

REMARQUES SUR LE COURANT DE CROMWELL*

par H. ROTSCHI** et B. WAUTHY***

RÉSUMÉ

Tout le long de l'équateur, dans l'Océan Pacifique, on trouve une couche dans laquelle la teneur en oxygène est pratiquement constante et qui est associée au noyau du courant de Cromwell. A la limite supérieure de cette couche, correspondant à une anomalie thermostérique proche de 230 cl/t dans la partie orientale et de 400 cl/t dans la partie occidentale, on a un minimum de la teneur en oxygène; à la limite inférieure, proche de 160 cl/t, on a un maximum de cette teneur. Mais dans cette couche, les teneurs en phosphate, nitrate et gaz carbonique total augmentent avec la profondeur croissante et les rapports de reminéralisation apparente sont très bas, impliquant une consommation apparente d'oxygène par atomes de phosphore, d'azote, de carbone reminéralisés à peu près deux fois plus faible que sa valeur théorique; ces rapports bas ne se retrouvent ni au-dessus ni au-dessous de cette couche et sont très proches de ceux qui existent en mer du Corail et dans le Pacifique Central Sud dans la couche de mélange entre l'eau subtropicale du Pacifique Sud et l'eau Antarctique intermédiaire.

La partie supérieure du noyau du courant de Cromwell peut être formée d'eau subtropicale du Pacifique Sud et d'eau du contre-courant équatorial; la partie inférieure semble alimentée par de l'eau en provenance de la mer du Corail.

ABSTRACT

All along the equator, in the Pacific Ocean, there is a layer in which the oxygen concentration is practically constant and which is associated to the core of the Cromwell current. At the top of this layer, where the thermosteric anomaly is close to 230 cl/t in the eastern Pacific and to 400 cl/t in the

* Les auteurs de langue anglaise tendent de plus en plus à utiliser l'expression « equatorial undercurrent » en remplacement de « Cromwell current » qu'ils contestent pour des raisons de chronologie. Comme équivalents en français de « equatorial undercurrent », nous pourrions proposer :

a « sous-courant équatorial »; difficilement utilisable car dans l'acception normale du mot « sous », ce terme ne désigne pas automatiquement un courant; il faudrait préciser « courant sous-courant équatorial »,

b « contre-courant équatorial subsuperficiel »; expression nouvelle désignant un courant déjà connu et risquant par conséquent d'introduire une confusion.

Dans ces conditions les auteurs préfèrent s'en tenir provisoirement à « courant de Cromwell », traduction littérale de l'ancienne dénomination anglo-saxonne qui ne souffre d'aucune ambiguïté.

** Océanographe, Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa.

*** Océanographe, Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa.

western Pacific, there is a minimum of the oxygen concentration; at the bottom, close to 160 clt there is a maximum. But, in that layer, the concentration of phosphate, nitrate and total carbon dioxide increases with depth and the apparent remineralization ratios are extremely low, implying an apparent oxygen consumption per atom of remineralized phosphorus, nitrogen or carbon about half its theoretical value; such low ratios are not found in the overlying and underlying waters and are very close to those which exist in the Coral Sea and in the central south Pacific in the mixed layer between the south Pacific subtropical water and the Antarctic intermediate water.

The upper part of the core of the Cromwell current can be formed with south Pacific subtropical water and water of the north-equatorial countercurrent; the lower part seems to be made up with water from the Coral Sea.

INTRODUCTION

Du 24 novembre 1964 au 8 mars 1965, le N. O. CORIOLIS du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa a exécuté une croisière transpacifique, la croisière « ALIZÉ », le long de l'équateur, entre les îles Galapagos et le nord de la Nouvelle-Guinée.

67 stations hydrologiques furent occupées, dont 35 entre le 24 novembre et le 12 décembre, à l'est de 140° W et 32, du 18 février au 8 mars, à l'ouest de 140° W. Ces stations, réparties entre 86° W et 160° E, furent distantes de 75 à 90 milles : avec un prélèvement à 24 niveaux, elles atteignirent 3.500 m à l'est de 165° W et 1.200 m à l'ouest. A chaque station la température, la salinité, le pH, l'alcalinité, la concentration de l'oxygène, du phosphore réactif (STRICKLAND et PARSONS, 1965) et du nitrate furent déterminés.

L'ensemble des observations recueillies (ROTSCHI et al., 1967) permet une description de la zone équatoriale du Pacifique beaucoup plus détaillée que celle d'AUSTIN (1958) basée seulement sur 24 stations pour la période allant de juillet à décembre et sur 15 stations pour celle allant de janvier à juin ; de plus, elles représentent une séquence beaucoup plus resserrée dans le temps puisque chacune des deux parties de la croisière fut exécutée en 20 jours, alors que les données utilisées par AUSTIN couvrent une période de plusieurs années.

Dans l'hypothèse où les conditions océanographiques ne varient pas trop rapidement, les coupes de répartitions verticales qu'il est possible de construire donnent une assez bonne représentation instantanée. De plus, si AUSTIN a pu mettre en évidence certaines caractéristiques essentielles de la distribution, comme l'existence tant en été (juillet-décembre) qu'en hiver (janvier-juin) d'un minimum d'oxygène vers 450 m de profondeur où la concentration de ce gaz croît d'est en ouest et qui disparaît vers 165° E, il n'a pas dégagé les traits de distribution qui peuvent être dus à la circulation zonale et aux origines variées des différentes masses d'eau entrant dans la composition de la masse dite équatoriale.

La répartition verticale de l'oxygène observée au cours de la croisière « ALIZÉ » (fig. 1) indique bien l'extension d'est en ouest, jusque vers 160° E, d'un minimum d'oxygène ; la profondeur de son noyau, de l'ordre de 400 m, varie peu avec la longitude sauf entre 120° W et 160° W où elle est maximale et proche de 500 m ; mais à l'ouest de 170° W, l'épaisseur de la couche à teneur minimale est très faible.

Une autre caractéristique importante de cette distribution est l'existence, entre les isolignes 4 ml/l et 2 ml/l, d'une couche homogène de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. La profondeur moyenne de cette couche augmente d'est en ouest et vers 160° E elle est de l'ordre de 250 m ; de même, la concentration de l'oxygène y croît d'est (moins de 3 ml/l à l'est de 130° W) en ouest (plus de 3,20 ml/l à l'ouest de 170° W).

Bien qu'aucune mesure de courants n'ait été faite pendant la croisière « ALIZÉ », cette couche où le gradient vertical de la concentration de l'oxygène est très faible est évidemment plus ou moins étroitement associée au noyau du courant de Cromwell (KNAUSS, 1960) ; les varia-

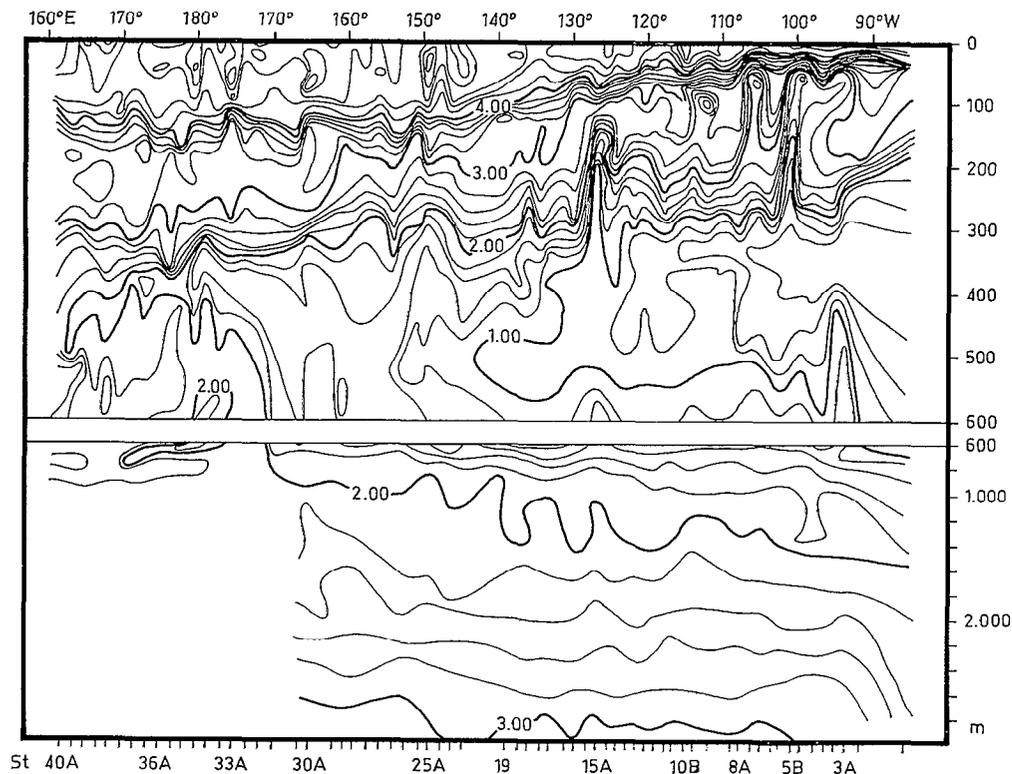


Fig. 1. — Répartition verticale de l'oxygène le long de l'équateur d'après la croisière « Alizé » du N. O. Coriolis, novembre 1964-mars 1965.

tions en longitude de sa profondeur et de son épaisseur sont conformes à ce que l'on sait des variations de profondeur et d'épaisseur du courant de Cromwell (ISTOSHIN et KALASHNIKOV, 1965).

