

LE COURANT DE CROMWELL DANS LE PACIFIQUE CENTRAL EN FÉVRIER 1970

par C. COLIN, C. HENIN, Ph. HISARD et C. OUDOT*

RÉSUMÉ

Les campagnes effectuées par le « CORIOLIS » entre 170 °E et 140 °W, le long de l'équateur dans l'Océan Pacifique, permettent une étude détaillée de la structure du champ des courants équatoriaux et en particulier du Courant de Cromwell.

A 170 °E, le Courant de Cromwell est bi-cellulaire ; à 140 °W, il n'a plus qu'un seul maximum de vitesse mais d'après KNAUSS (1966), selon les conditions météorologiques, il peut avoir, à cette longitude, deux aspects différents.

Entre 140 °W et 156 °W, les mesures détaillées d'hydrologie et de courants que le « Coriolis » a effectuées en février 1970, pendant la campagne CASSIOPÉE, donnent une image très précise du Pacifique Central.

L'évolution de la teneur en sels nutritifs et en oxygène le long des surfaces isanostères met en évidence des mécanismes d'enrichissement différents de part et d'autre du sommet de la thermocline ; ces mécanismes sont intensifiés là où la turbulence est maximum, c'est-à-dire d'une part entre le Courant Équatorial et le Courant de Cromwell, et d'autre part entre le Courant de Cromwell et le Courant Équatorial Intermédiaire. De ce fait, le Courant de Cromwell apparaît comme un facteur important de l'enrichissement des eaux équatoriales : il s'enrichit par diffusion turbulente au contact du Courant Équatorial Intermédiaire, au travers de l'Eau Équatoriale à 13 °C, et cède une partie de cette richesse au Courant Equatorial, soit par mélange turbulent dans le Pacifique Occidental, soit par mélange turbulent associé avec la circulation verticale induite par les alizés, dans le Pacifique Central.

Le Courant de Cromwell apparaît ainsi, non seulement comme un courant de compensation dynamique du Courant Équatorial mais aussi comme un courant de compensation de la circulation générale des sels nutritifs de la zone équatoriale de l'Océan Pacifique.

ABSTRACT

The numerous cruises prosecuted by the R.V. "CORIOLIS" (Centre O.R.S.T.O.M.—Nouméa) along the equator between 170 °E and 140 °W allow a study of the evolution of the Cromwell Current. At 170 °E, it has a double-cell structure ; at 140 °W, it has only one velocity maximum but it can be very different according to the meteorological conditions (KNAUSS, 1966).

* Océanographes physiciens, Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa (Nouvelle-Calédonie), B.P. n° 4.

In February 1970, the R.V. "CORIOLIS" undertook the "CASSIOPÉE" cruise between 140 °W and 156 °W in order to study the Cromwell Current, in an area where we could hope that strong changes occurred due to zonal change in the thermal structure; there, the thermocline layer arises, the homogeneous surface layer becomes thinner and vanishes; there also, the East component of the Trades is maximum and so is the dynamic slope of the sea surface. Between 156 °W and 140 °W, the current pattern is well described through the "CASSIOPÉE" data; at 156 °W, the velocity maximum is at 0°30'S and the northern less saline waters reach the equator. At 148 °W, on the contrary, it is the southern more saline waters which reach 0°30'N; these features suggest that the Cromwell Current meanders.

The double-cell structure of the Cromwell Current is not clearly apparent between 156 °W and 140 °W but the East-West components of the velocity evidence very often a secondary velocity maximum. At 0°30'N-148 °W, the velocity maximum and the hydrological properties related to it, well suggest the presence of the upper cell of the Cromwell Current as described at 170 °E.

Between 170 °E and 140 °W, it is possible through the UAO/PO_4-P and NO_3/PO_4 correlations to put in light two different biochemical structures between 0 and 500 m depth; turbulent exchanges are suggested between the upper part of the Cromwell Current (above the thermocline top) and the Equatorial Current. These exchanges lead to an enrichment of the surface waters and, West of 156 °W when the Trades are weak and the thermocline layer deep, this process is of a great importance to supply upwelling.

At the level of the "13 °C Equatorial Water", JONES (1970) has shown that turbulence is strong and consequently it is possible to explain the enrichment of the Cromwell Current waters from West to East by exchanges with the Intermediate Equatorial Current which flows westward below it and carries nutrient rich waters.

So, the Cromwell Current is described as an important link in the biochemical circulation; it is directly related with enrichment processes which are known as a whole under the name "upwelling", and moreover, it brings from West to East, from deep layer to shallow layer, waters with a high nutrient content.

INTRODUCTION

Les mesures effectuées à l'équateur par KNAUSS (1960; 1966) à l'est de 140 °W, celles de BURKOV et OVCHINNIKOV (1960) et de MASUZAWA (1967; 1968) à l'ouest de 140 °E décrivent en détail la structure des courants équatoriaux dans les deux régions extrêmes de l'Océan Pacifique. Entre 130 °E et 140 °E, au nord de la Nouvelle-Guinée, le Courant de Cromwell est difficile à différencier du Contre-Courant Équatorial Nord; vers 140 °E, il s'individualise tout en conservant une position au nord de l'équateur et une partie commune avec le Contre-Courant Équatorial Nord. Son origine exacte est incertaine: KORT *et al.* (1966) suggèrent qu'une partie importante du flux du Courant de Cromwell prend naissance vers 132 °E dans les couches profondes de la zone équatoriale; TSUCHIYA (1968) souligne le rôle important que joue l'eau de la Mer du Corail dans la formation du Courant de Cromwell. A 140 °W, le Courant de Cromwell semble avoir atteint une vitesse maximale et est symétrique par rapport à l'équateur; à l'est de 140 °W, il remonte vers les couches superficielles et sa vitesse diminue; il se disperse au voisinage des Iles Galapagos soit en profondeur, soit en surface lorsque les alizés faiblissent (JONES, 1969).

La plupart des modèles de circulation des courants équatoriaux mettent l'accent, pour rendre compte de l'existence du Courant de Cromwell, sur la pente dynamique de la surface de la mer le long de l'équateur et sur la divergence équatoriale induite par les alizés. TSUCHIYA (1961) ayant montré l'absence de pente dynamique de la surface de la mer et de l'upwelling

équatorial au nord de la Nouvelle-Guinée, les premiers modèles de circulation mettaient en doute l'existence du Courant de Cromwell dans le Pacifique Occidental. L'observation d'un contre-courant équatorial subsuperficiel au nord de la Nouvelle-Guinée a par conséquent remis en question la nature du Courant de Cromwell et sa continuité le long de l'équateur.

1. OBSERVATIONS DU COURANT DE CROMWELL DANS LE PACIFIQUE CENTRAL

Les observations effectuées de 1966 à 1968 à l'équateur par le laboratoire d'océanographie du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa ont mis en évidence, à 170 °E, le caractère bicellulaire du Courant de Cromwell. La cellule supérieure, située dans la couche homogène superficielle, est étroitement liée au flux du Courant Équatorial qui l'entoure ; elle n'est pas en équilibre géostrophique et elle disparaît lorsqu'en régime de vent d'ouest, le courant de surface est dirigé vers l'est ; elle est composée d'eau ayant la même caractéristique hydrologique que l'eau du Courant Équatorial et une anomalie thermostérique supérieure à 400 cl/t. La cellule inférieure, permanente, est située dans la thermocline et se trouve en équilibre géostrophique ; elle est reliée au flux du Contre-Courant Équatorial Nord par un pont continu de flux est ; elle est composée d'eau provenant du Contre-Courant Équatorial Nord, d'eau Subtropicale du Pacifique Sud et pour un pourcentage assez important d'eau de la Mer du Corail caractérisée par une teneur élevée en oxygène ; son anomalie thermostérique est comprise entre 160 et 350 cl/t (HISARD et JARRIGE, 1967 ; NOËL et MERLE, 1967 ; HISARD *et al.*, 1970 ; COLIN et ROTSCHI, 1970).

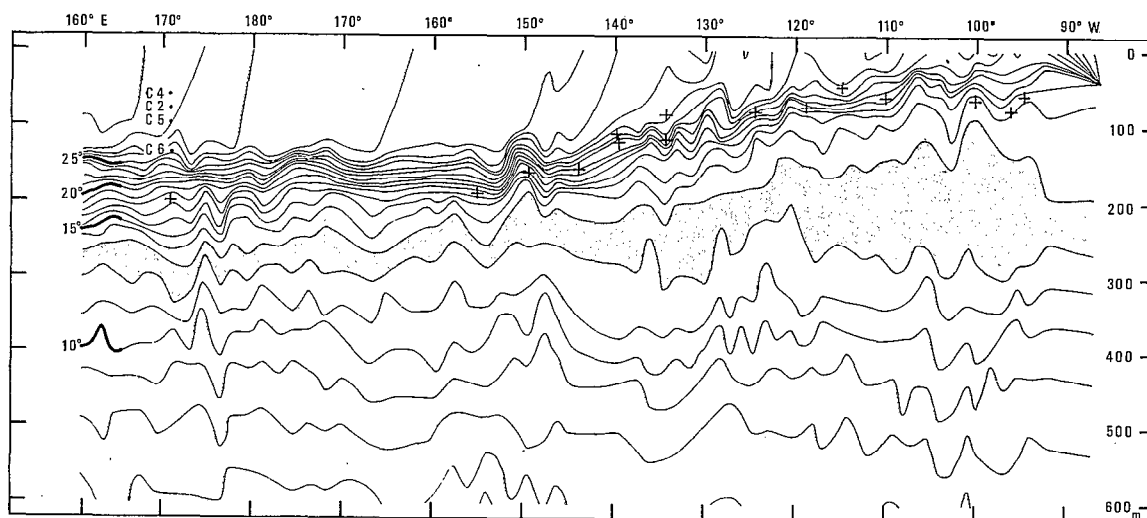


Fig. 1. — Distribution verticale de la température le long de l'équateur de l'océan Pacifique (novembre 1964-février 1965). Le maximum de vitesse du Courant de Cromwell est indiqué par des croix ; le maximum de vitesse de la cellule supérieure du Courant de Cromwell à 170° E est indiqué par des points pour les différentes campagnes CYCLONE (C 2 à C 6). La zone ombrée représente l'Eau Équatoriale à 13 °C.

