

INFLUENCES DU CONTRE-COURANT NORD-EQUATORIAL  
=====

SUR LA STRUCTURE DES EAUX DU COURANT DE CROMWELL DANS  
=====

LA REGION OCCIDENTALE DE L'OCEAN PACIFIQUE.  
=====

*+ 5 cartes*

Par Ph. HISARD, Y. MAGNIER et B. WAUTHY.

Océanographes du Centre O.R.S.T.O.M. de NOUMEA.

-:-:-:-:-

INTRODUCTION

Rappel des connaissances actuelles sur le courant de Cromwell, à l'ouest des îles Gilbert.

La circulation dans la région occidentale du Pacifique équatorial a été analysée par Tsuchiya (1961) et Montgomery (1962). Parmi les premières mesures de courant à l'équateur, on peut citer celles du "Mansyu Maru" à 1°08'N et 155°E, qui mirent en évidence à 200 m et 250 m de profondeur un courant voisin de 2 nœuds portant à l'est ; mais les premières études systématiques du courant

Fonds Documentaire IRD



010022697

Fonds Documentaire IRD

Cote : Bx22697 Ex: unique

de Cromwell dans cette région, datent de l'Année Géophysique Internationale (A.G.I.). Au cours de cette période (1957-1958), de nombreuses croisières ont été effectuées ; ce sont celles du "Takuyo Maru" et du "Satuma Maru" en janvier-février, de 147°E à 153°E (Yosida, Nitani et al., 1959), du "Kagoshima Maru" en mars-avril, de 151°E à 153°E (Takahashi, Chaen et al., 1960), du "Shunyo Maru" en novembre-décembre, de 130°E à 140°E (Yamanaka, 1965) et du "Vityaz" en février, à 170°E et 172°W (croisière 26) et en avril, de 135°E à 145°E (croisière 27) (Burkov et Ovchinnikov, 1960).

Pour Tsuchiya (1961), il existe à l'équateur, dans la région occidentale du Pacifique, entre 150°E et 175°E, un courant subsuperficiel portant à l'est, avec un maximum de vitesse vers 200 m de profondeur ; à l'ouest de 150°E ce courant est faible et parfois absent et, s'il existe, il semble être soumis à des variations considérables dans le temps. Montgomery (1962) conclut à partir des observations japonaises et russes que, tout au long de la région occidentale du Pacifique équatorial le courant de Cromwell semble fluctuer considérablement en direction et en intensité et que les noyaux de vitesse du courant de Cromwell et du contre-courant nord-équatorial sont généralement reliés par une zone continue de flux vers l'est.

Ultérieurement Istochina et Kalashnikov (1964) décrivent ce courant entre 170°E et 180° et pour expliquer les variations qu'ils avaient observées, émettent l'hypothèse d'un déplacement vers le sud de l'ensemble du système des courants ("Yu. M. Shokalskiy" croisière 4, déc. 1963 - fév. 1964). Koshlyakov et Neyman (1964) travaillant sur les résultats de la croisière 34 du "Vityaz" effectuée en automne 1961, de 162°E à 140°W, conclurent que la conception classique d'un courant de Cromwell s'écoulant vers l'est et isolé des courants de flux vers l'ouest qui l'entourent est discutable ; il est hautement probable que ce courant n'est, dans la

partie centrale et occidentale du Pacifique, qu'une partie intensifiée d'un flux vers l'est d'extension bien plus considérable, qui englobe les contre-courants équatoriaux nord et sud. Ces conclusions avaient déjà été formulées par Yosida (1959) qui a souligné qu'entre 147°E et 153°E la répartition des vitesses dans le flux vers l'est qui, entre 0° et 5°N, peut être considéré comme le contre-courant nord-équatorial, laissait apparaître une liaison évidente entre le contre-courant et le courant de Cromwell.

Donc, si dans la partie centrale de l'Océan Pacifique, des îles Gilbert aux îles Galapagos, le courant de Cromwell est bien individualisé, symétrique par rapport à l'équateur et apparemment isolé des autres courants équatoriaux, il est, à l'ouest des îles Gilbert, plus difficile à définir ; il peut avoir un ou deux noyaux de vitesse et il peut fluctuer de part et d'autre de l'équateur en direction et en vitesse. De plus, il existe une liaison entre le courant de Cromwell et le contre-courant nord-équatorial et ce dernier est soumis à des variations saisonnières très importantes.