Cependant, la distribution verticale de l'oxygène et des sels nutritifs, particulièrement dans la couche homogène en oxygène, a d'autres caractères et leur étude conduit à d'intéressantes conclusions relatives à la formation du courant de Cromwell.

CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX ÉQUATORIALES

Distribution verticale de l'oxygène :

Les eaux trouvées à moins de 1° de latitude de part et d'autre de l'équateur présentent une stratification très nette de la distribution de l'oxygène dissous en fonction de la profondeur. Plusieurs couches caractéristiques peuvent être mises en évidence (fig. 2) :

1° une couche superficielle, où la teneur en oxygène est maximale et varie peu avec la profondeur, a une épaisseur qui croît de quelques mètres à l'est à une centaine de mètres à l'ouest (tableau 1) ; elle est pratiquement isotherme, isohaline et, à l'ouest de 140° W, sursaturée en oxygène ;

2° dans une deuxième couche, dont la profondeur moyenne croît d'est en ouest, le gradient vertical de l'oxygène est élevé, et de l'ordre de 0,015-0,035 ml/l/m ; cette couche de transition est associée au sommet de la thermocline ;

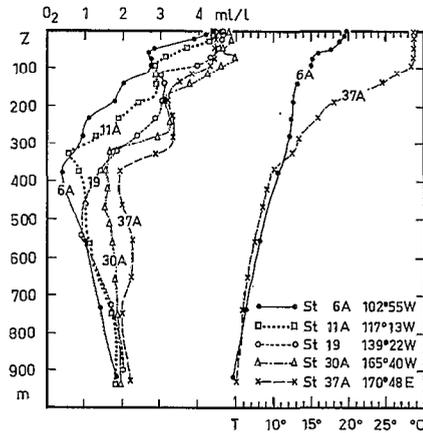


Fig. 2. — Variations avec la profondeur de la concentration de l'oxygène dissous et de la température en quelques points de l'équateur.

3° cette couche de transition limite vers le haut une troisième couche à peu près homogène dont l'épaisseur, la profondeur et la teneur moyenne en oxygène croissent d'est en ouest ; à 103° W (st. 6 A) la profondeur moyenne est de 75 m, l'épaisseur 60 m et la concentration moyenne 2,75 ml/l ; à 171° W (st. 37A) ces valeurs sont respectivement 230 m, 150 m, et 3,30 ml/l (tableau 1);

TABLEAU 1. — Principales caractéristiques de la stratification de la distribution verticale de l'oxygène à l'équateur.

		St 6A 102°55W	St 11A 117°13W	St 19 139°22W	St 30A 165°40W	St 37A 170°48E
Couche 1	Épaisseur m	10	25	70	100	100
	% Sat en O ₂	85	89	100	105	105
Couche 2	gradient vertical* ml/l/m	— 0,034	— 0,024	— 0,030	— 0,017	— 0,017
Couche 3	teneur moyenne ml/l	2,75	2,90	3,05	3,25	3,30
	profondeur moyenne m	75	125	170	210	230
	épaisseur m	60	80	100	100	150
Couche 4	gradient vertical* ml/l/m	— 0,012	— 0,012	— 0,012	— 0,026	— 0,021

* Z positif vers le bas.

4° une quatrième couche forme la transition entre cette eau homogène et le premier minimum de la concentration en oxygène situé vers 400 m de profondeur. La profondeur moyenne de cette deuxième couche de transition croît également d'est en ouest tandis que son épaisseur décroît du fait que la profondeur du minimum variant peu, celle de la base de la couche homogène augmente vers l'ouest ; le gradient vertical de l'oxygène y est de l'ordre de 0,010-0,020 ml/l/m.

En résumé, entre la surface et le minimum de la teneur en oxygène, du point de vue de la distribution verticale de l'oxygène, il est possible d'identifier deux couches homogènes, l'une en surface, l'autre intermédiaire, limitées par deux couches de transition ; l'ensemble du système a tendance à s'épaissir et la profondeur moyenne de ces différentes couches augmente d'est en ouest.

Les hasards de l'échantillonnage et l'itinéraire quelque peu sinueux de la croisière de part et d'autre de l'équateur ne permettent malheureusement pas une étude station par station des variations avec la longitude des propriétés de ces différentes couches à l'équateur.

Relation oxygène-phosphate le long de l'équateur.

L'étude des variations avec la longitude des diagrammes T-S et des répartitions horizontales que l'itinéraire du CORIOLIS a permis de mettre en évidence, indique que certaines stations n'appartiennent pas à proprement parler au régime équatorial. Par exemple, les distributions anormales de l'oxygène observées de 50 m à 200 m de profondeur entre 100° W et 110° W, et vers 200 m au voisinage de 125° W (fig. 1) sont dues apparemment à ce que les stations correspondantes ont été exécutées à la limite du courant de Cromwell, ce dernier étant lui-même sinueux (ROTSCHI et NOËL, 1966).

Les stations groupées selon des critères de continuité qui tiennent compte des diagrammes T-S et de la variation avec la longitude de la teneur en phosphate et en nitrate de la couche homogène superficielle ont mis en évidence quatre régions ayant chacune une relation oxygène-phosphate spécifique. Ces quatre régions s'étendent respectivement de 117° W à 126° W (st. 11A à 14A), de 130° W à 140° W (st. 16A à 19), de 156° W à 177° W (st. 27A à 33A) et de 178° W à 161° E (st. 34A à 40).

Les diagrammes O_2 - PO_4 des valeurs observées de la teneur en oxygène et en phosphate de ces régions ont des formes similaires. Dans la couche homogène superficielle et dans la première couche de transition, la corrélation O-P est relativement proche de la relation quantitative théorique O/P par atomes égale à 276/1. Il en est de même de la deuxième couche de transition qui contient une quantité différente de phosphate préformé (fig. 3).

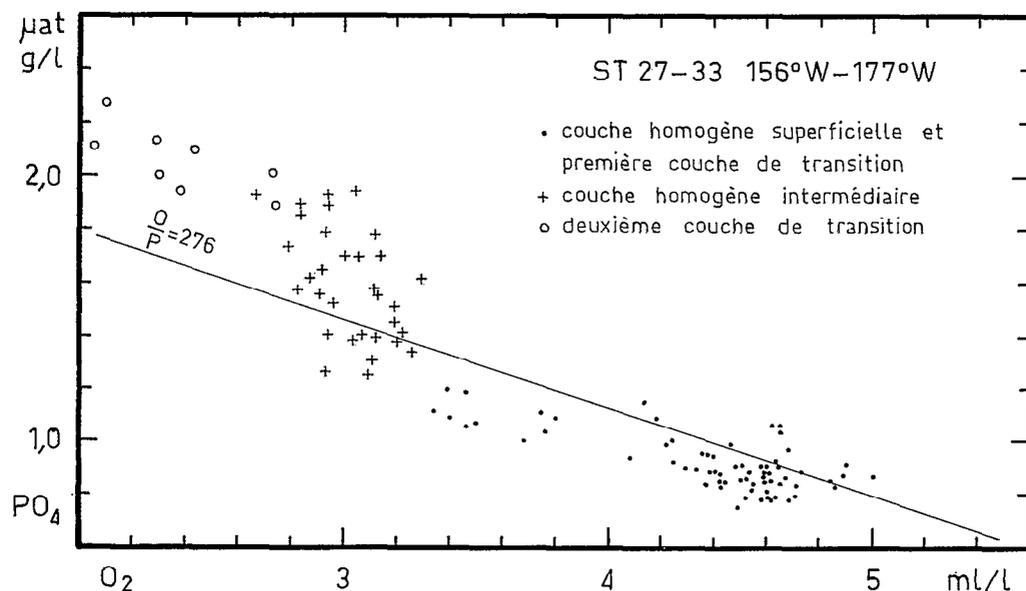


Fig. 3. — Diagramme O_2 - PO_4 entre 156°W et 177°W.