La cellule supérieure est située au-dessus de la thermocline dont la profondeur à 170 °E, est supérieure à 100 m ; le long de l'équateur la thermocline remonte d'ouest en est ; cette remontée s'accroît vers 140 °W et à l'est de cette longitude la forte réduction de l'épaisseur de la couche homogène superficielle suggère que la cellule supérieure du Courant de Cromwell pourrait ne plus

exister (fig. 1). De fait, les observations effectuées à 140 °W n'ont mis en évidence qu'un seul maximum de flux est ; cependant, KNAUSS (1960 ; 1966) a obtenu deux images très différentes du Courant de Cromwell en avril 1958 et en septembre 1961. En avril 1958, les alizés étaient très faibles (4 à 5 m/s) et le Courant Équatorial à peine présent à l'équateur ; sur une couche homogène superficielle peu épaisse (40 m), les effets apparents de l'upwelling étaient faibles (T° en surface 27,0 °C). Le Courant de Cromwell particulièrement bien développé avec un flux de 40.10^6 m³/s, était en équilibre géostrophique et l'on observait un éclatement prononcé de la thermocline ; la teneur maximale en oxygène du Courant de Cromwell était élevée (3,36 ml/l), laissant supposer un pourcentage élevé d'eau de la Mer du Corail. En septembre 1961, les alizés soufflaient avec une intensité de 6 à 8 m/s ; le Courant Équatorial était présent à l'équateur ; la couche homogène superficielle avait une épaisseur de 90 m et l'on notait l'existence d'un upwelling équatorial prononcé (T° en surface 23,4 °C). Le Courant de Cromwell était moins fort qu'en 1958, son flux n'étant que de 22.10^6 m³/s ; il n'était pas en équilibre géostrophique ni associé avec un éclatement de la thermocline ; la teneur en oxygène du Courant de Cromwell était faible (3,00 ml/l) laissant supposer un pourcentage plus faible d'eau de la Mer du Corail. Ainsi à 140 °W, selon les conditions météorologiques, le Courant de Cromwell a des caractéristiques qui se rapprochent plus ou moins de l'une ou l'autre des deux cellules de flux est observée à 170 °E.

Lors de la campagne « CARI-DE 3 » du « CORIOLIS », en février 1969, campagne d'échantillonnage biologique le long de l'équateur entre 135 °W et 155 °W, des mesures directes de courant ont mis en évidence la structure bicellulaire du Courant de Cromwell à l'ouest de 150 °W et sa disparition vers l'est. Toutefois la densité des observations ne fut pas suffisante pour permettre une description détaillée de l'évolution de cette structure.

La campagne « CASSIOPÉE » exécutée le long de l'équateur entre 140 °W et 156 °W, du 15 janvier au 11 février 1970, a comporté trois courtes sections méridiennes à 140 °W, 148 °W et 156 °W (fig. 2). A toutes les stations, chaque distribution verticale a été mesurée 3 à 4 fois afin de définir un profil moyen de chaque paramètre.

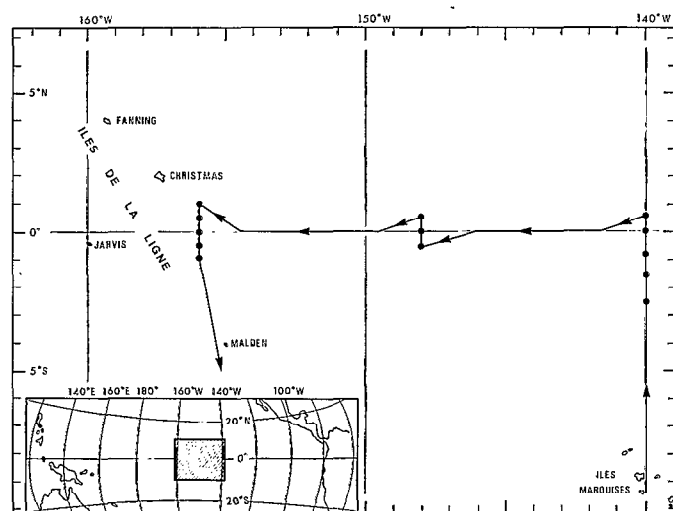


Fig. 2. — Campagne CASSIOPÉE du CORIOLIS. Position des stations.

Les profils hydrologiques comprenaient 23 niveaux de prélèvements entre la surface et 550 m de profondeur en une seule palanquée de bouteilles en plastique (Niskin) équipées chacune de trois thermomètres (Yoshino). A chaque profondeur de prélèvement, nous avons déterminé les paramètres suivants : température ($\pm 2/100$ °C), salinité ($\pm 3/1000$ ‰), oxygène ($\pm 0,05$ ml/l), phosphate ($\pm 0,03$ μ atg/l) nitrate ($\pm 0,05$ μ atg/l pour une concentration inférieure à 2,0 μ atg/l, $\pm 0,5$ μ atg/l pour une concentration supérieure à 2,0 μ atg/l), nitrite ($\pm 0,02$ μ atg/l) et à certaines stations le silicate ($\pm 0,2$ μ atg/l pour une concentration inférieure à 10 μ atg/l et $\pm 2,5$ μ atg/l pour une concentration supérieure à 10 μ atg/l). Toutes les analyses ont été faites à bord du CORIOLIS immédiatement après les prélèvements, en utilisant les méthodes décrites par STRICKLAND et PARSONS (1968) ; les résultats ont été déposés au N.O.D.C.

Les mesures de courant ont été effectuées avec deux courantographes Hydro-Products

(modèle 501 B modifié) espacés de 800 mètres ; chaque profil comprenait des mesures d'une durée de 5 à 10 mn tous les 10 à 20 m entre 0 et 300 m de profondeur et tous les 50 m de 300 à 500 m de profondeur. Les premières stations de courantométrie ont été exécutées relativement à une bouée radar ancrée ; il existe une assez bonne concordance entre les valeurs de la dérive du bateau calculées par rapport à la bouée radar, celles déduites de l'enregistrement du courantographe profond, en supposant immobile la couche 800-1.500 m, et enfin celles obtenues en considérant la surface isanostère 160 cl/t comme surface de mouvement nul. Après la perte de la bouée radar, nous avons adopté cette surface comme surface de référence ; elle correspond en effet à une structure hydrologique caractéristique, l'Eau Équatoriale à 13 °C, qui sépare le Courant de Cromwell du Courant Équatorial Intermédiaire (STROUP, 1969 ; HISARD et RUAL, 1970).

2. STRUCTURES HYDROLOGIQUES ASSOCIÉES AUX COURANTS

Le Courant Équatorial, entre 156 °W et 140 °W, a une vitesse moyenne de 50 cm/s qui croît légèrement d'est en ouest (fig. 3a, 3b et 3c). L'épaisseur du courant qui est de 60 m environ à 140 °W, augmente à 100 m à 156 °W ; l'épaisseur de la couche homogène superficielle croît

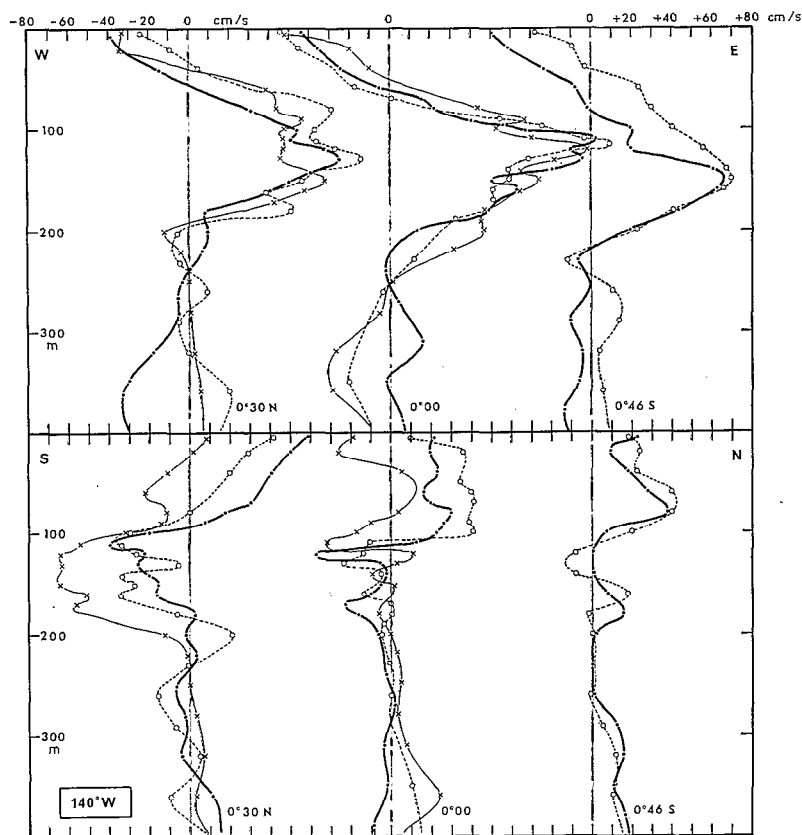


Fig. 3 a. — Profils verticaux des composantes zonales et des composantes méridiennes de la vitesse à 140° W. Les composantes ouest et sud sont comptées négatives.

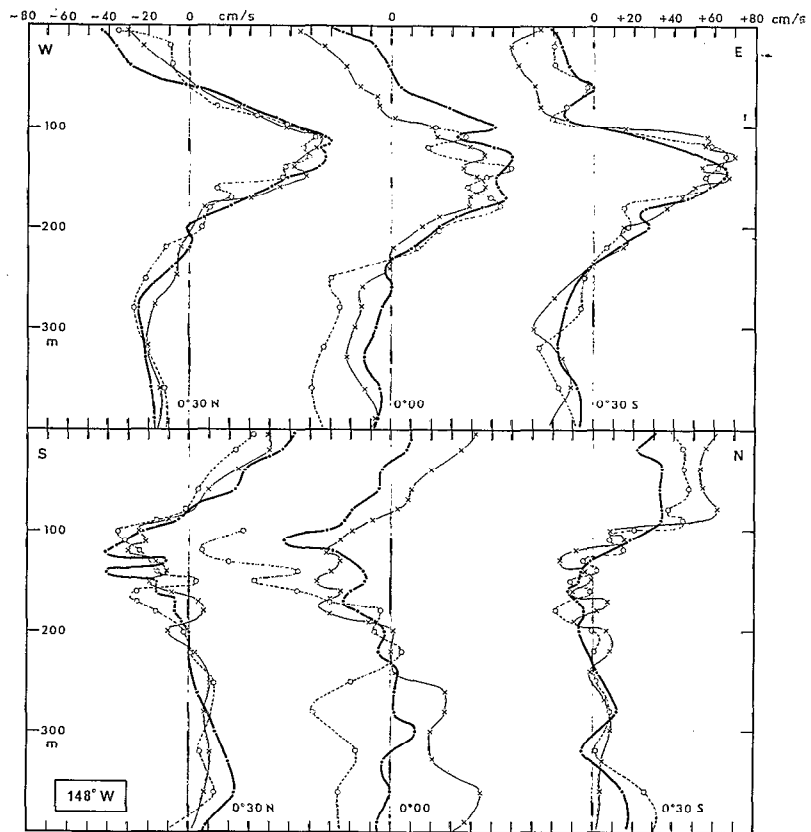


Fig. 3 b. — Profils verticaux des composantes zonales et des composantes méridiennes de la vitesse à 148° W. Les composantes ouest et sud sont comptées négatives.