## STRUCTURE HYDROLOGIQUE DE LA ZONE EQUATORIALE AU NORD DE LA NOUVELLE GUINEE.

### - Circulation superficielle

La distribution géographique et la force des courants de surface au nord de la Nouvelle-Guinée varient considérablement au cours de l'année (Fig. 1). Ces variations sont régies par des variations météorologiques dues à un régime de mousson. Le contre-courant nord-équatorial a un développement maximum en été car il est alimenté d'une part, par la fraction des eaux du courant nord-équatorial qui, en tournant au sud, forment le courant de Mindanao

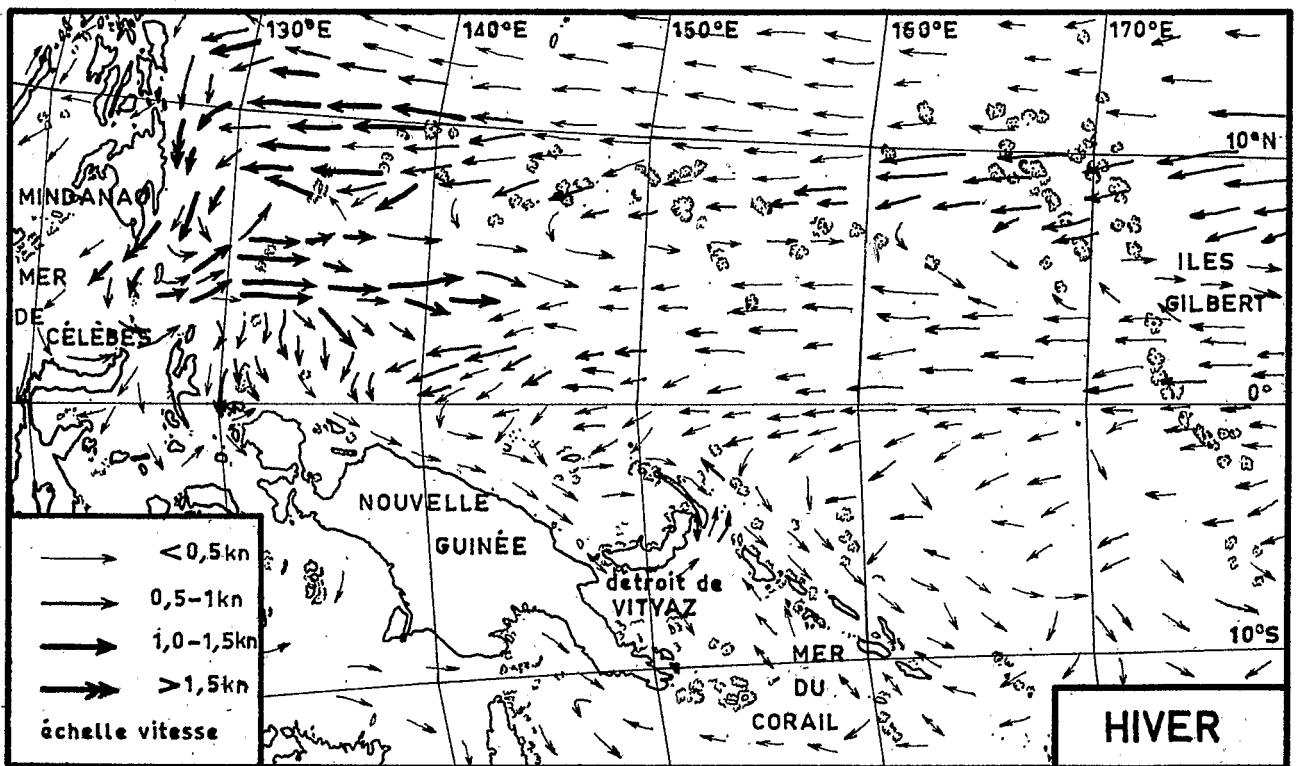
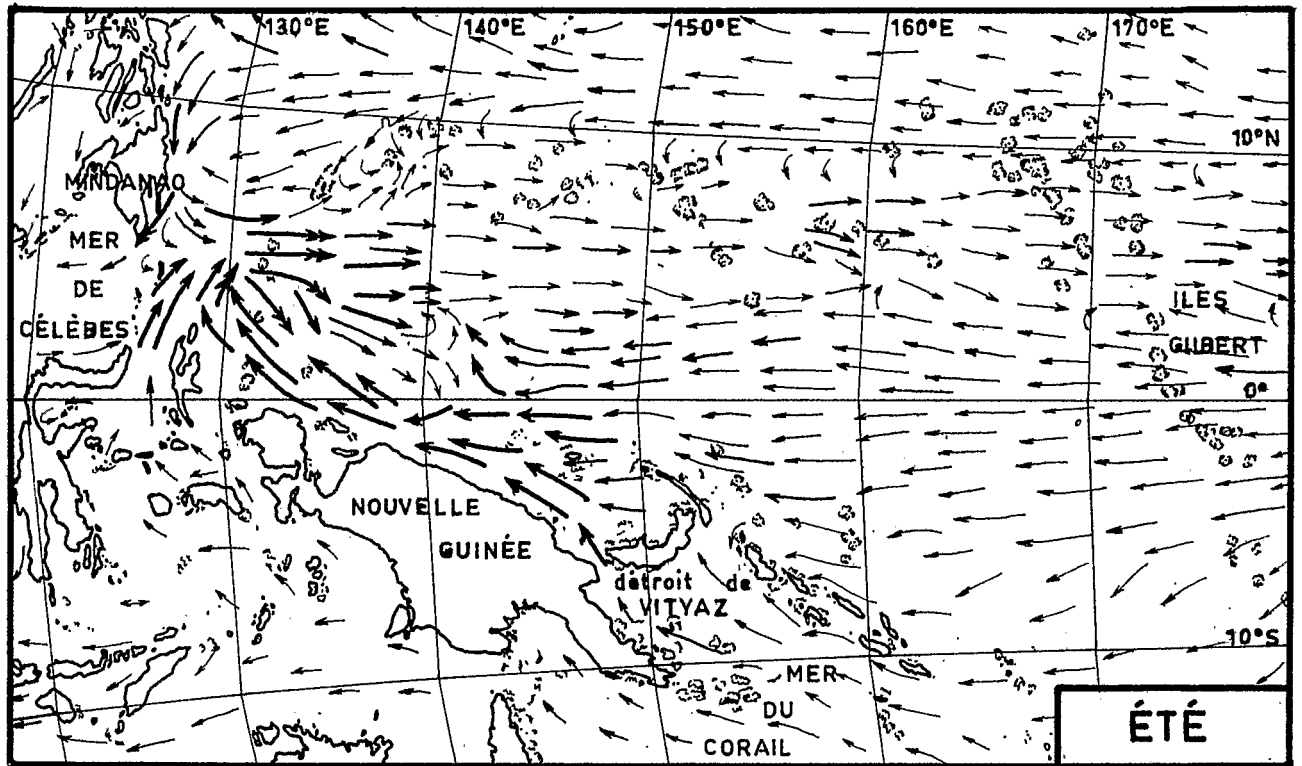