Par contre, la couche homogène intermédiaire est nettement différenciée puisque, par exemple, entre 156° W et 177° W, la teneur en phosphate y croît avec la profondeur de près de 0,80 mat-g/m³ alors que la concentration de l'oxygène est presque invariable. De plus, à la base de cette couche homogène, la densité reste quasi constante d'est en ouest et voisine de 26,4-26,3 g/l (160-170 cl/t) ; à son sommet, au contraire, la densité croît de 24,9 g/l (300 cl/t) à 160° E à 25,8 g/l (220 cl/t) à 130° W (fig. 4) ; son extension en densité décroît donc d'ouest en est de sorte qu'à l'est de 100° W, la couche à teneur constante en oxygène est également isopycne (26,3-26,4 g/l, 170-160 cl/t) ; à 100° W elle a une épaisseur observée de 170 m (73-240 m) et la teneur en oxygène de 1,66 ml/l représente un maximum relatif entre un minimum superficiel de 1,20 ml/l à 48 m et un minimum profond de 0,28 ml/l à 385 m.

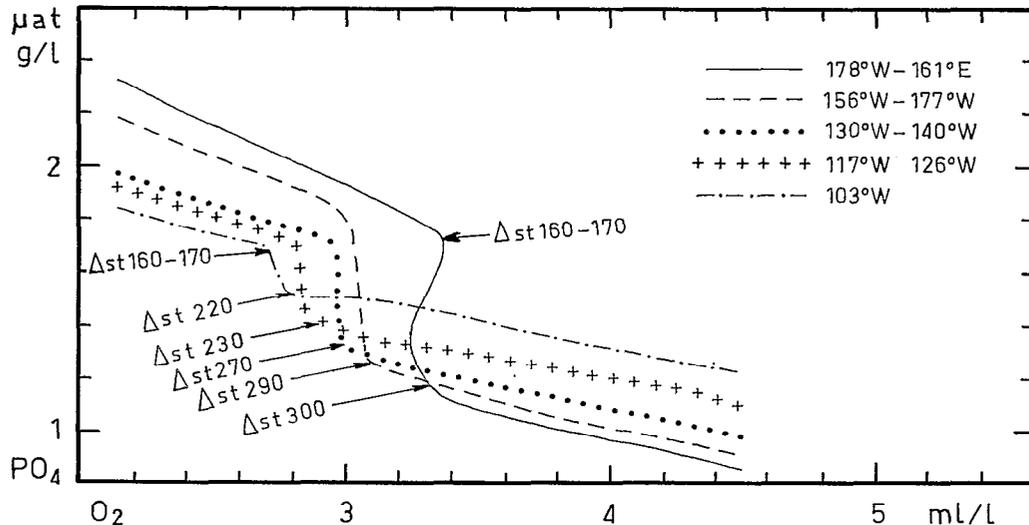


Fig. 4. — Variations schématiques d'ouest en est du diagramme O₂-PO₄.

Dans la partie inférieure de cette couche homogène intermédiaire, qui représente grossièrement la base du courant de Cromwell, les déplacements sont isentropiques ; mais bien que la teneur en oxygène décroisse dans le sens du courant, ce qui correspond à un vieillissement normal des eaux, la teneur en phosphate ne croît pratiquement pas ; elle aurait même tendance à décroître (fig. 4) et cette situation paradoxale mérite d'être soulignée. Au contraire, dans sa partie supérieure, la teneur en phosphate croît tandis que celle en oxygène décroît et la variation de la densité avec la longitude est directement liée au réchauffement vers l'ouest de la couche superficielle.

L'évolution d'est en ouest de la droite de régression P-O de la couche superficielle homogène et de la première couche de transition est due à l'épuisement progressif en phosphate vers l'ouest des eaux superficielles. En effet, comme l'a montré PYTKOWICZ (1964), dans une masse d'eau isolée les concentrations de l'oxygène et du phosphate sont reliées linéairement par une équation du type $O_2 = a PO_4 + b$ où la constante b est fonction de la concentration initiale du phosphate ; cette constante a une valeur différente dans chacune des quatre régions équatoriales mises en évidence.

Dans la deuxième couche de transition, la droite de régression P-O évolue en sens inverse, l'ordonnée à l'origine décroissant d'ouest en est ; cela est dû à l'augmentation vers l'ouest, par diffusion latérale, de la concentration de l'oxygène dans le premier minimum, vers 400 m.

L'augmentation de la concentration du phosphate, du nitrate et du gaz carbonique total dans la couche homogène en oxygène pose le problème de la formation de la masse d'eau qui la

compose et de la minéralisation de la matière organique qu'elle contient. Les diagrammes UAO- PO_4 , UAO- NO_3 , UAO- CO_2 (UAO représentant l'utilisation apparente de l'oxygène), indiquent que la couche homogène est clairement identifiable par des rapports apparents de minéralisation très différents de ceux des couches adjacentes (fig. 5). Dans le Pacifique oriental par contre, où la couche homogène est également isopycne, il n'y a pratiquement pas de différence notable entre cette dernière et les eaux adjacentes ; la masse équatoriale orientale comprise entre la surface et le minimum d'oxygène est donc représentée par des diagrammes UAO- PO_4 , UAO- NO_3 , UAO- CO_2 quasi rectilignes (fig. 6).

Une évaluation des rapports par atomes O/C/N/P/ à partir de ces diagrammes précise quantitativement la différence de nature des eaux formant la couche homogène et les deux couches de transition, mais elle indique également une évolution en fonction de la longitude (Tableau 2).

TABLEAU 2. — Valeurs dans différentes couches de la masse équatoriale et à différentes longitudes des rapports par atomes O/C/N/P, O/C, O/N et C/N

		117°W-126°W	130°W-140°W	156°W-177°W	178°W-161°E
1 ^o couche de transition	O/C/N/P	797/330/29/1	697/312/26/1	620/277/25/1	557/236/23/1
	O/C	2,4	2,2	2,2	2,3
	O/N	27	26	25	24
	C/N	11,2	11,7	11,1	10,3
couche homogène en oxygène	O/C/N/P	199/146/19/1	175/141/18/1	169/132/18/1	155/129/17/1
	O/C	1,4	1,2	1,3	1,2
	O/N	11	10	9	9
	C/N	7,8	7,7	7,3	7,4
2 ^o couche de transition	O/C/N/P	429/135/22/1	399/134/22/1	349/112/20/1	310/107/18/1
	O/C	3,2	3,0	3,0	2,9
	O/N	19	18	17	17
	C/N	6,1	6,0	5,5	5,7

Comparées aux rapports théoriques de reminéralisation O/C/N/P 276/106/16/1 par atome, les corrélations trouvées par la couche homogène indiquent un taux très faible de consommation apparente de l'oxygène par atome de phosphore, d'azote ou de carbone reminéralisé. Théoriquement les rapports O/P, O/N et O/C sont respectivement 276, 17 et 2,6 ; dans la couche homogène, les valeurs correspondantes sont de l'ordre de 150-200, 10 et 1,3. Par atome de carbone minéralisé la consommation apparente de l'oxygène est donc moitié de la consommation théorique ; elle est légèrement supérieure si on la compare à la minéralisation du phosphore ou de l'azote. En d'autres termes, la consommation de 1 ml d'oxygène qui devrait minéraliser 0,33 $\mu\text{at-g}$ PO_4 , 5,2 $\mu\text{at-g}$ NO_3 et 0,034 mmole CO_2 , minéralise 0,45 $\mu\text{at-g}$ PO_4 , 8,45 $\mu\text{at-g}$ PO_4 , 9,8 $\mu\text{at-g}$ NO_3 , 0,074 mmole CO_2 dans le Pacifique occidental. Encore convient-il de rappeler que dans cette eau homogène, l'augmentation de la consommation apparente de l'oxygène avec la profondeur peut très bien n'être qu'un artifice de calcul ; en effet, la diminution de la température vers le bas entraîne une augmentation de près de 1 ml/l de la solubilité de l'oxygène et rien ne permet actuellement de déterminer si la consommation biologique de l'oxygène à la base du courant est

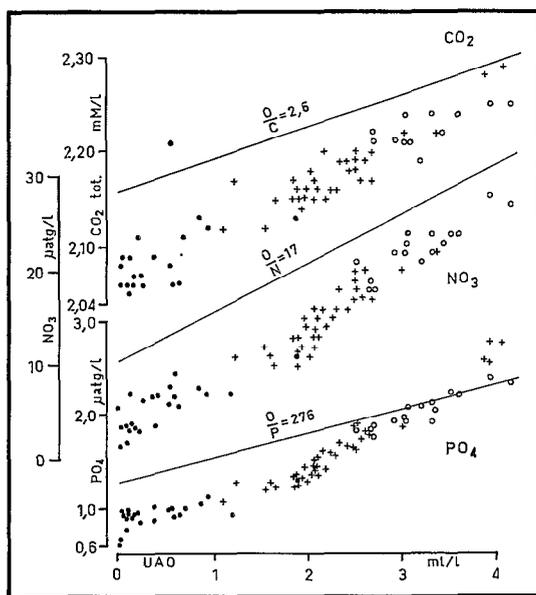


Fig. 5. — Diagrammes UAO-PO₄, UAO-NO₃, UAO-CO₂ total entre 178°W et 161°E (mêmes symboles que pour la figure 3).

