observé, dans le Pacifique central, entre les méridiens 140° Ouest et 180°, la présence, à l'équateur, d'inversions de température. Ces inversions sont aussi bien situées dans la thermocline supérieure que dans la thermocline inférieure ⁽¹⁾, c'est-à-dire dans la couche influencée par le courant de Cromwell ; elles sont toujours associées à une stabilité positive parce qu'à leur niveau, le gradient vertical de salinité est très élevé ⁽²⁾. La stabilité de ces inversions dépend donc d'une distribution particulière de la salinité caractérisée par l'existence, au Sud de l'équateur, du maximum de salinité de l'eau subtropicale sud entraînant la présence, au niveau de ces inversions, de forts gradients de salinité, tant méridiens que verticaux ; une telle existence est moins probable dans le Pacifique oriental où l'influence de l'eau subtropicale disparaît ⁽³⁾. Cependant, peu d'observations ont été publiées sur les propriétés chimiques associées à cette distribution particulière, et l'espacement en profondeur des échantillonnages permet difficilement, en général, de relier la circulation zonale et la structure hydrologique des masses équatoriales.

Au cours de la croisière « Cyclone 5 » du navire océanographique « Coriolis » en juillet 1967, des échantillons ont été prélevés systématiquement à 24 niveaux différents jusqu'à 500 m de profondeur ; dans les couches intéressantes, ils n'étaient espacés que de 10 m, ce qui a permis une description de la stratification verticale à l'équateur avec une précision relativement satisfaisante. De plus, les études ayant également porté sur la répartition verticale de la vitesse zonale, de l'oxygène, du phosphore minéral et du nitrate, il est possible de rechercher les relations éventuelles entre la circulation zonale et certaines caractéristiques de distribution.

A l'équateur et à 170° de longitude Est, les 300 premiers mètres sont occupés par une masse d'eau dont le diagramme T-S présente souvent plusieurs maximums et minimums. Les premiers sont dus à l'extension vers le Nord, à travers l'équateur, de l'eau subtropicale inférieure du Pacifique Sud ; les seconds à l'extension vers le Sud, à travers l'équateur, de l'eau du contre-courant équatorial nord contenant une forte proportion d'eau subtropicale du Pacifique Nord. La seconde étant moins salée que la première, les couches qu'elle affecte apparaissent comme des minimums de salinité. Généralement, le passage d'une eau à l'autre est extrêmement brutal et le gradient vertical de salinité, entre elles, est très élevé.

O. R. S. T. O. M.

7 JAN. 1969

Collection de Référence

n° 19785 B

Au cours de la croisière « Cyclone 5 », nous avons rencontré deux maximums et deux minimums formés ainsi ; les noyaux des deux premiers étaient respectivement à 150 et 200 m de profondeur et ceux des deux seconds à 110 m et 170 m ; les gradients moyens de salinité entre les noyaux des deux maximums et celui du minimum intermédiaire étaient respectivement $+ 0,01 \text{ ‰/m}$, $- 0,01 \text{ ‰/m}$ et $+ 0,02 \text{ ‰/m}$ à l'équateur (fig. 1). C'est entre le minimum intermédiaire et le maximum inférieur que, dans la zone de rencontre des eaux du Nord et des eaux du Sud, le gradient de salinité était le plus élevé.

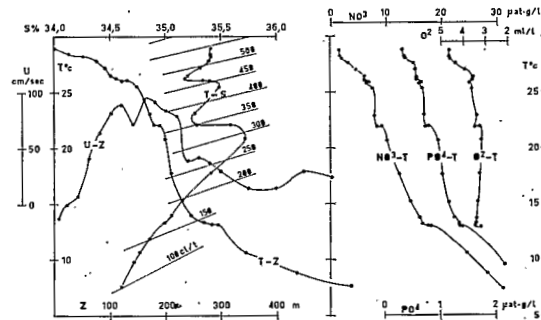


Fig. 1. — Diagrammes T-S, T-PO₄, T-NO₃ et T-O₂, répartition verticale de la température T-Z et de la composante zonale du courant U-Z à l'équateur et 170° Est en juillet 1967