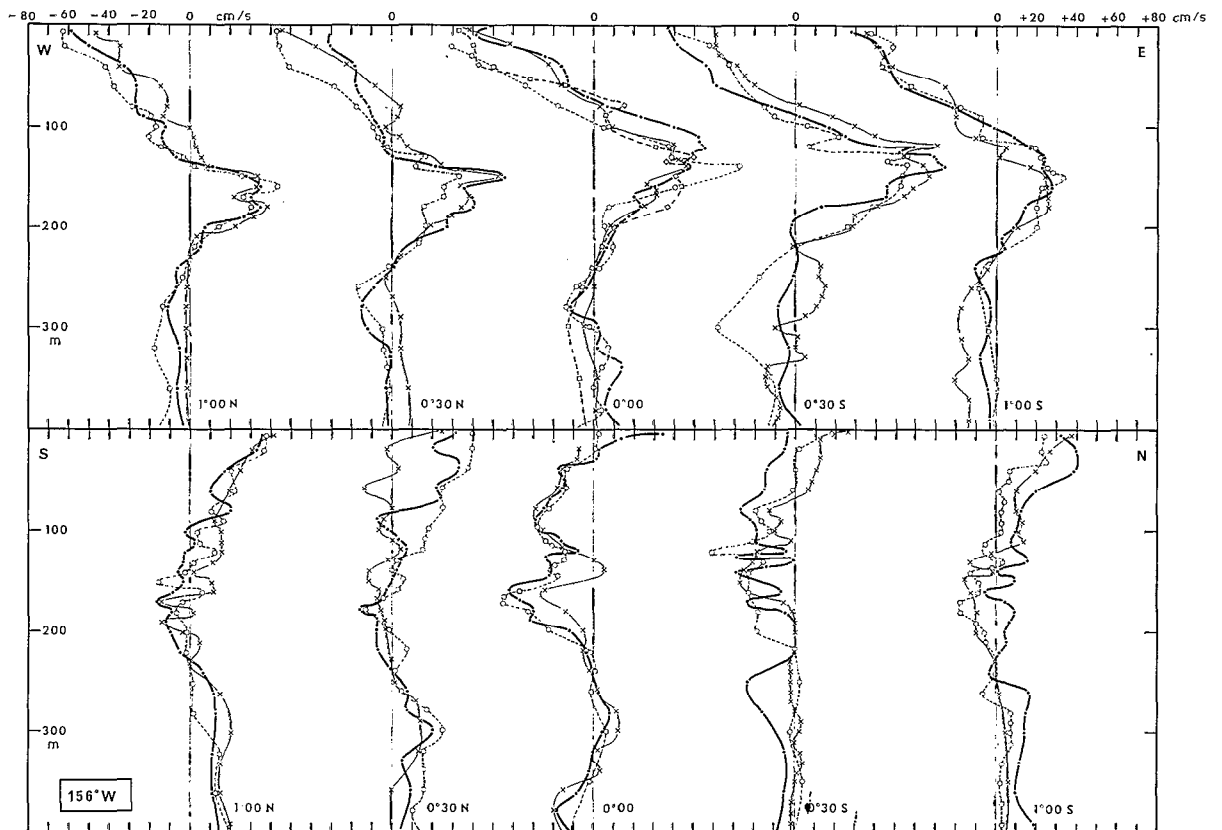


Fig. 3 c. — Profils verticaux des composantes zonales et des composantes méridiennes de la vitesse à 156° W. Les composantes ouest et sud sont comptées négatives.

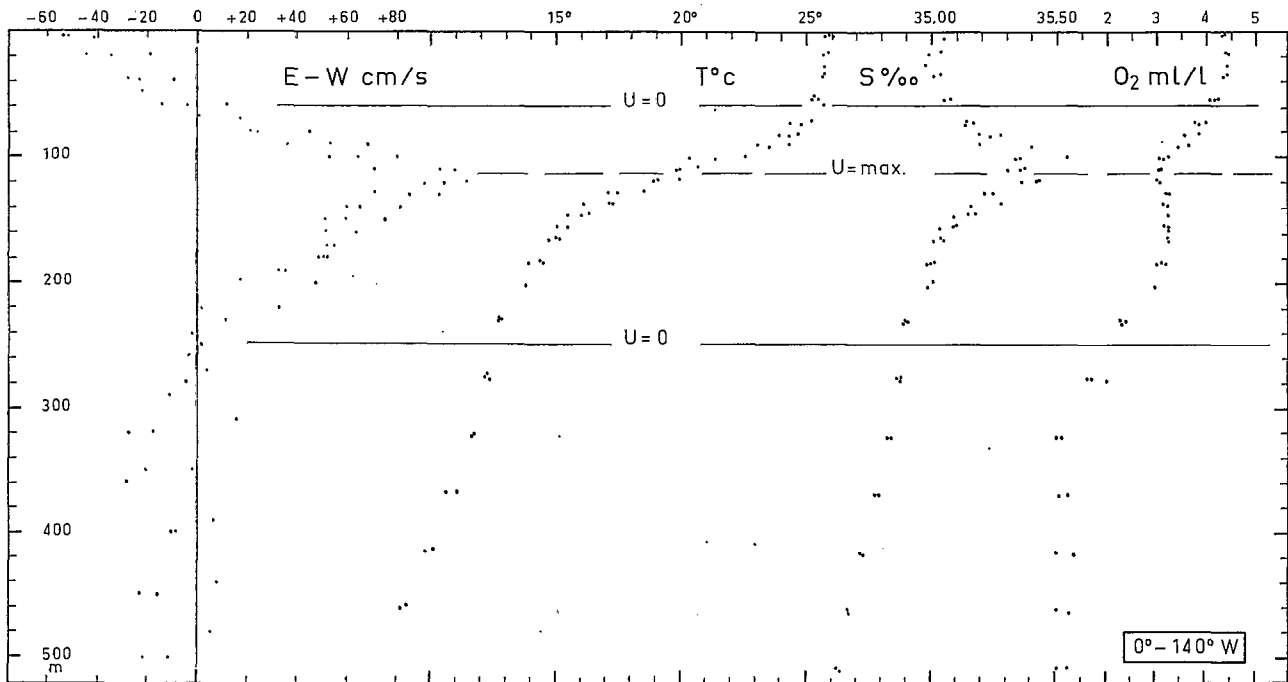


Fig. 4 a. — Profils verticaux de la composante zonale de la vitesse (est positif), de la température, de la salinité et de l'oxygène à 0°-140° W.

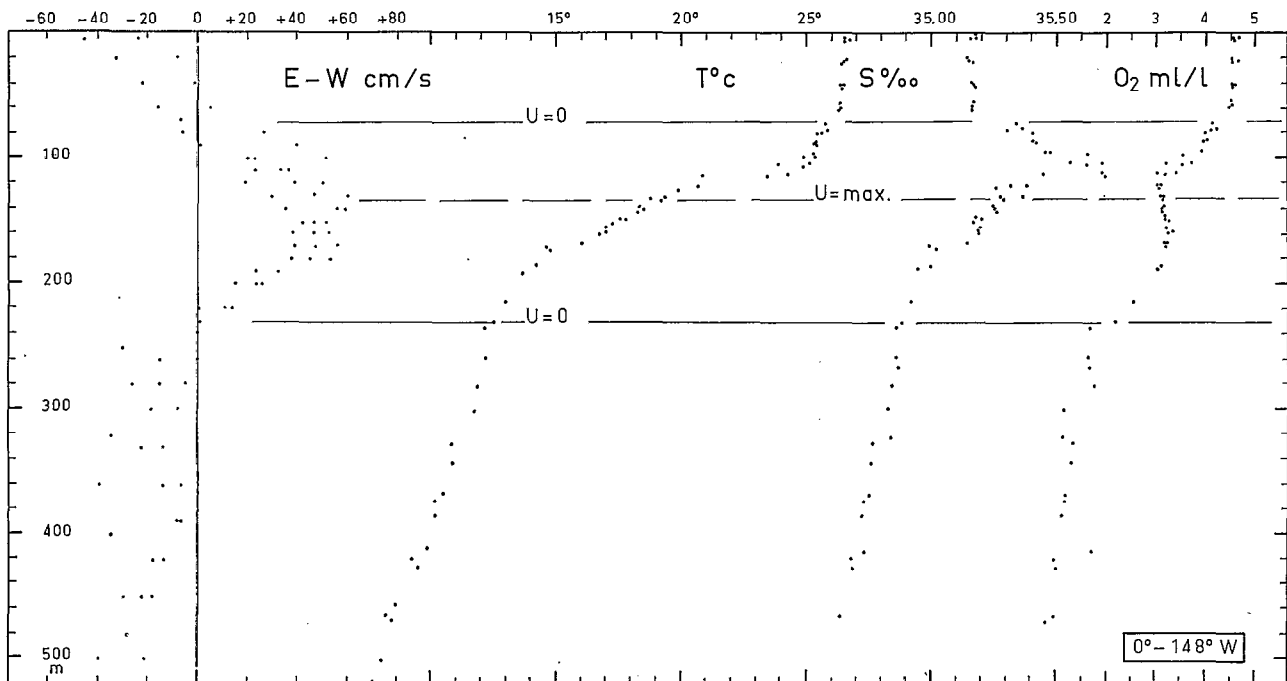


Fig. 4 b. — Profils verticaux de la composante zonale de la vitesse (est positif), de la température, de la salinité et de l'oxygène à 0°-148° W.