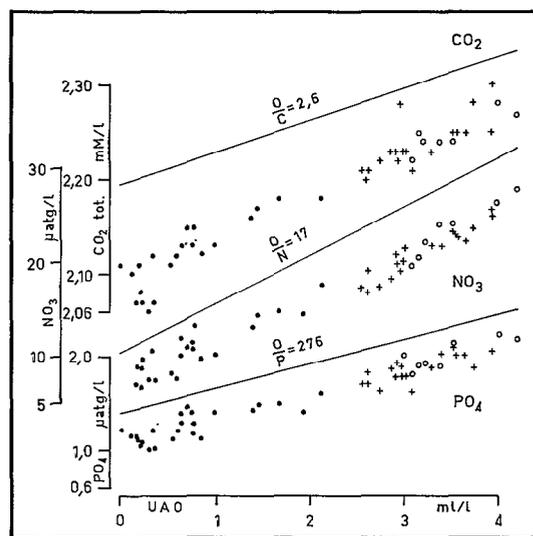


Fig. 6. — Diagrammes UAO-PO₄, UAO-NO₃, UAO-CO₂ total dans le Pacifique oriental (mêmes symboles que pour la figure 3).

effectivement plus grande que celle dans les couches supérieures. Quoiqu'il en soit, dans cette masse assez bien isolée, les rapports N/P et C/N sont très voisins des valeurs théoriques, respectivement 16 et 6,5.

Cependant, les rapports O/P, O/N, O/C augmentent d'ouest en est. Outre la variation avec la longitude de la composition de la matière organique reminéralisée dans le courant de Cromwell, une autre cause de variations est possible.

En effet, la distribution particulière de la température et des sels nutritifs dans le courant de Cromwell (KNAUSS, 1960), avec, par rapport aux eaux adjacentes, un minimum de la température et de la concentration de l'oxygène et un maximum du phosphate, du nitrate et du gaz carbonique total dans la partie supérieure du courant et une distribution inverse dans sa partie inférieure, favorise une diffusion latérale qui, par l'influence de la température sur la consommation apparente de l'oxygène aurait tendance à augmenter les rapports de minéralisation O/P, O/N et O/C ; si les effets de la diffusion augmentent d'ouest en est, ils pourraient entraîner une augmentation des rapports apparents de minéralisation. De plus, les rapports N/P, C/N varient également avec la longitude et augmentant d'ouest en est, les taux d'augmentation des rapports O/P, O/N et O/C ne sont pas les mêmes et, s'il y a diffusion dans le courant de Cromwell, ses effets pourraient être sélectifs : ils modifieraient inégalement les concentrations, la teneur en oxygène étant modifiée le plus et celle en phosphate le moins.

Dans le cas contraire, la composition de la matière organique reminéralisée devrait varier avec la longitude.

En ce qui concerne la première couche de transition, il apparaît par contre que la consommation apparente de l'oxygène est très élevée. Il en est de même, mais à un moindre degré, de la deuxième couche de transition, où l'on trouve, dans sa partie occidentale, les taux de minéralisation les plus proches des taux théoriques puisque le rapport O/C/N/P y est égal à 310/107/18/1 au lieu de 276/106/16/1. Dans ces deux couches, les rapports élémentaires O/P, O/N et O/C croissent également d'ouest en est. Dans la première couche de transition, la forte consommation

apparente de l'oxygène est due essentiellement à des rapports N/P et C/N très supérieurs aux rapports normaux tandis que dans la deuxième couche de transition c'est le rapport O/C qui en est responsable.

CONCLUSION.

AUSTIN (1960) a montré l'existence, entre 100° W et 140° W, d'une eau riche en oxygène, étroitement limitée à l'équateur et située entre la base de la thermocline et l'isanostère 160 cl/t ; la distribution observée de l'oxygène indique sans équivoque une origine occidentale de cette eau et son transport advectif par le courant de Cromwell.

Les résultats de la croisière « ALIZÉ » précisent que cette eau riche en oxygène est aisément identifiable à 160° E avec une concentration de l'oxygène supérieure à celle à 140° W ; de plus, elle est caractérisée par une utilisation apparente de l'oxygène donnant un rapport de minéralisation O/C voisin de 1,3, c'est-à-dire moitié de sa valeur théorique ; les rapports O/P et O/N y sont également inférieurs à leurs valeurs théoriques.

Tsuchiya (1967) attribue à cette eau une origine en mer du Corail.

Extension méridienne de la couche riche en oxygène :

Les observations du N. O. CORIOLIS à 170° E au cours de la croisière « BORA 4 » d'octobre 1966 et à 160° E au cours de la croisière « BORA 3 » de juillet 1966, ainsi que celles du VITYAZ en mai 1958, vers 145° E, pendant sa croisière 27, permettent de préciser l'extension, de part et d'autre de l'équateur, de l'eau riche en oxygène.

A 160° E, les diagrammes T-O₂ observés (figure 7) en juillet 1966 indiquaient un maximum relatif d'oxygène d'environ 3,30 ml/l à une température de l'ordre de 14-15 °C ; ce maximum situé sur l'isanostère 160-190 cl/t (26,4-26,1 g/l) est limité à une bande équatoriale très étroite, comprise entre 1° S et 0,50° N. Un minimum, de l'ordre de 3,10 ml/l, à une température de 23-25 °C est situé au voisinage de l'isanostère 400 cl/t (23,9 g/l) ; il s'étend de 4,02° S à 1°55 N.

A 170° E la répartition verticale de l'oxygène était du même genre, avec une couche quasi homogène entre un minimum de 3,20 ml/l à une température de 22-23 °C et un maximum de 3,30 ml/l à 14 °C. Le minimum s'étendait de 3°26 S à 2°35 N, alors que le maximum était limité à une bande équatoriale très étroite ne dépassant pas 100 km de part et d'autre de l'équateur.

L'isolement évident du maximum équatorial à 160° E et 170° E indique donc clairement qu'il est dû à un transport advectif d'eau riche en oxygène formée plus loin à l'ouest.

Les observations du VITYAZ faites au cours de sa croisière 27 en mai 1958 permettent de suivre, au nord de la Nouvelle-Guinée, l'évolution des eaux du nord de la mer du Corail à l'équateur. Au sud de 2° S, le diagramme T-S est peu différent de celui de la mer du Corail (fig. 8) ; à 6° N on rencontre un diagramme T-S caractéristique du contre-courant nord-équatorial ; entre ces deux latitudes le diagramme T-S évolue d'une forme à l'autre.

Le diagramme T-O₂ indique que dans cette région, à 145° W, le maximum d'oxygène qui limite vers le bas la couche équatoriale homogène en oxygène est aussi isolé en latitude. Ce maximum, de l'ordre de 3,30 ml/l à une température de 13-15 °C est voisin de l'isanostère 160-190 cl/t ; il existe à 2°30 S mais pas à 2° N (fig. 9). La limite supérieure de la couche homogène est un minimum de 3,20 ml/l à 23-24 °C, voisin de l'isanostère 400 cl/t et s'étendant de 5° S à 3° N.