En juillet 1967, l'eau subtropicale du Pacifique Sud de salinité supérieure à $35,60 \text{ ‰}$ (fig. 2) située au Sud de l'équateur constituait une couche de 30 à 40 m d'épaisseur limitée par les isanostères 300 cl/t et 400 cl/t (isopycnes 25,0 g/l et 24,0 g/l) ; au Nord de l'équateur, elle était scindée en deux noyaux par l'extension isentropique, le long des isanostères 320 et 380 cl/t (isopycnes 24,8-24,1 g/l) de l'eau peu salée du contre-courant équatorial Nord. Le minimum supérieur de salinité qui semblait

TABLEAU

Gradients verticaux au niveau des inversions thermiques
entre 1° Sud et 1° Nord, sur le 170° Est

(profondeur z comptée positivement vers le bas)

Stations	7 D	8 A	8 B		8 C		9 A	
	00°58'	00°28'	00°00'		00°30' Nord		01°00' Nord	
Latitudes			Inversion sup.	Inversion inf.	Inversion sup.	Inversion inf.	Inversion sup.	Inversion inf.
	Sud	Sud						
$\Delta z, m$	10	10	10	9	10	10	9	9
$\Delta S \text{ ‰}$	+ 0,093	+ 0,163	+ 0,054	+ 0,297	+ 0,148	+ 0,223	+ 0,064	+ 0,230
$\Delta T \text{ °C}$	+ 0,18	+ 0,10	+ 0,05	+ 0,01	+ 0,22	+ 0,36	0,00	+ 0,36
$\Delta \sigma_t \text{ g/l}$	+ 0,013	+ 0,093	+ 0,025	+ 0,223	+ 0,043	+ 0,071	+ 0,048	+ 0,082
$\Delta O_2 \text{ ml/l}$	—	— 0,04	+ 0,03	— 0,08	+ 0,26	— 0,02	+ 0,19	— 0,10
P $\mu\text{at-g/l}$	+ 0,03	+ 0,02	— 0,01	+ 0,06	— 0,01	+ 0,04	+ 0,02	+ 0,02
N $\mu\text{at-g/l}$	+ 0,70	0,00	— 0,20	+ 0,80	+ 0,20	+ 0,10	+ 0,10	+ 0,50

isolé étant sans doute la trace d'une eau du Pacifique Nord intégrée plus loin à l'Ouest dans la circulation vers l'Est.

Le tableau qui souligne que ces halocines sont toujours associées à des inversions de température ou tout au moins à des couches isothermes dans lesquelles la stabilité est positive, confirme les observations faites dans le Pacifique central (2). Il indique de plus qu'à ces niveaux les gradients verticaux des sels nutritifs peuvent être à peine significatifs, sinon nuls.

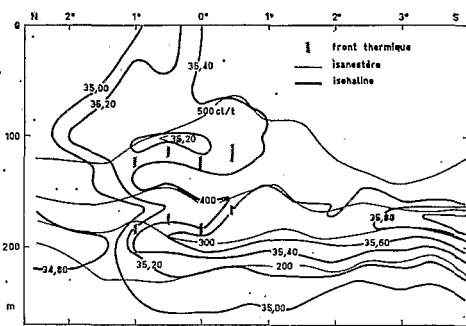


Fig. 2. — Répartition verticale de la salinité et distribution des isanostères dans la zone équatoriale à 170° Est, en juillet 1967

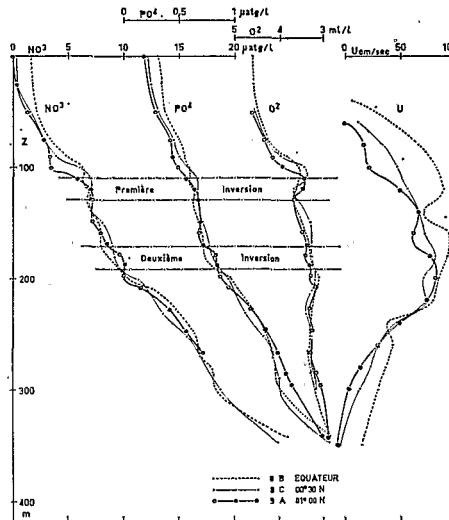


Fig. 3. — Variations avec la profondeur, entre l'équateur et 1° Nord, à 170° Est, de la concentration du phosphate, du nitrate, de l'oxygène dissous et de la composante zonale du courant en juillet 1967