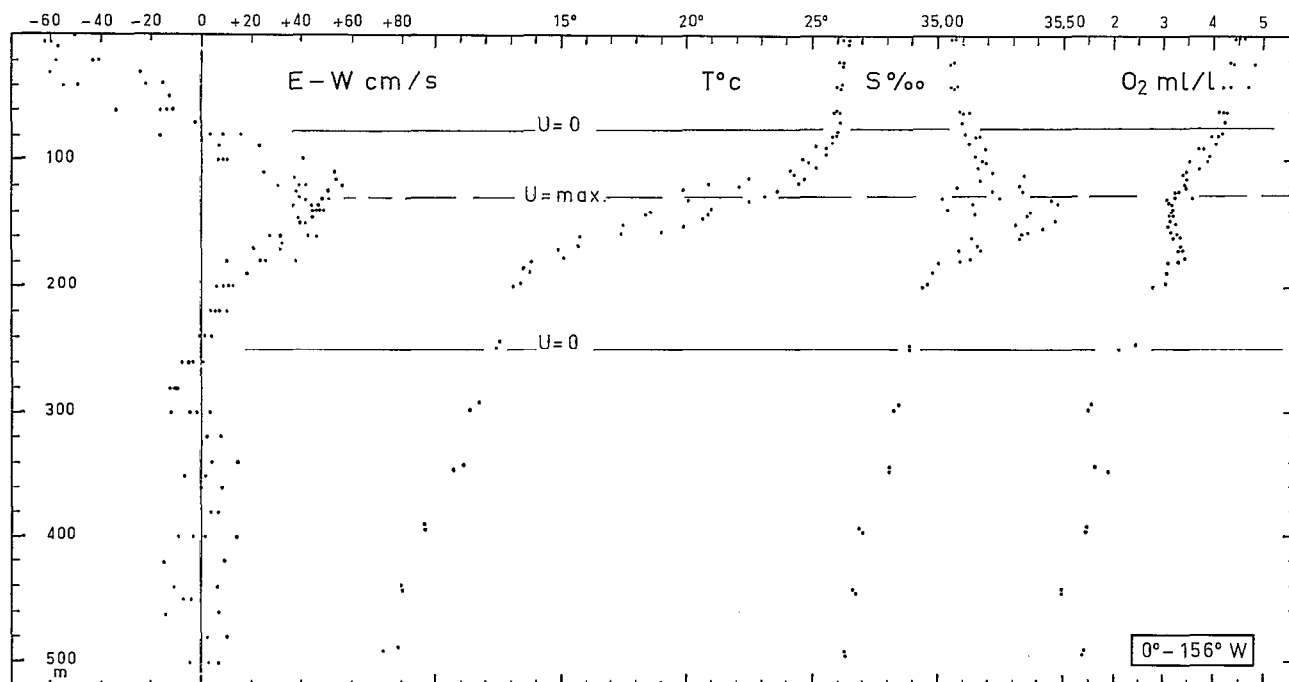


Fig. 4 c. — Profils verticaux de la composante zonale de la vitesse (est positif), de la température, de la salinité et de l'oxygène à 0°-156° W.

de la même manière (fig. 4a, 4b et 4c). Relativement aux eaux adjacentes, celles du Courant Équatorial sont riches en sels nutritifs et froides ; leur salinité qui est voisine de 35,0 ‰ passe par un maximum à 148 °W ; ceci suggère une plus grande avancée vers le nord à cette longitude, des eaux plus salées du sud et par conséquent un déplacement vers le nord du Courant Équatorial.

Le Courant Équatorial a une composante nord bien marquée qui est plus grande à 1 °N et 1 °S qu'à l'équateur ; les observations ayant été effectuées en régime de vent E-NE, d'intensité moyenne 8 m/s, la circulation superficielle ne peut pas être en équilibre car un vent E-NE d'après CROMWELL (1953) induit une divergence située au nord de l'équateur.

La vitesse maximale du Courant de Cromwell qui est de 70 cm/s environ à 156 °W, croît à 100 cm/s à 140 °W ; la profondeur du maximum de vitesse diminue légèrement d'ouest en est jusqu'à 140 °W où elle est égale à 110 m. A 156 °W, le maximum de vitesse est très nettement situé à 0°30' S alors qu'à 140 °W, il est équatorial. D'une manière générale, le Courant de Cromwell a une composante méridienne dirigée vers le sud dont le maximum d'intensité est un peu au-dessus du maximum de flux est ; ce dernier est étroitement associé au maximum vertical de salinité et au minimum subsuperficiel d'oxygène que l'on observe sous l'oxycline (fig. 4a, 4b et 4c) sauf à l'équateur et 148 °W où le maximum de salinité est situé au-dessus du maximum de flux est et correspond à un maximum secondaire de vitesse (fig. 4b).

Le Courant de Cromwell est généralement associé à l'éclatement de la thermocline à l'équateur ; on peut comme l'ont fait MONTGOMERY et STROUP (1962) caractériser cet éclatement par l'épaisseur de la couche d'eau qui sépare les isothermes 25 °C et 15 °C ; à l'équateur et 156 °W, cette épaisseur est de 75 m, à 140 °W, elle est de 97 m ; l'éclatement de la thermocline s'accroît par conséquent d'ouest en est et en même temps le Courant de Cromwell semble accélérer ; ceci peut être considéré comme un indice de l'équilibre géostrophique du courant.

L'asymétrie du Courant de Cromwell à 156 °W est illustrée nettement par la distribution

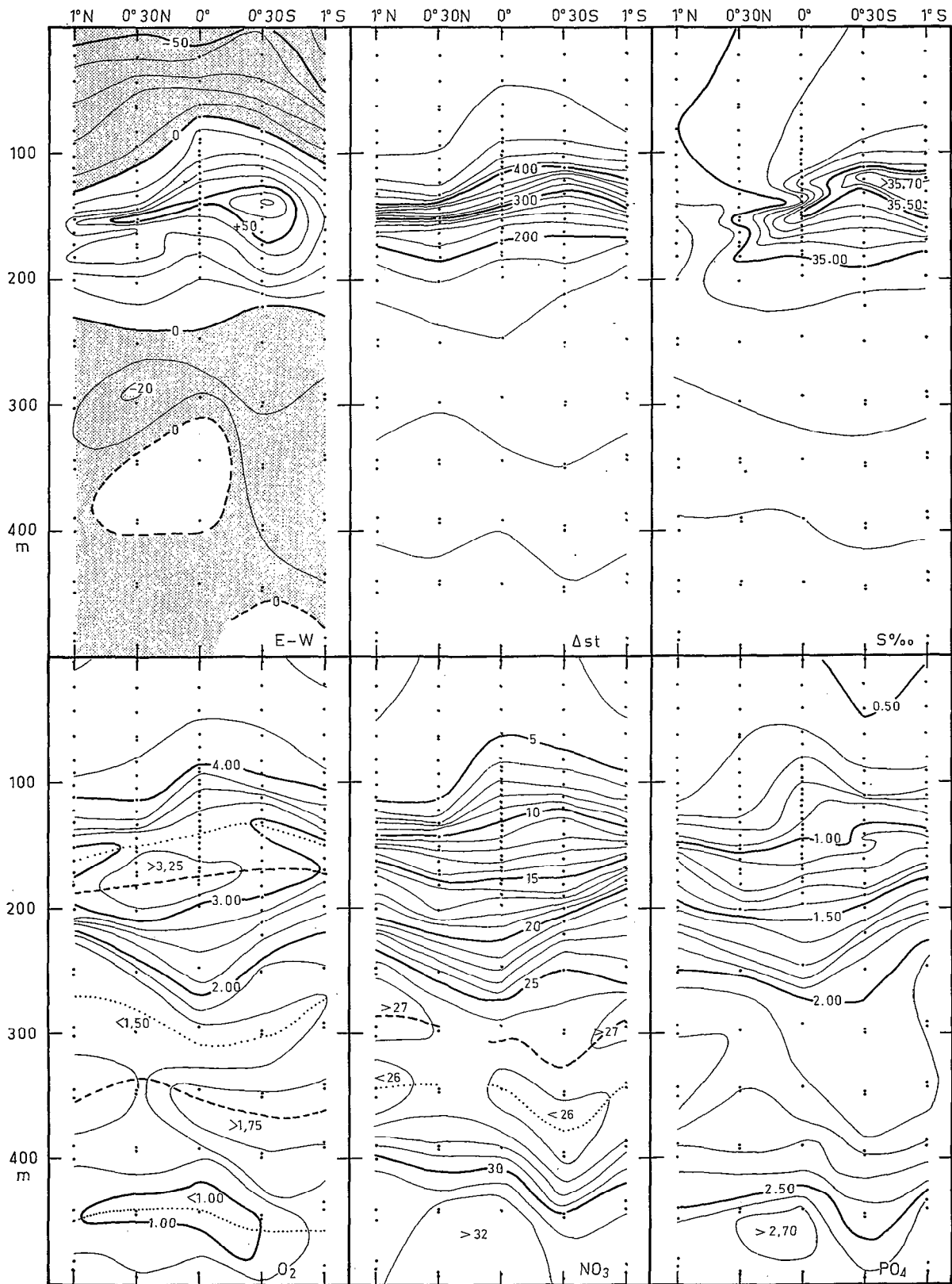


Fig. 5. — Distributions verticales de la composante zonale de la vitesse (en cm/s ; ouest compté négatif et hachuré), de l'anomalie thermostérique (cl/t), de la salinité (‰), de l'oxygène (ml/l), du nitrate et du phosphate ($\mu\text{atg/l}$), à 156° W.

des différents paramètres étudiés (fig. 5). En outre, sous le Courant de Cromwell, entre 250 et 500 m de profondeur, la distribution de l'oxygène, du nitrate et du phosphate révèle une structure nouvelle ; le minimum d'oxygène des eaux équatoriales intermédiaires est séparé en deux vers 350 m de profondeur par une couche de teneurs plus élevées ; les deux minima d'oxygène ainsi différenciés ont respectivement une anomalie thermostérique de 150 cl/t et de 120 cl/t. D'après REID (1965), il peut s'agir de la superposition des deux minima d'oxygène originaires respectivement des côtes du Pérou et des côtes de Californie.

3. EXTENSION MÉRIDIENNE DES MASSES D'EAU. CARACTÉRISATION HYDROLOGIQUE DES FLUX

Le diagramme T-S des stations entre 140 °W et 156 °W (fig. 6) illustre le caractère frontal du plan équatorial pour la circulation méridienne ; il reflète la complexité de cette circulation et montre l'équilibre qui existe entre l'eau Subtropicale du Pacifique Sud (maximum de salinité à 350 cl/t) et l'eau du Contre-Courant Équatorial Nord (dont la salinité est relativement homogène, voisine de 34,80-34,90 ‰).