Sur l'isanostère 170 cl/t, la concentration de l'oxygène décroît régulièrement vers le nord, de la sortie de la mer du Corail entre la Nouvelle-Guinée et la Nouvelle-Bretagne, jusqu'à l'équateur. Cette variation suggère fortement que la mer du Corail est la source du maximum relatif d'oxygène des stations équatoriales, ce dernier étant formé par dilution de l'eau oxygénée

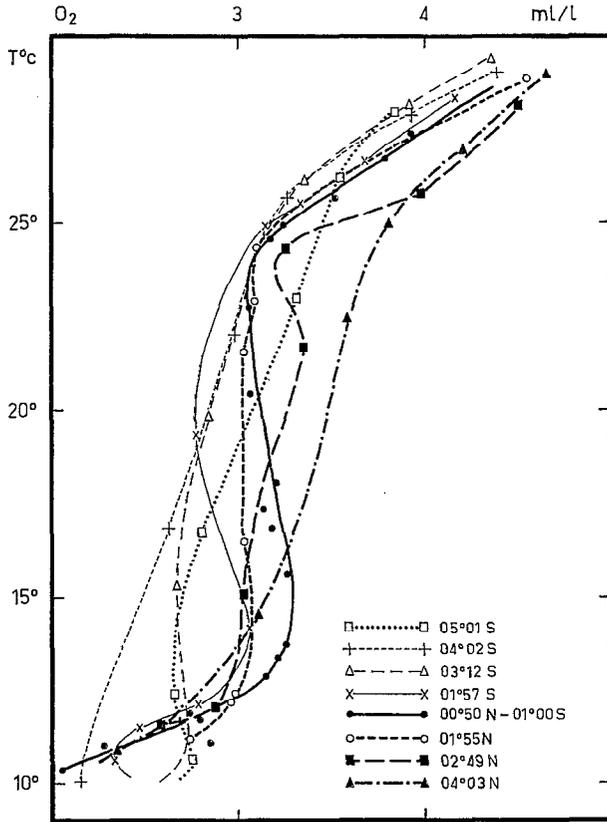


Fig. 7. — Diagramme T-O₂ à 160°E, croisière « Bora 3 » du N. O. Coriolis, juillet 1966.

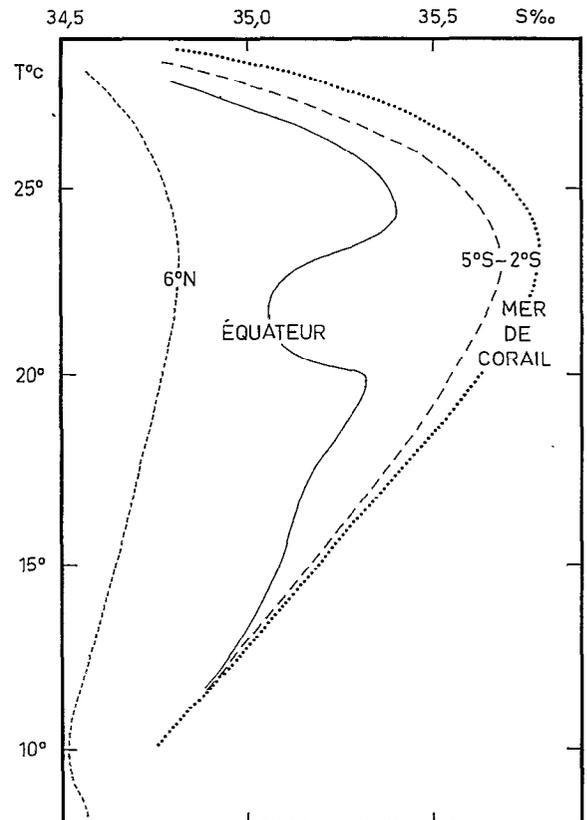


Fig. 8. — Diagrammes T-S schématiques au nord de la Nouvelle-Guinée, entre 6° S et 6° N, d'après la croisière 27 du Vityaz.

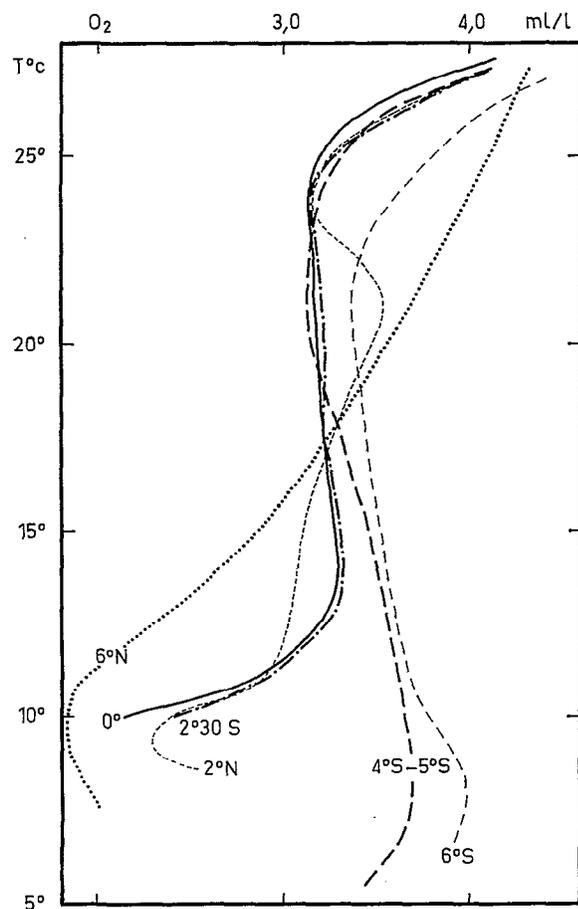


Fig. 9. — Diagrammes T-O₂ schématisiques au nord de la Nouvelle-Guinée, entre 6°S et 6°N, d'après la croisière 27 du Vityaz.

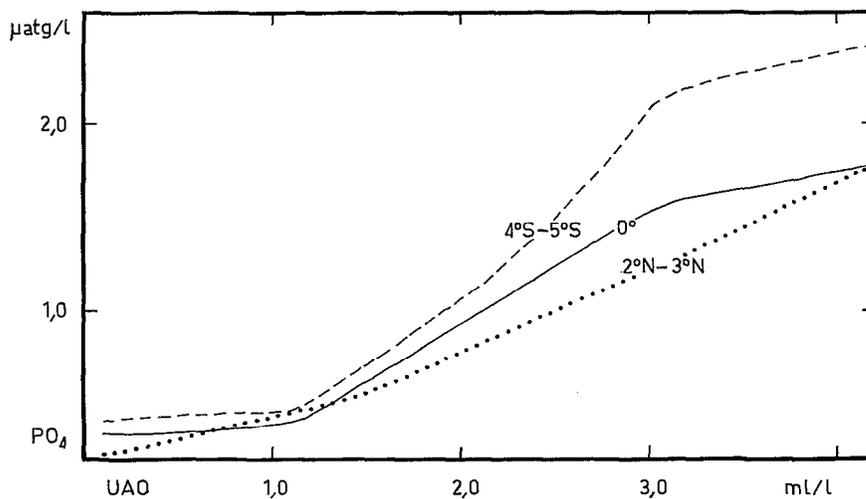


Fig. 10. — Diagramme UAO-PO₄ à 145°E, d'après la croisière 27 du Vityaz.