La présence de ces inversions de température est un argument en faveur de la pénétration isentropique des eaux moins salées du Nord dans celles plus salées du Sud. En effet, c'est un des mécanismes les plus simples susceptibles de provoquer l'apparition d'une telle distribution au niveau du contact inférieur entre ces deux eaux différentes, puisqu'à densité égale, une eau salée est plus chaude qu'une eau moins salée. Il est probable que ces mécanismes se rencontrent aussi dans l'Océan Indien où de nombreuses inversions de température ont été signalées vers une profondeur de 500 à 800 m en présence d'eau de la mer Rouge (4). Ces inversions peuvent signifier qu'à leur niveau, la diffusion turbulente verticale est faible ou bien que ces caractéristiques de distribution sont de formation récente.

Dans la couche occupée par le courant de Cromwell, entre 50 m et 300 m de profondeur, il existait une stratification chimique marquée (fig. 3); par exemple, entre l'équateur et 1° Nord, où la vitesse au noyau était très largement supérieure à 0,5 m/s, la teneur en oxygène entre 200 m et 300 m était pratiquement constante, tandis que les concentrations du nitrate et du phosphate croissaient régulièrement avec un gradient vertical voisin de $0,1 \mu \text{at-g/l/m}$ pour le premier et $+ 0,005 \mu \text{at-}$

g/l/m pour le second ; ces gradients sont très supérieurs à ceux qui ont été observés au niveau des inversions. Par contre, entre 120 m et 180 m de profondeur, la teneur en oxygène décroissait avec un gradient de $- 0,008$ ml/l/m tandis que le phosphate et le nitrate croissaient, mais avec des gradients bien moindres, de l'ordre de $+ 0,0025 \mu$ at-g/l/m pour le premier et $+ 0,033$ pour le second. C'est vers 120 m qu'était située la première inversion thermique également associée à une inversion de l'oxygène et à de très faibles gradients des éléments nutritifs ; le tableau indique en effet qu'à ce niveau la teneur en oxygène croissait avec la profondeur, les gradients verticaux de phosphate et de nitrate n'étant pas significatifs.

La répartition verticale de la vitesse zonale dans le courant de Cromwell n'indiquait *a priori* aucune liaison directe entre vitesse et concentration ; le maximum de vitesse se situait au voisinage de l'inversion thermique inférieure, mais la coïncidence des profondeurs n'est pas certaine ; pour ce qui est de l'inversion thermique supérieure, sauf à l'équateur où elle coïncidait avec un maximum secondaire de vitesse, il n'y a aucune relation évidente (*fig. 3*). Enfin, à la base du courant, une couche isotherme d'une dizaine de mètres d'épaisseur apparaît clairement au voisinage de l'isopycne $26,4$ g/l (165 cl/t) ; dans cette couche il y a généralement une variation du gradient vertical des sels nutritifs (*fig. 1* et *3*) ; c'est l'eau équatoriale à 13 °C ⁽³⁾ qui, dans la partie orientale du Pacifique, peut occuper une épaisseur de 300 m.

En conclusion, il apparaît clairement que la structure hydrologique et chimique du courant de Cromwell dans le Pacifique occidental est très différente de celle qu'on rencontre dans le Pacifique oriental [⁽⁵⁾, ⁽⁶⁾] ; cette différence est sans doute due à ce qu'au voisinage de la zone de formation du courant de Cromwell les masses d'eau qui participent à la création de ce courant y conservent encore une individualité qu'elles perdent par mélange plus loin à l'Est.

(*) Séance du 21 octobre 1968.

(1) T. S. AUSTIN, *U. S. Fish and Wildlife Serv., Spec. Sc. Rept. Fish.*, 136, 1954.

(2) E. D. STROUP, *U. S. Fish and Wildlife Serv., Spec. Sc. Rept. Fish.*, 135, 1954.

(3) R. B. MONTGOMERY et E. D. STROUP, *The Johns Hopkins Oceanographic Studies*, 1, 1962.

(4) B. V. HAMON, *Deep Sea Res.*, 14, 1967.

(5) J. A. KNAUSS, *Deep Sea Res.*, 6, 1960.

(6) J. A. KNAUSS, *J. Mar. Res.*, 24, 1966.

(Institut Océanographique de l'Université de la Colombie Britannique ;
Centre O. R. S. T. O. M., Nouméa, Nouvelle-Calédonie.)