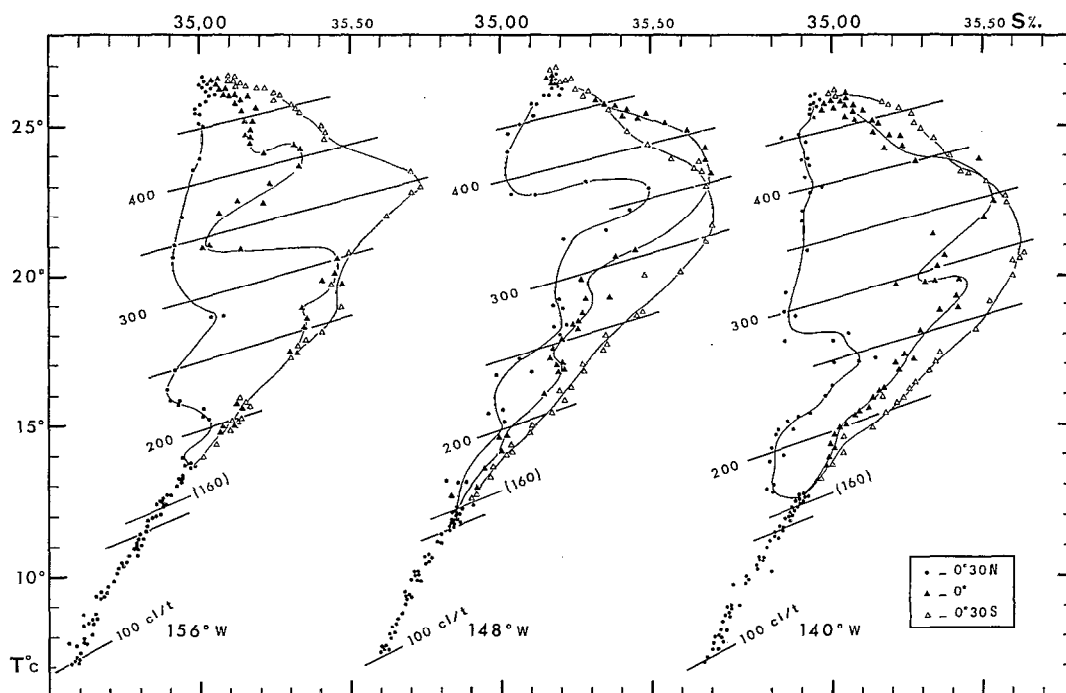


Fig. 6. — Diagrammes T-S à 156° W, 148° W et 140° W aux trois latitudes 0°30' N, 0° et 0°30' S ; les lignes obliques composent le réseau des lignes d'égal anomalie thermostérique, tous les 50 cl/t.

A 156 °W, on observe à l'équateur un minimum de salinité vers 350 cl/t ; il indique l'avancée des eaux dessalées du nord jusqu'à l'équateur ; parallèlement le noyau de vitesse du Courant de Cromwell est déplacé à 0°30' S (fig. 5). A 140 °W, il y a prépondérance à l'équateur de la masse d'eau salée méridionale ; à 148 °W, elle atteint même 0°30' N ainsi que l'indique la présence à cette latitude d'un maximum de salinité vers 350 cl/t. L'extension méridienne de ces masses d'eau peut être illustrée par le calcul de la salinité moyenne par tranches d'anomalie thermost-

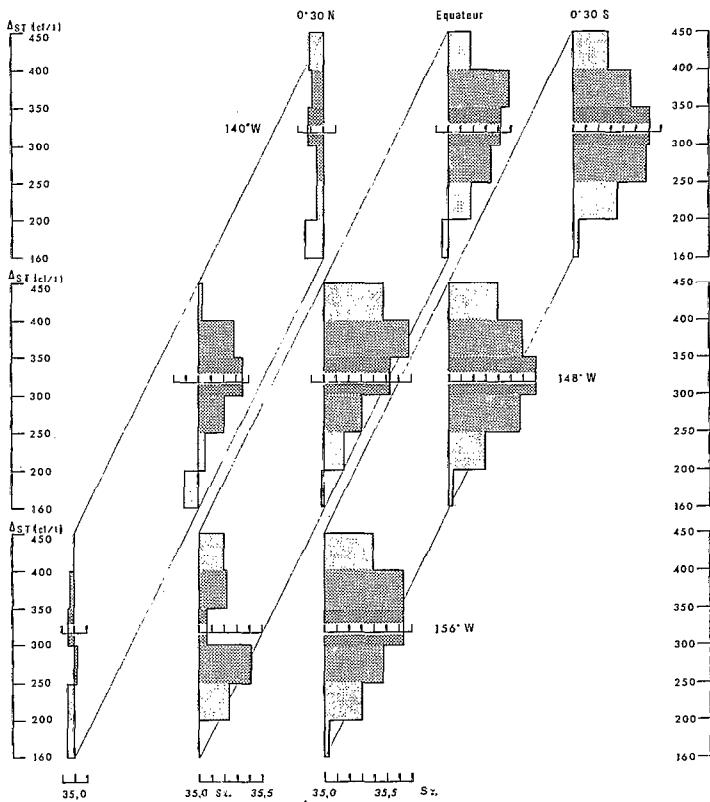


Fig. 7. — Salinité moyenne par tranche d'anomalie thermostérique tous les 50 cl/t, comptée à partir de la valeur 35,0 ‰, à 156° W, 148° W et 140° W pour les trois latitudes 0°30' N, 0° et 0°30' S.

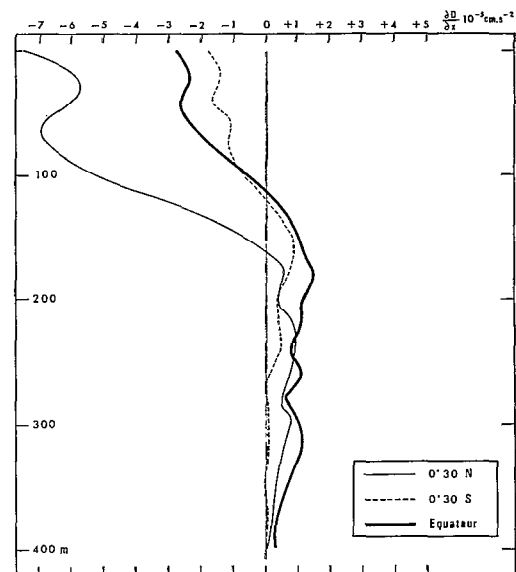


Fig. 8. — Profils verticaux du gradient zonal de l'anomalie de hauteur dynamique $\frac{\partial D}{\partial x}$ entre 156° W et 140° W (gradients comptés positifs vers l'est).

térique 50 cl/t (fig. 7) ; la différence d'extension méridienne à 148 °W et à 156 °W entre les eaux méridionales salées et les eaux de type nord de salinité plus faible est ainsi mise en évidence ; on note aussi la diminution progressive de la salinité moyenne d'ouest en est à la base du Courant de Cromwell (160-200 cl/t) à l'équateur et à 0°30' N alors qu'elle ne varie pas à 0°30' S. Il existe donc, dans le Courant de Cromwell, des gradients zonaux qui peuvent être importants ; cette différence de structure méridienne entre des longitudes voisines suggère que la circulation n'est pas purement zonale mais que les courants méandrent. Pour WYRTKI (1967), de tels gradients zonaux qu'il avait observés entre 156 °W et 157°20' W, indiquent que le Courant de Cromwell ne peut pas être en simple équilibre géostrophique et qu'il n'est pas stationnaire.

Il est toutefois possible de rendre compte de l'existence du Courant de Cromwell par les seules données hydrologiques en admettant comme ARTHUR (1960) qu'il y a équilibre entre les forces de pression et les forces de frottement ; la distribution verticale du gradient zonal de l'anomalie de hauteur dynamique entre 156 °W et 140 °W (fig. 8) montre que ce gradient, négatif en surface, change de signe vers 150 m de profondeur et passe par un maximum vers 180 m de profondeur. Dans l'hypothèse d'ARTHUR, une telle variation suggère l'existence d'un contre-courant subsuperficiel un peu au-dessus de la profondeur où le gradient s'annule. FOFONOFF et MONTGOMERY (1955) avaient déjà noté l'importance que pouvait jouer ce gradient pour la mise en évidence du Courant de Cromwell à l'équateur.

TABLEAU I

Transport zonal par unité de largeur du Courant Équatorial et du Courant de Cromwell (T = Sudz) pour différentes couches isanostères. Le transport ouest est compté négatif Unité : 10⁶cm²/s.

	156° W				148° W				140° W			
	0°30' N	0°	0°30' S	T moyen	0°30' N	0°	0°30' S	T moyen	0°30' N	0°	0°30' S	T moyen
Entre surface et U = 0	-2,50	-2,65	-1,70	-2,28	-1,35	-1,20	-1,85	-1,46	-1,05	-1,50	-1,45	-1,33
Entre U = 0 et 400 cl/t.....	+0,28	+0,70	+0,75	+0,58	+1,66	+0,82	+0,08	+0,85	+0,89	+0,84	+0,62	+0,78
Entre 400 et 300 cl/t.....	+0,52	+0,62	+1,00	+0,71	+1,24	+0,38	+0,91	+0,84	+1,00	+1,33	+0,80	+1,04
Entre 300 et 200 cl/t.....	+0,94	+1,61	+2,22	+1,59	+1,58	+2,40	+2,28	+2,08	+3,11	+3,92	+2,98	+3,33
Entre 200 et 160 cl/t.....	+0,73	+0,83	+1,22	+0,92	+0,47	+1,39	+1,59	+1,15	+1,56	+2,94	+1,10	+1,86
T total vers l'est.	+2,47	+3,76	+5,19	+3,81	+4,95	+4,99	+4,73	+4,89	+6,56	+9,03	+5,50	+7,03

Le transport zonal par unité de largeur du courant a été calculé pour chaque station à partir du profil vertical moyen de la composante zonale de la vitesse, puis l'on a évalué le transport moyen à chaque longitude (tableau I). Dans le Courant Équatorial, il augmente d'est en ouest et principalement entre 148 °W et 156 °W ; dans l'hypothèse d'un flux zonal, il y a donc entre ces deux longitudes et entre 0°30' S et 0°30' N, un apport d'eau assez important qui peut provenir de la circulation méridienne ou être le résultat de la circulation verticale liée à la divergence équatoriale. Nos observations ne nous ont pas permis de mettre en évidence une divergence équatoriale, si ce n'est peut-être entre l'équateur et 0°30' N à 156 °W, sans doute parce que la circulation superficielle n'était pas en équilibre avec le vent régnant. L'imprécision sur la détermination du flux méridien interdit une évaluation du bilan général du transport.

Au contraire, le transport zonal moyen par unité de largeur du Courant de Cromwell croît d'ouest en est, et surtout entre 148 °W et 140 °W ; à 140 °W, il est peu éloigné de celui calculé par KNAUSS (1966) en septembre 1961 à cette même longitude ; il est maximum entre 200 et 300 cl/t et dans cette couche il représente environ 50 % du transport total vers l'est ; dans la couche 160/200 cl/t il est environ 25 % du transport total ; TSUCHIYA (1968) a montré l'importance de l'eau de la Mer du Corail dans cette couche. A la station 0°30' N-148 °W, le transport zonal est aussi élevé dans la partie supérieure du Courant de Cromwell (d'anomalie thermos-térique supérieure à 400 cl/t) que dans la couche 200-300 cl/t ; cette particularité semble devoir être rattachée aux particularités hydrologiques déjà décrites à cette longitude.