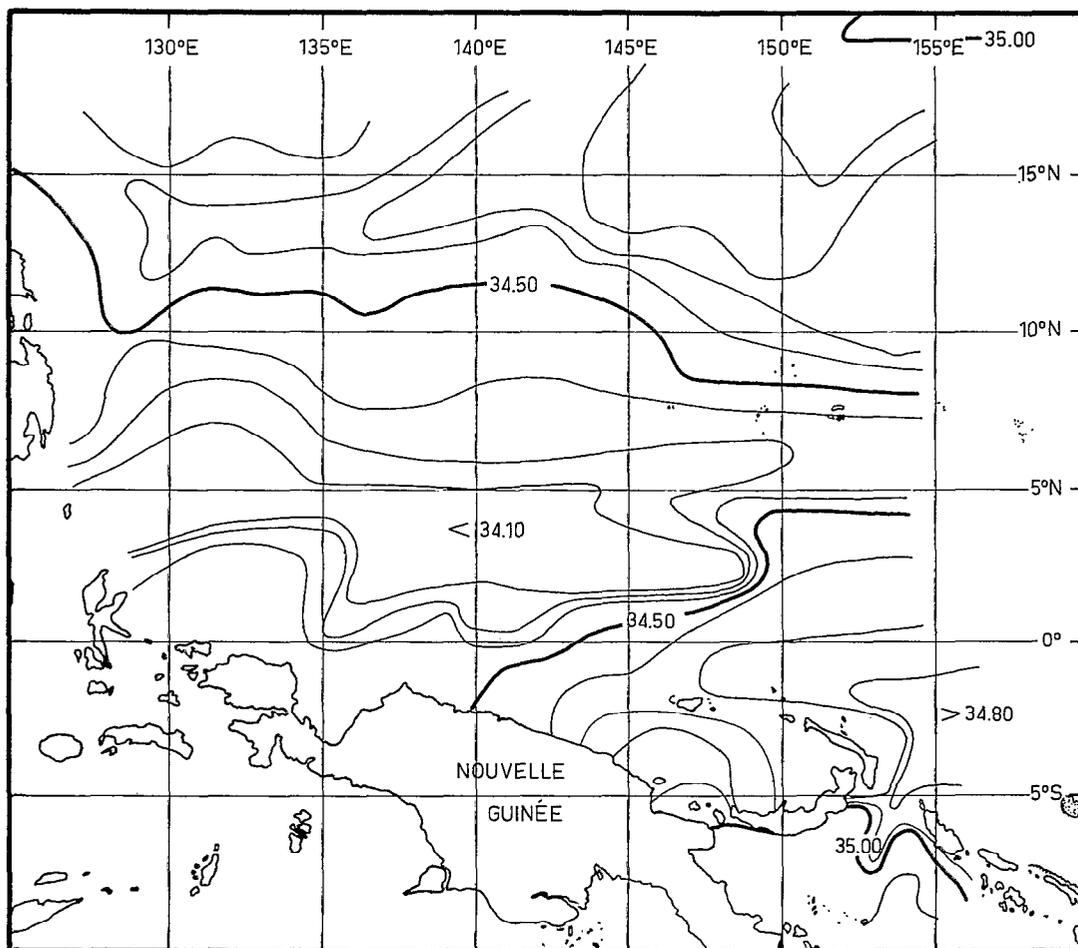


Fig. 11. — Distribution superficielle de la salinité au nord de la Nouvelle-Guinée en juillet-août 1957 d'après la croisière 25 du Vityaz.

de la mer du Corail par les eaux pauvres du minimum sud-équatorial qui s'étendent vers l'ouest à partir des côtes du Pérou, entre les isanostères 125 cl/t et 160 cl/t (REID, 1965 ; TSUCHIYA, 1967).

La continuité entre les eaux de la mer du Corail et les eaux équatoriales apparaît également dans les diagrammes UAO- PO_4 (fig. 10). A la sortie de la mer du Corail, entre les isanostères 100 cl/t et 400 cl/t, le rapport apparent de minéralisation O/P par atomes est de 125 ; il est de 150 à l'équateur et de 220 au nord de l'équateur. La mer du Corail peut donc être à l'origine des rapports O/P et O/C très faibles de la couche équatoriale homogène.

En conclusion, il apparaît que le maximum d'oxygène situé à la base de la couche homogène équatoriale et associé à une salinité de l'ordre de 35,0-35,2 ‰, est distribué tout au long de l'équateur, jusqu'à 145° E au moins. A 160° E ce maximum est limité à une zone équatoriale très étroite d'à peine 200 km de large ; à 145° E au contraire, ce maximum semble prolonger vers le nord les teneurs élevées rencontrées en mer du Corail. Cette origine possible de l'eau de la base du courant de Cromwell est confirmée par les rapports de minéralisation O/P et O/C très faibles qu'on trouve aussi bien en mer du Corail (ROTSCHI, 1962) que dans la couche homogène équatoriale. Ces conclusions confirment celles de TSUCHIYA (1967).

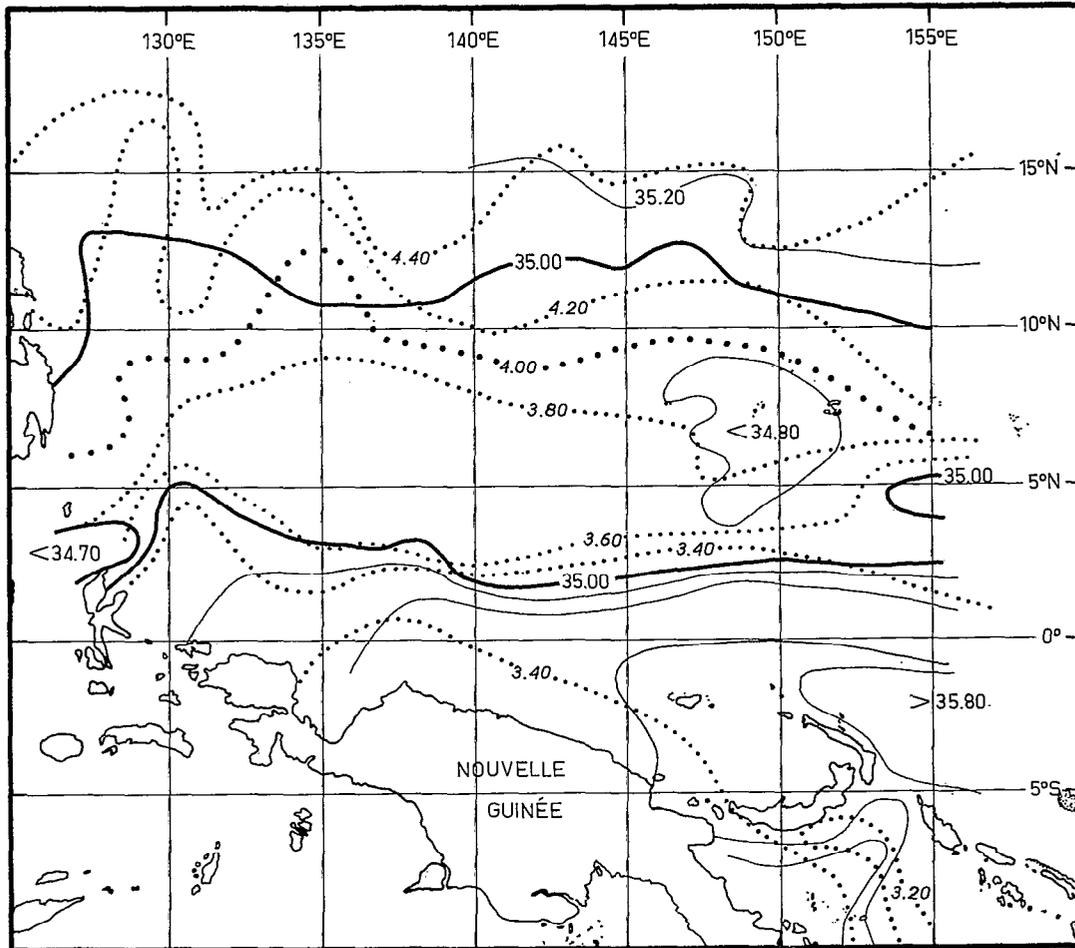


Fig. 12. — Distribution de la salinité et de l'oxygène dissous sur l'isanostère 400 cl/t en juillet-août 1957, d'après la croisière 25 du Vityaz.

Distribution horizontale au nord de la Nouvelle-Guinée :

Les distributions horizontales au nord de la Nouvelle-Guinée sont étroitement dépendantes de la circulation superficielle qui, comme l'a montré WYRTKI (1961), a un caractère saisonnier marqué, particulièrement en ce qui concerne les courants le long de la côte. Lorsque, de mai à octobre, les vents dominants soufflent du sud-est une branche du courant équatorial s'écoule vers l'ouest, le long de la côte nord de la Nouvelle-Guinée jusqu'à Halmahera. Là, elle rejoint les eaux sortant de la mer des Célèbes et celles du courant de Mindanao et cet ensemble constitue le contre-courant nord-équatorial qui atteint son maximum d'intensité entre juin et août ; il est alors composé d'une assez forte proportion d'eau originaire de l'hémisphère sud.

Lorsque les vents tournent à l'ouest et au nord, de novembre à avril, cette branche néo-guinéenne du courant équatorial ne peut plus se maintenir ; elle est remplacée par le courant côtier de Nouvelle-Guinée qui s'écoule vers l'est. Ce courant est une branche du contre-courant nord-équatorial qui dérive alors essentiellement du courant de Mindanao ; ses caractéristiques hydrologiques sont celles de l'hémisphère nord.