4. ÉVOLUTION DANS LE PACIFIQUE CENTRAL DE LA STRUCTURE BICELLULAIRE DU COURANT DE CROMWELL

A l'équateur et 170 °E, le Courant de Cromwell est bicellulaire (fig. 9a) ; à la séparation entre les deux cellules de flux est, au voisinage du sommet de la thermocline, le vecteur vitesse tourne vers le sud et il apparaît un minimum de salinité indiquant l'avancée, du nord vers l'équateur, des eaux de type nord. Le diagramme T-S correspondant à cette structure est spécifique.

En février 1969, à l'ouest de 150 °W (campagne « CARIDE 3 » du CORIOLIS), le Courant de Cromwell présentait encore deux maxima de vitesse (fig. 9b) et l'on notait l'existence entre eux, au sommet de la thermocline, d'un maximum de composante sud associé à un minimum de salinité ; de plus, il y avait à cette profondeur une forte inversion de température dynamiquement stable. L'identité de cette structure avec celle observée à 170 °E est évidente.

Lors de la campagne « CASSIOPÉE », entre 140 °W et 156 °W, les profils verticaux de vitesse présentaient de nombreuses irrégularités, certaines permanentes sur tous les profils d'une même station ; mais il était difficile d'identifier une structure bicellulaire. Cependant, des mesures bathythermiques ont mis en évidence une inversion de température associée à l'intrusion vers l'équateur, au sommet de la thermocline, d'eau dessalée venant du nord ; cette structure est particulièrement visible à 0°30' N-148 °W (fig. 9c). Le maximum de vitesse de flux est était situé à la profondeur de cette inversion de température, où l'anomalie thermos-térique était voisine de 400 cl/t. Cette structure que nous n'avons pas retrouvée à 156 °W semble indiquer la persistance de la cellule supérieure dans le Pacifique Central. Le double maximum de flux est que l'on observe sur les trois profils de la station 1° N-156 °W (fig. 3c) est de nature différente ; il se trouve bien au-dessous du sommet de la thermocline, à une profondeur où l'anomalie thermos-térique est voisine de 200 cl/t ; on note pourtant encore une rotation vers le sud du vecteur vitesse et à cette profondeur la salinité est minimum.

Le Courant de Cromwell présente donc des degrés de complexité ignorés jusqu'à présent ; c'est probablement l'étude de la circulation méridienne liée à celle de la météorologie à l'équateur qui peut permettre, avec des moyens d'enregistrement en continu, d'améliorer nos connaissances ; malheureusement la circulation méridienne est d'une approche directe difficile.

L'implication de ces structures dynamiques sur les mécanismes d'enrichissement équatorial est essentielle ; on sait en effet qu'à 170 °E, la cellule supérieure est associée aux effets apparents de l'upwelling équatorial ; la cellule inférieure en revanche peut exister en dehors de tout phénomène de divergence équatoriale.

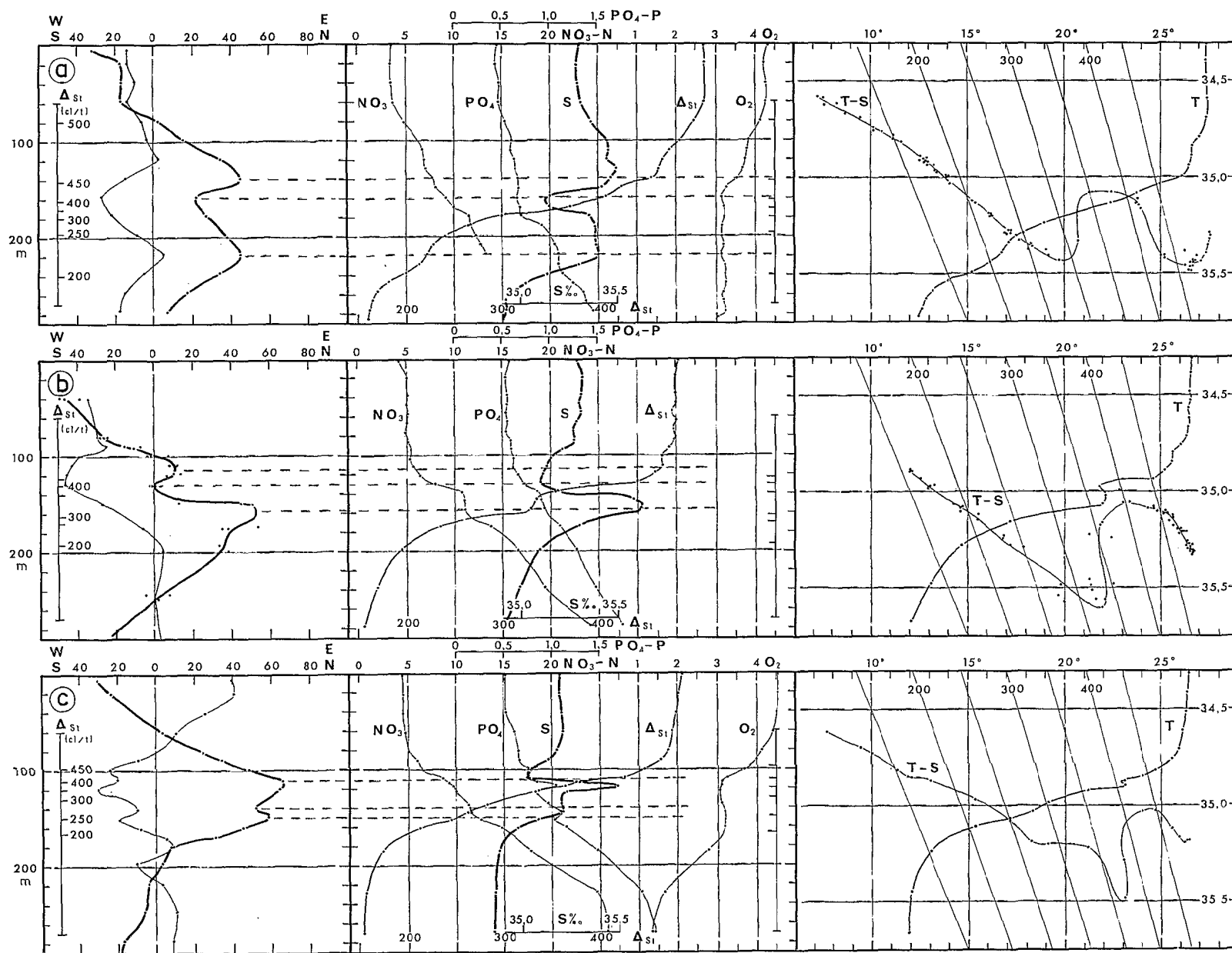


Fig. 9. — Profils verticaux des principaux paramètres hydrologiques à : a) 0°-170° E, août 1967, « CYCLONE 6 » ; b) 0°-153° W, février 1969, « CARIDE 3 » ; c) 0°30' N-148° W, février 1970, « CASSIOPÉE ». — De gauche à droite : composantes méridiennes (traits fins) et zonales (traits épais) de la vitesse, nitrate, phosphate, salinité, anomalie thermostérique, oxygène, température et diagramme T-S.

5. MÉCANISMES D'ENRICHISSEMENT A L'ÉQUATEUR

Les eaux du Courant Équatorial sont plus froides et ont une teneur plus élevée en sels nutritifs que les eaux adjacentes ; ce phénomène désigné globalement sous le nom d'« upwelling équatorial » diminue d'intensité d'est en ouest. Plusieurs mécanismes peuvent expliquer l'enrichissement des eaux du Courant Équatorial :

1. le transport advectif d'est en ouest des eaux riches du Courant de Pérou,
2. la divergence des dérives superficielles à l'équateur induites par les vents,
3. un mélange vertical intense lié à la structure verticale du champ de courant et de densité.

D'après CROMWELL (1953), s'il n'y avait pas de réapprovisionnement continu le long de l'équateur, les eaux équatoriales du Pacifique Central seraient rapidement épuisées en sels nutritifs par la photosynthèse ; les données de productivité primaire et les mesures de sels nutritifs effectuées lors de la campagne « ALIZÉ » le long de l'équateur de 90 °W à 160 °E, ont confirmé cette estimation (WAUTHY, communication personnelle).

Pour que la divergence des dérives superficielles induites par les alizés puisse enrichir les eaux équatoriales, il faut que la force d'entraînement des vents d'est soit suffisamment importante et que la thermocline ne soit pas trop profonde. Par exemple, quand dans le Pacifique oriental elle est inférieure à 0,25 dyn/cm², ce qui équivaut à un vent de 2,8 m/s, le courant superficiel est dirigé vers l'est (RODEN, 1962) ; de même, la pente zonale des isobares le long de l'équateur est maintenue par une tension de vent de 0,33 dyn/cm² (NEUMAN, 1960). On peut supposer qu'à l'ouest de 170 °W, où cette force atteint une valeur voisine de 0,20 dyn/cm² (HIDAKA, 1958) et où la couche homogène superficielle a une épaisseur supérieure à 100 m, les conditions ne sont pas réalisées pour un enrichissement lié seulement à la divergence équatoriale induite par les vents.

Un mélange vertical important, capable de provoquer un enrichissement par diffusion turbulente sans transport vertical effectif, peut expliquer le maintien d'est en ouest de la richesse des eaux équatoriales du Pacifique Occidental et en être le principal responsable. En effet à l'ouest de 150 °W, la cellule supérieure du Courant de Cromwell se développe dans la couche homogène épaisse où le gradient vertical de densité est faible et où le gradient vertical de vitesse peut être important ; il peut donc y avoir turbulence, le nombre de Richardson étant petit, entre le sommet de la thermocline et la surface.

En même temps que cette diffusion turbulente, il se produit une sédimentation de la matière organique qui est ralentie au sommet de la thermocline ; le minimum d'oxygène que l'on observe immédiatement sous l'oxycline est probablement l'indice d'un début de minéralisation. La circulation zonale intense assure le transport vers l'ouest des sels nutritifs et de la matière organique dans la partie supérieure de la couche homogène ; en revanche, les éléments reminéralisés et ceux qui diffusent vers le haut à travers le sommet de la thermocline sont entraînés vers l'est ; il se produit ainsi des mécanismes d'advection différentielle du type de la circulation en estuaire. REDFIELD *et al.* (1963) ont montré que ces mécanismes conduisaient à une augmentation de la concentration des éléments dans la direction d'où provient le courant de surface. Ainsi, le Courant de Cromwell dans sa partie supérieure contribue d'une part à l'enrichissement des eaux de surface par diffusion turbulente, et d'autre part au maintien de la richesse de la zone orientale par transport vers l'est des éléments reminéralisés. C'est ainsi que de 170 °E à 140 °W, malgré une productivité élevée, la teneur en nitrate et en phosphate ne décroît que très légèrement dans le Courant Équatorial (entre 0 et 60 m de profondeur) et elle augmente d'ouest en est dans la partie supérieure du Courant de Cromwell (entre 60 et 100 m), c'est-à-dire dans le sens de l'écoulement, bien que ce courant se rapproche de la surface (tabl. II).

A une profondeur supérieure à 100 m, on peut supposer que la circulation est isentropique ; dans la partie inférieure du Courant de Cromwell ($\Delta\sigma_t$ compris entre 160 et 350 cl/t), on observe un enrichissement en sels nutritifs dans le sens du transport, d'ouest en est, et parallèlement, la teneur en oxygène diminue (tabl. III). En revanche, le Courant Équatorial Intermédiaire

TABLEAU II

Teneurs en nitrate et en phosphate ($\mu\text{atg/l}$) entre la surface et 100 mètres de profondeur, à l'équateur et 170°E (août 1967) et à l'équateur et 140°W (octobre 1967). Campagnes CYCLONE 6 et DIADÈME du CORIOLIS.

Prof.	Nitrate		Phosphate	
	170° E	140° W	170° E	140° W
0	3,0	5,9	0,44	0,60
20	3,2	5,8	0,44	0,60
40	3,4	5,8	0,47	0,60
60	4,0	6,0	0,47	0,62
80	4,8	6,0	0,52	0,65
100	6,2	7,4	0,60	0,70

TABLEAU III

Teneurs en nitrate et en phosphate ($\mu\text{atg/l}$) et teneurs en oxygène (ml/l) en fonction de l'anomalie thermostérique (cl/t), à l'équateur et 170°E (août 1967) et à l'équateur et 140°W (octobre 1967). Campagnes CYCLONE 6 et DIADÈME du CORIOLIS.

Vst	Prof.		Nitrate		Phosphate		Oxygène	
	170° E	140° W	170° E	140° W	170° E	140° W	170° E	140° W
400	150	098	07,8	07,3	0,69	0,69	3,30	3,85
350	155	112	08,5	09,1	0,70	0,80	3,32	3,05
300	166	122	09,6	10,4	0,84	0,90	3,24	3,05
250	186	141	11,3	13,0	0,98	1,02	3,22	3,10
200	230	157	13,8	16,0	1,14	1,26	3,32	3,00
180	242	168	15,5	17,6	1,18	1,35	3,32	2,95
160	272	217	19,8	20,4	1,52	1,60	3,18	2,65
140	318	324	23,7	29,6	1,88	2,38	2,48	0,70
120	396	390	28,0	32,6	2,10	2,64	2,10	0,80
100	510	590	31,1	35,4	2,44	2,72	2,00	1,10

sous-jacent ($\Delta\sigma_t$ inférieure à 160 cl/t) qui coule d'est en ouest, est plus riche à l'est et cette richesse diminue dans le sens de l'écoulement ; il entraîne les eaux du minimum d'oxygène du Pacifique Oriental où s'est produit une minéralisation intense. Entre ces deux courants existe une couche de très faible stabilité verticale qui s'épaissit d'ouest en est (fig. 1) : l'Eau Équatoriale à 13°C (STROUP, 1969). JONES (1970) a montré que dans cette couche l'indice de Richardson était faible et la turbulence élevée ; on peut donc supposer qu'entre ces deux courants, les phénomènes d'échange par diffusion turbulente sont importants et rendent compte ainsi, au moins en partie, de l'enrichissement des eaux de la partie inférieure du Courant de Cromwell vers l'est.

La consommation en oxygène entre 156°W et 140°W, dans la partie inférieure du Courant de Cromwell, correspond à une production de nitrate par minéralisation moitié de l'enrichissement observé ; le rapport $\Delta\text{O}/\Delta\text{N}$ est en effet de 9,7, alors que le rapport théorique est de 17,2 ; ROTSCHI et WAUTHY (1970) ont trouvé une valeur similaire dans la couche homogène en oxygène du Courant de Cromwell. Ainsi l'enrichissement par mélange dans le Courant de Cromwell a un effet aussi important que la seule minéralisation.

L'étude des diagrammes de corrélation UAO/ $\text{PO}_4\text{-P}$ permet d'illustrer ces mécanismes d'enrichissement et de préciser leurs variations. A l'équateur et 170°E, le diagramme de corr-

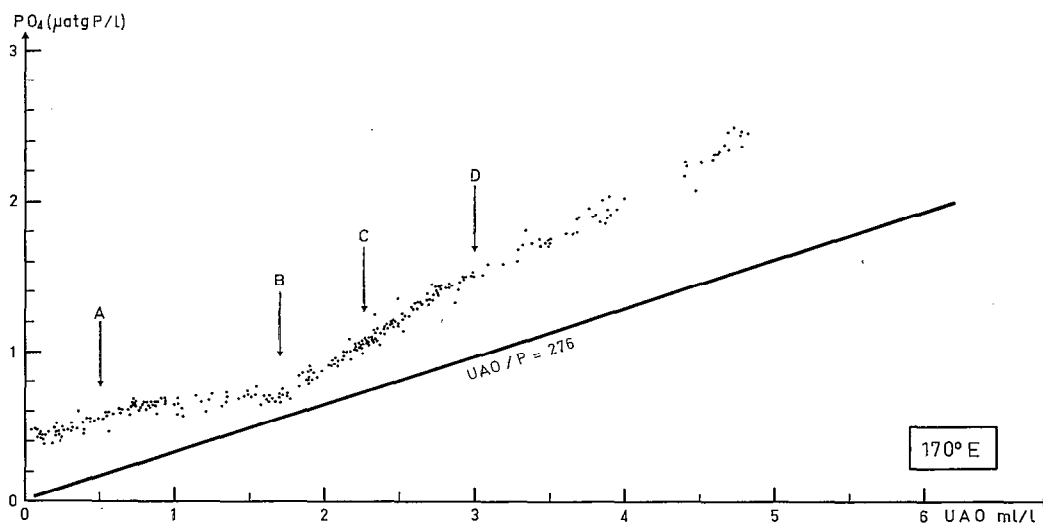


Fig. 10. — Diagramme de corrélation UAO/PO_4-P à l'équateur et $170^\circ E$ (août 1967, CYCLONE 6) : *A*) limite entre le Courant Équatorial et la cellule supérieure du Courant de Cromwell ; *B*) limite entre les deux cellules du Courant de Cromwell ; *C*) maximum de vitesse de la cellule inférieure du Courant de Cromwell ; *D*) limite entre la cellule inférieure du Courant de Cromwell et le Courant Équatorial Intermédiaire.

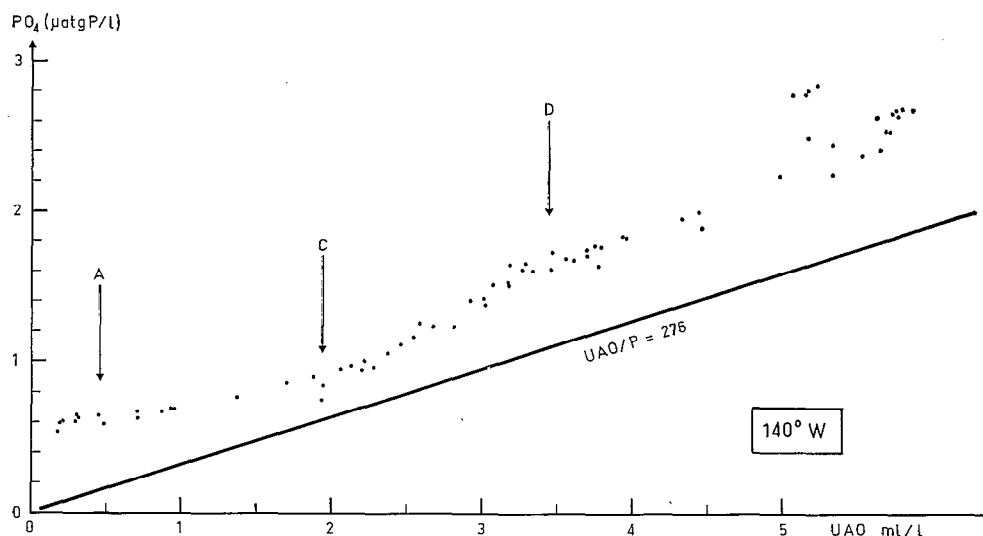


Fig. 11. — Diagramme de corrélation UAO/PO_4-P à l'équateur et $140^\circ W$ (septembre 1969, CARIDE 5) : *A*) limite entre le Courant de Cromwell et le Courant Équatorial Intermédiaire ; *C*) maximum de vitesse du Courant de Cromwell ; *D*) limite entre le Courant de Cromwell et le Courant Équatorial Intermédiaire.

lation UAO/PO_4-P illustre de façon remarquable la structure bicellulaire du Courant de Cromwell (fig. 10) ; la cellule supérieure (AB) a une droite de régression identique à celle du Courant Équatorial et dont la pente est proche de la pente théorique ($UAO/PO_4-P = 276$) ; pour l' UAO comprise entre 1 et 1,7 ml/l, la brusque variation de température liée au passage de la thermocline affecte le diagramme de corrélation. En revanche, la cellule inférieure (BD) a une droite de régression UAO/PO_4-P dont la pente est très différente de celle de la droite théorique. On sait que la cellule inférieure du Courant de Cromwell est composée d'eaux d'origines très différentes : l'eau du Contre-Courant Équatorial Nord, et l'eau de la Mer du Corail, en particulier, dont les teneurs

en phosphate préformé sont différentes. A l'équateur et 140 °W (fig. 11), le Courant de Cromwell (AD) est toujours représenté par deux droites de régression UAO/ $\text{PO}_4\text{-P}$ de pente différente ; comme à 170 °E, la rupture de pente s'y produit au sommet de la thermocline où l'on observe de plus le maximum unique de vitesse.

L'étude des diagrammes de corrélation UAO/ $\text{PO}_4\text{-P}$ confirme donc la structure bicellulaire du Courant de Cromwell. Elle permet de préciser que cette structure est non seulement une réalité dynamique mais qu'elle correspond aussi à une réalité biochimique. Dans le Pacifique Central, si la distinction entre les deux maxima de flux est impossible, il semble néanmoins que la dualité biochimique du Courant de Cromwell de part et d'autre du maximum de vitesse soit une réalité. A la profondeur de ce maximum, le gradient vertical de densité est élevé, le gradient vertical de vitesse est nul, ce qui correspond à une très forte valeur du nombre de Richardson ; la turbulence doit donc être minimum.