L'influence de la circulation superficielle sur la répartition de la salinité au nord de la Nouvelle-Guinée apparaît de manière évidente dans les résultats de la croisière 25 du VITYAZ effectuée

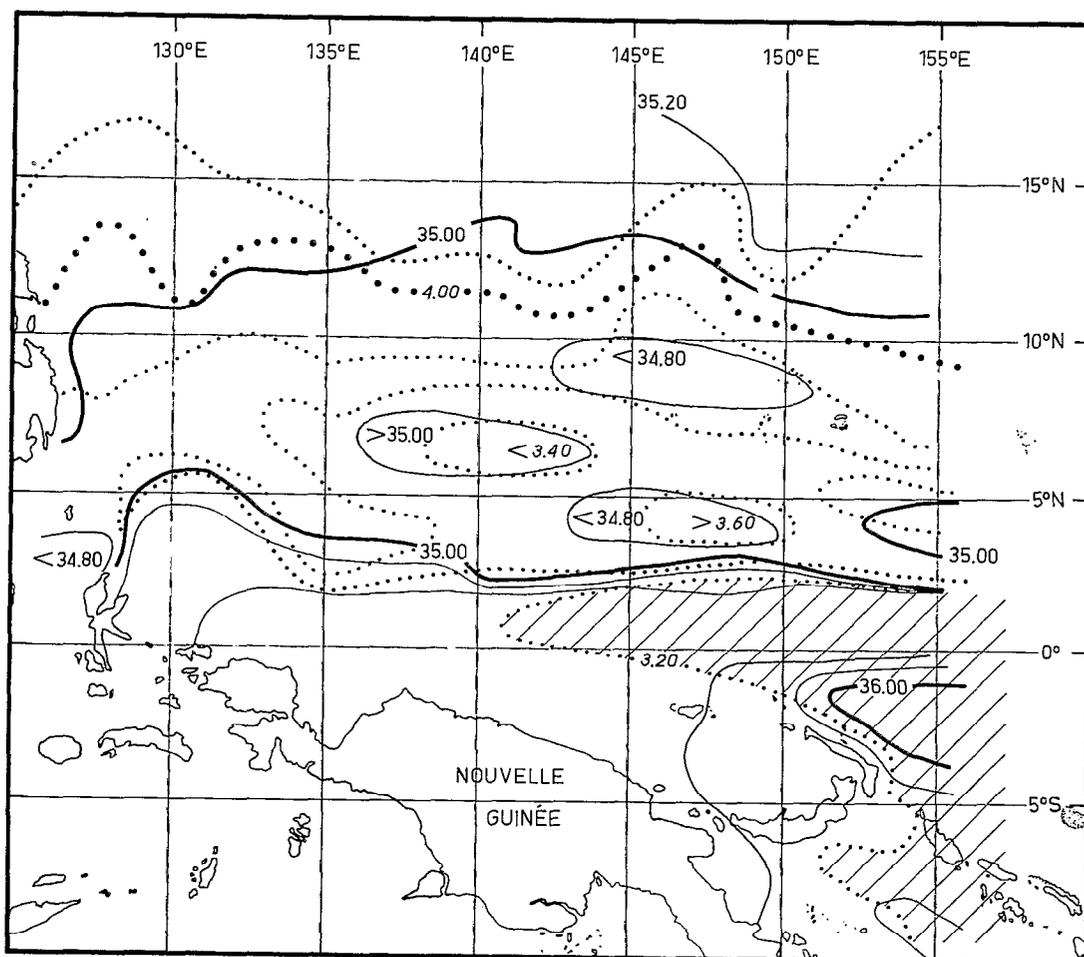


Fig. 13. — Distribution de la salinité et de l'oxygène dissous sur l'isanostère 350 cl/t en juillet-août 1957, d'après la croisière 25 du Vityaz. Zone hachurée extension de l'eau subtropicale du Pacifique sud où O_2 ml/l < 3,20.

en juillet-août 1957 (fig. 11). Le courant nord-équatorial et le courant équatorial sont caractérisés tous deux par l'extension vers l'ouest d'un maximum de salinité de 35,00 ‰ pour le premier et 34,80 ‰ pour le second ; le courant nord-sud de Mindanao et le courant le long de la Nouvelle-Guinée apparaissent également. Entre ces deux masses, un eau faiblement salée paraissant prendre sa source à la sortie de la mer des Célèbes caractérise le contre-courant nord-équatorial. La topographie dynamique de la surface relative à 1 000 db confirme en tous points ce schéma de circulation.

Sur l'isanostère 400 cl/t, c'est-à-dire à la limite supérieure de la couche homogène en oxygène, on note (fig. 12) l'opposition entre l'eau peu salée et fortement oxygénée originaire du nord et celle du sud qui dérive d'un noyau où la salinité est supérieure à 35,80 ‰ et la teneur en oxygène inférieure à 3,40 ml/l ; cette dernière représente l'extension vers l'ouest de l'eau subtropicale du Pacifique sud. A ce niveau, la salinité du contre-courant nord-équatorial est de l'ordre de 34,90-35,00 ‰ et sa teneur en oxygène est comprise entre 3,60 ml/l et 4,00 ml/l ; il est clair que l'eau de l'hémisphère sud progressant le long de la côte nord de la Nouvelle-Guinée participe à la formation de ce courant. Par contre, l'eau du courant de Cromwell où la teneur en oxygène est minimale et inférieure à 3,30 ml/l, est nettement individualisée ; elle dérive directement de l'eau subtropicale du Pacifique sud. Le fort gradient méridien d'oxygène qui marque, vers 2° N

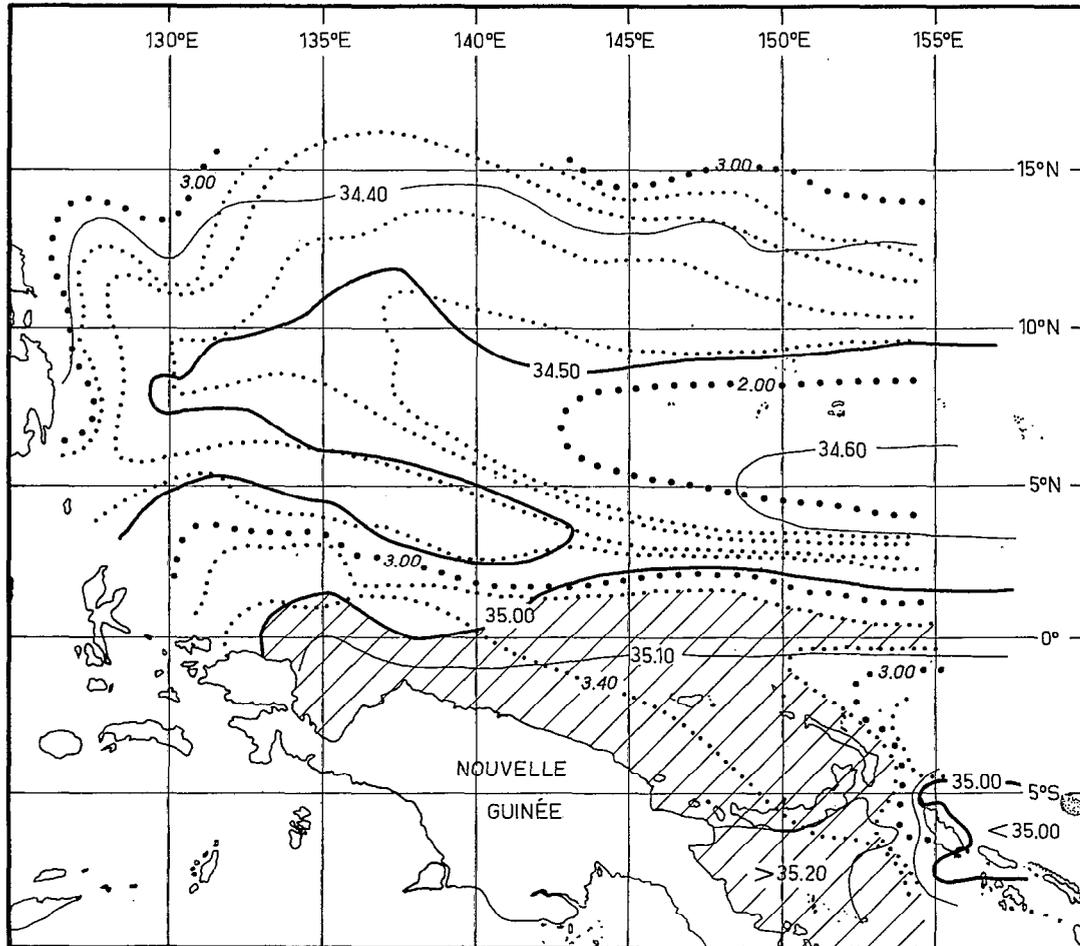


Fig. 14. — Distribution de la salinité et de l'oxygène dissous sur l'isanostère 170 cl/t en juillet-août 1957, d'après la croisière 25 du Vityaz. Zone hachurée extension de l'eau de la mer du Corail où O_2 ml/l $> 3,20$ et S ‰ $> 35,00$.

et entre 140° E et 150° E, la limite entre l'eau équatoriale et l'eau du contre-courant nord-équatorial suggère qu'il n'existe entre ces deux masses que des échanges latéraux réduits.