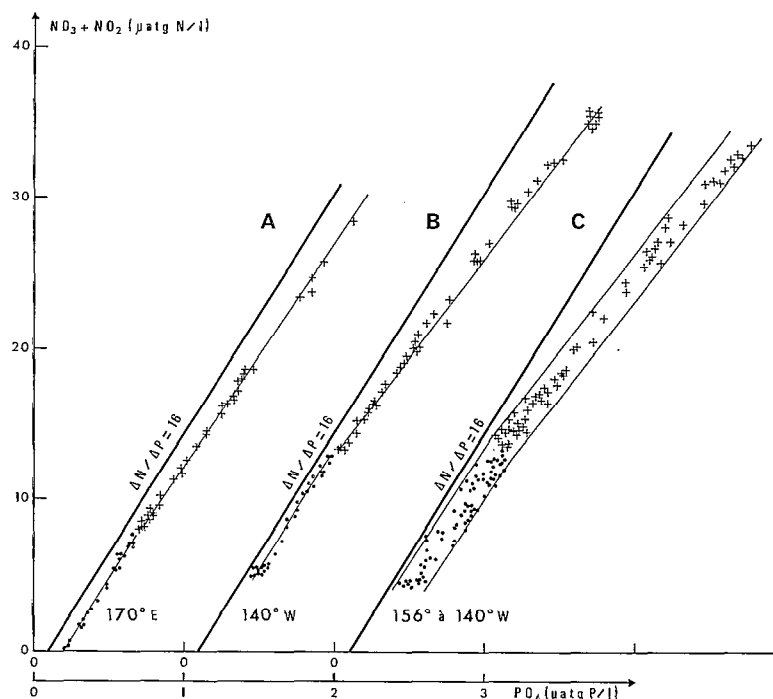


Fig. 12. — Diagramme de corrélation Nitrate/Phosphate : A) à l'équateur et 170° E, juillet 1967, CYCLONE 5 ; B) à l'équateur et 140° W, septembre 1969, CARIDE 5 ; C) à l'équateur de 156° W à 140° W, février 1970, CASSIOPEE. — Les points et les croix différencient les deux droites de régression.

Dans les cent premiers mètres, l'UAO est altérée par les échanges avec l'atmosphère alors que les diagrammes de corrélation Nitrate/Phosphate ne sont modifiés que par des mécanismes biochimiques. A l'équateur et 170 °E, le diagramme N/P se compose de deux droites de pente différente : la première qui correspond au groupe « Courant Équatorial-Cellule supérieure du Courant de Cromwell » a une pente de 15,4 très voisine de celle de la droite théorique (16), tandis que la deuxième qui correspond au groupe « Cellule inférieure du Courant de Cromwell-Courant Équatorial Intermédiaire » a une pente de 13,9, statistiquement différente de la première au risque de 1 % (fig. 12, A). A l'équateur et 140 °W, la différenciation entre les deux droites de régression est plus apparente (fig. 12, B) ; la première a une pente de 16,3 qui n'est pas statistiquement différente de la pente théorique et la deuxième une pente de 13,1 qui est statistiquement différente de la pente de la droite correspondante à 170 °E. Ainsi, entre 170 °E et 140 °W, la

pende de la droite de régression du groupe « Courant Équatorial-Cellule supérieure du Courant de Cromwell » ne s'est pas modifiée et les processus de consommation et de minéralisation qui ont eu lieu dans ces deux courants se sont produits dans un rapport identique et proche du rapport théorique. En revanche, le groupe « Cellule inférieure du Courant de Cromwell-Courant Équatorial Intermédiaire » a une droite de régression N/P dont la pente s'éloigne de la pente théorique.

6. CONCLUSION

A 170 °E, le Courant de Cromwell est bicellulaire ; la cellule supérieure forme avec le Courant Équatorial un système qui caractérise la couche homogène superficielle ; la cellule inférieure est située dans la thermocline et est reliée au Contre-Courant Équatorial Nord.

A 140 °W, les observations de KNAUSS (1960 ; 1966) montrent que le Courant de Cromwell peut avoir deux aspects très différents selon les conditions météorologiques ; sa structure rappelle selon les cas les traits spécifiques de l'une ou l'autre des deux cellules occidentales.

Les observations effectuées entre 140 °W et 156 °W en février 1970 n'ont pas nettement mis en évidence l'évolution vers l'est de la structure bicellulaire du Courant de Cromwell ; cependant elles permettent une description détaillée de la structure verticale du champ de courant et des propriétés hydrologiques qui lui sont associées.

L'analyse des variations zonales des teneurs en sels nutritifs précise quelques aspects de l'« upwelling équatorial ». Il existe tout le long de l'équateur deux systèmes biochimiques distincts auxquels participe le Courant de Cromwell ; au-dessous de la thermocline dans le Courant Équatorial Intermédiaire, les eaux sont riches en éléments nutritifs reminéralisés ; ces éléments diffusent par mélange turbulent au travers de l'Eau Équatoriale à 13 °C, dans la partie inférieure du Courant de Cromwell. Ce faisant, ce courant ramène d'ouest en est et des couches profondes vers les couches superficielles, des eaux riches en sels nutritifs. Au-dessus de la thermocline, le Courant de Cromwell participe directement à l'enrichissement des eaux équatoriales : à l'ouest de 150 °W environ, les phénomènes de diffusion turbulente qui se développent dans la couche homogène superficielle entre la cellule supérieure du Courant de Cromwell et le Courant Équatorial contribuent au maintien de la richesse des eaux de surface et suppléent à la faiblesse de la circulation verticale. A l'est de 150 °W, le Courant de Cromwell se rapproche de la couche superficielle, ses eaux participent alors directement à la divergence équatoriale induite par les alizés ; au voisinages des îles Galapagos, à certaines époques de l'année, le Courant de Cromwell fait surface et enrichit directement la couche superficielle.

Ainsi le Courant de Cromwell représente non seulement un important courant de compensation dans l'équilibre général des masses d'eau, mais il représente aussi un courant de compensation biochimique essentiel qui intervient directement dans le mécanisme d'enrichissement des eaux équatoriales et dans le phénomène de l'upwelling.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHUR (R. S.), 1960. — A review of the calculation of ocean currents at the equator. *Deep-Sea Res.*, 6 (4), pp. 287-297.
- BURKOV (V. A.) et OVCHINNIKOV (I. M.), 1960. — Études des courants équatoriaux au nord de la Nouvelle-Guinée (en russe). *Trud. Inst. Okeanol., Akad. Nauk SSSR*, XL, pp. 121-134.
- COLIN (C.) et ROTSCHI (H.), 1971. — Aspects géostrophiques de la circulation à l'équateur. *C.R. Acad. Sci. Paris*, série B, t. 271, pp. 929-932.

- CROMWELL (T.), 1953. — Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. *J. mar. Res.*, 12 (2), pp. 196-213.
- POFONOFF (N. P.) et MONTGOMERY (R. B.), 1955. — The Equatorial Undercurrent in the light of the vorticity equation. *Tellus*, 7, pp. 518-521.
- HIDAKA (K.), 1958. — Computation of the wind stresses over the oceans. *Rec. oceanogr. Wks. Jap.*, pp. 77-123.
- HISARD (Ph.) et JARRIGE (F.), 1967. — Le Courant de Cromwell à 170° E et sa structure physico-chimique. Abstr. Pap., 14^e Gen. Ass. I.U.G.G., I.A.O.P., Berne, V, 5.
- HISARD (Ph.), MERLE (J.) et VOITURIEZ (B.), 1970. — The Equatorial Undercurrent at 170° E in March and April 1967. *J. mar. Res.*, 28 (3), pp. 281-303.
- HISARD (Ph.) et RUAL (P.), 1970. — Courant Equatorial Intermédiaire de l'Océan Pacifique et contre-courants adjacents. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.* VIII (1), pp. 21-45.
- JONES (J. M.), 1969. — Surfacing of Pacific Equatorial Undercurrent : direct observations. *Science*, 163, pp. 1449-1450.
- JONES (J. M.), 1970. — Recent observations of the current structure in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. 15 Ass. I.A.P.S.O., Tokyo. Abstr. Pap., 143.
- KNAUSS (J. A.), 1960. — Measurement of the Cromwell Current. *Deep-Sea Res.*, 6 (4), pp. 265-286.
- KNAUSS (J. A.), 1966. — Further measurements and observations on the Cromwell Current. *J. mar. Res.*, 24 (2), pp. 205-240.
- KORT (V. G.), BURKOV (V. A.) et CHEKOTILLO (K. A.), 1966. — Nouvelles données sur les courants équatoriaux dans la partie occidentale de l'Océan Pacifique (en russe). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 171 (2), pp. 337-339.
- MASUZAWA (J.), 1967. — An oceanographic section from Japan to New Guinea at 137° E in January 1967. *Oceanogr. Mag.*, 19 (2), pp. 95-118.
- MASUZAWA (J.), 1968. — Second cruise for C.S.K., Ryofu-Maru, January to March. *Oceanogr. Mag.*, 20 (2), pp. 173-185.
- MONTGOMERY (R. B.) & STROUP (E. D.), 1962. — Equatorial waters and currents at 150° W in July-August 1952. *Johns Hopk. oceanogr. Stud.*, 1, 68 p.
- NEUMANN (G.), 1960. — Evidence for an equatorial undercurrent in the Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, 6 (4), pp. 328-334.
- NOEL (J.) et MERLE (J.), 1969. — Analyse des courants superficiels et sub-superficiels équatoriaux durant une période de 6 jours à 170° E. *Cah. Océanogr.*, VII, pp. 663-671.
- REDFIELD (A. C.), KETCHUM (B. M.) & RICHARDS (F. A.), 1963. — The influence of organisms on the composition of sea-water. *The Sea*, 2, 26-77. M. N. Hill, Edit. *Interscience*, N.Y.
- REID (J. L.) Jr., 1965. — Intermediate waters of the Pacific Ocean. *Johns Hopk. Oceanogr. Stud.*, 2, 85 p.
- RODEN (G. T.), 1962. — Oceanographical aspects of the eastern equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 68 (2), pp. 455-478.
- ROTSCHI (H.) et WAUTHY (B.), 1969. — Remarques sur le Courant de Cromwell. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, VII (2), pp. 27-43.
- STRICKLAND (J. D. H.) & PARSONS (T. R.), 1968. — A practical handbook of seawater analysis. *Fish. Res. Board Canada. Bull.* 167, 311 p.
- STROUP (E. D.), 1969. — The thermostat of the 13-C Water in the Equatorial Pacific Ocean. Ph. D. thesis. *Johns Hopk. Univ. Press*, Baltimore, U.S.A., 205 p.
- TSUCHIYA (M.), 1961. — An oceanographical description of the Equatorial Current system of the Western Pacific. *Oceanogr. Mag.*, 13 (1), pp. 1-30.
- TSUCHIYA (M.), 1968. — Upper waters of the intertropical Pacific Ocean. *Johns Hopk. Oceanogr. Stud.*, 4, 50p. + 4 dépl.
- WYRTKI (K.), 1967. — Oceanographic observations during the Line islands expedition, Feb.-March 1967. *Hawai Inst. Geophys.*, 34 p., H 16-67-17.