Sur l'isanostère 350 cl/t (fig. 13), au niveau du minimum équatorial intermédiaire d'oxygène, la distribution de la salinité et de l'oxygène confirme la répartition des différentes masses identifiées à 400 cl/t. Le fort gradient méridien d'oxygène est associé à un front de salinité et tous deux corroborent qu'entre 140° E et 155° E les échanges latéraux à ce niveau sont limités. L'eau subtropicale du Pacifique sud, avec son maximum de salinité qui dépasse $36,00$ ‰ à 155° E et son minimum d'oxygène inférieur à $3,20$ ml/l est donc isolée de l'eau du contre-courant nord-équatorial, sauf à l'ouest de 140° E où les échanges sont non seulement possibles, mais probables. A 155° E, l'eau du contre-courant nord-équatorial a, à sa bordure méridionale, une salinité légèrement inférieure à $35,00$ ‰ et une teneur en oxygène voisine de $3,40$ ml/l ; elle ne peut être formée qu'à partir d'une eau originaire du nord.

L'origine nord-équatoriale de l'eau riche en oxygène du contre-courant nord-équatorial est également confirmée par la distribution de l'oxygène sur l'isanostère 250 cl/t.

Au contraire, les distributions sur l'isanostère 170 cl/t qui est à la limite inférieure de la couche équatoriale homogène en oxygène et au niveau de laquelle il y a un maximum intermé-

diaire de l'oxygène voisin de 3,40 ml/l, indiquent une origine tout à fait différente de l'eau de ce maximum (fig. 14). En premier lieu, on trouve au sud de l'équateur et vers 155° E une eau salée et relativement pauvre en oxygène (S ‰ 35,15 et O_2 ml/l 2,70) qui est l'extension vers l'ouest du minimum d'oxygène sud-équatorial formé au large du Pérou ; elle diffère beaucoup de l'eau du nord de la mer du Corail qui est à la fois plus salée et plus oxygénée. Dans la zone du contre-courant nord-équatorial et à sa limite sud, la salinité est voisine de 34,50 ‰ et la concentration de l'oxygène très nettement inférieure à 3,00 ml/l. L'eau du maximum intermédiaire d'oxygène avec une concentration supérieure à 3,20 ml/l et où la salinité est supérieure à 35,00 ‰ et qui, à 155° E, apparaît comme une bande étroite à cheval sur l'équateur ne peut donc provenir que de la mer du Corail. TSUCHIYA (1967) a déjà signalé la continuité, sur l'isanostrère 160 cl/t, de l'eau de la mer du Corail et du maximum équatorial d'oxygène qu'AUSTIN (1958) attribue à un transport advectif d'eau formée dans la partie occidentale du Pacifique.

En conclusion, l'étude des distributions de la salinité et de l'oxygène dissous sur des isanostrères sélectionnées confirme que l'eau participant à la formation du noyau homogène en oxygène caractéristique du courant de Cromwell (KNAUSS, 1960) n'a pas une origine unique. Dans la partie supérieure du courant, au nord de la Nouvelle-Guinée, l'eau du minimum intermédiaire d'oxygène est de l'eau subtropicale du Pacifique sud ; dans sa partie inférieure, l'eau du maximum est de l'eau de la mer du Corail. A tous les niveaux, l'eau du contre-courant nord-équatorial est de l'eau de l'hémisphère nord modifiée par apport de la mer des Célèbes ; l'eau du courant équatorial qui se déplace en direction de l'ouest le long de la côte nord de la Nouvelle-Guinée contribue également à sa formation.

Cependant, il faut remarquer (HISARD et al., 1968) que dans le Pacifique occidental le courant de Cromwell est plus étendu de part et d'autre de l'équateur que le noyau homogène en oxygène qui lui est associé ; l'eau entraînée vers l'est, au nord de la Nouvelle-Guinée, avec le flux du contre-courant nord-équatorial est donc susceptible de se trouver intégrée dans le flux du courant de Cromwell. Ce dernier, dans sa partie supérieure, peut donc être composé au sud d'eau originaire du Pacifique central sud et au nord d'eau de l'hémisphère nord ; dans sa partie inférieure il semble n'être formé que d'eau originaire de la mer du Corail.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Il existe, tout le long de l'équateur, entre les îles Galapagos et le nord de la Nouvelle-Guinée, une couche où la teneur en oxygène est homogène et dont les limites supérieure et inférieure sont un très fort gradient vertical. Dans cette couche, la teneur moyenne en oxygène décroît d'ouest en est, tandis que la concentration du phosphate, du nitrate et du gaz carbonique total croît vers le bas.

La base de cette couche est voisine de l'isanostrère 160 cl/t sur laquelle il y a un maximum équatorial d'oxygène très net qui a été associé par de nombreux auteurs (MONTGOMERY, 1954 ; WOOSTER et CROMWELL, 1958 ; KNAUSS, 1960 ; AUSTIN, 1960) au courant de Cromwell.

Le maximum équatorial d'oxygène sur l'isanostrère 160 cl/t est encore identifiable à 150° E et il est dû à un transport advectif le long de l'équateur d'une eau formée dans la partie occidentale du Pacifique équatorial. Les croisières 25 et 27 du VITYAZ indiquent clairement que cette eau riche en oxygène est originaire de la mer du Corail, ce qui confirme les conclusions de TSUCHIYA (1967).

Puisque l'eau du noyau du courant de Cromwell est homogène en oxygène et ne l'est pas en sels nutritifs, cette homogénéité n'est pas due à un mélange vertical turbulent, mais à la superposition de masses d'origines différentes ayant une même teneur initiale en oxygène.

Dans ce noyau les relations $UAO-PO_4$, $UAO-NO_3$ et $UAO-CO_2$ impliquent des rapports de minéralisation entraînant une faible consommation de l'oxygène. Des rapports de minéralisation

similaires ont été mis en évidence en mer du Corail (ROTSCHI, 1962), ce qui confirme l'hypothèse d'une origine en mer du Corail de l'eau du maximum équatorial d'oxygène participant à la formation du courant de Cromwell.

Le courant de Cromwell peut être formé, dans sa partie supérieure, d'eau subtropicale du Pacifique sud traversant l'équateur au nord de la Nouvelle-Guinée et d'eau du contre-courant nord-équatorial ; dans sa partie inférieure il pourrait n'être formé que d'eau de la mer du Corail.

BIBLIOGRAPHIE

- AUSTIN (T. S.), 1958. — Variations with depth of oceanographic properties along the equator in the Pacific. *Trans. amer. geophys. Un.*, 39, 1055-1063.
- AUSTIN (T. S.), 1960. — Oceanography of the east central equatorial Pacific as observed during expedition Eastropic. *Fish. Bull.*, 168, 257-282.
- HISARD (Ph.), MAGNIER (Y.), WAUTHY (B.), 1968. — Comparison between the hydrographic structures of the equatorial undercurrent at 140° and 170° E. *J. Mar. Res.*, 27 (2), 191-205.
- ISTOSHIN (Y.), KALASHNIKOV (A.A.), 1965. — The Cromwell current in the western part of the Pacific. *Oceanology* (english translation) 5, 14-17.
- KNAUSS (J. A.), 1960. — Measurements of the Cromwell current. *Deep Sea Res.*, 6, 265-286.
- PYTKOWICZ (R. M.), 1964. — Oxygen exchange rates off the Oregon coast. *Deep Sea Res.*, 11, 381-389.
- REID (J. L.), 1965. — Intermediate waters of the Pacific Ocean. The John Hopkins Oceanographic studies, 2. *The John Hopkins Press*, 85 p.
- ROTSCHI (H.), 1962. — Oxygène, phosphate et gaz carbonique total en mer du Corail. *Deep Sea Res.*, 8, 181-195.
- ROTSCHI (H.), NOEL (J.), 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*.
- ROTSCHI (H.), HISARD (Ph.), LEMASSON (L.), MAGNIER (Y.), NOEL (J.) et PITON (B.), 1967. — Résultats des observations physico-chimiques de la croisière « Alizé » du N. O. Coriolis. *O.R.S.T.O.M., Centre de Nouméa, Section Océanogr., Rap. Sci.*, 2, mimeogr. 55 p.
- STRICKLAND (J. D. H.), PARSONS (T. R.), 1965. — A manual of sea-water analysis. *Fish. Res. Board Canada*, 125, 203 p.
- TSUCHIYA (M.), 1967. — Distribution of salinity, oxygen content and thickness at 160 cl/t of thermoclinic anomaly in the inter-tropical Pacific Ocean. *Stud. trop. Oceanogr. Miami*, 5, 37-41.
- WYRTKI (K.), 1961. — Physical oceanography of the south-east asian waters. *Naga Rep.*, 2. *University of California*, 195 p.