Fig. 1 : Circulation superficielle au nord de la Nouvelle Guinée  
d'après le "Morakof Atlas".

et d'autre part, par le courant sud-équatorial qui, à cette saison, remonte le long de la côte nord de Nouvelle-Guinée ; en hiver au contraire, le courant sud-équatorial, arrêté par l'extension vers le sud des alizés de nord-est, est remplacé le long de la Nouvelle-Guinée par une branche du contre-courant nord-équatorial et le débit de ce dernier passe par un minimum accusé (Wyrтки, 1961).

Le contre-courant nord-équatorial sera donc influencé par le fait qu'il a été par les eaux relativement plus salées du courant sud-équatorial tandis qu'en hiver, l'influence des eaux du courant nord-équatorial, modifiées par leur trajet le long de Mindanao et dans la mer de Célèbes ou elles acquièrent une faible salinité, sera prépondérante.

Yamanaka, Anraku et al., (1965) ont montré que les principales variations saisonnières et à long terme du contre-courant nord-équatorial affectent la position géographique de ces limites nord et sud ; entre  $130^{\circ}\text{E}$  et  $140^{\circ}\text{E}$ , la limite sud varie de  $2^{\circ}\text{N}$  à  $4^{\circ}30'\text{N}$ . Les mois où le contre-courant est le plus développé sont juin et juillet, ce qui confirme les observations de Wyrтки (1961) et traduit une variation annuelle relativement régulière. La limite sud a une influence d'autant plus considérable sur les rapports entre le contre-courant et le courant de Cromwell qu'elle plonge en direction de l'équateur (Burkov, 1960 ; Yamanaka, 1965). Burkov (1960) a précisé que le flux vers l'est du contre-courant intéresse une couche d'eau de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, dont la largeur augmente avec la profondeur ; à  $140^{\circ}\text{E}$ , il a trouvé un courant d'une largeur de 700 km en surface et de 1 200 km à 500 m de profondeur, les interactions entre les deux courants qui sont favorisées par leur position relative en profondeur, ne seraient pas limitées au Pacifique occidental mais intéresseraient cet océan tout entier, car il existe à travers tout le Pacifique une convergence située en surface à la bordure sud du contre-courant, (Burkov, 1963 et Burkov, 1964).

- Hydrologie.

La structure hydrologique qui résulte de cette situation apparaît dans les deux coupes effectuées le long de 140°E par le "Vityaz" (croisière 25, juillet 1957 et croisière 27, mars-avril 1958). Ces deux coupes représentent pratiquement deux situations extrêmes, été et hiver, correspondant chacune à un régime particulier de la circulation.

La distribution de la salinité montre en avril (Fig. 2) comme en juillet (Fig. 3) l'extension vers le nord, à 150 m de profondeur, d'une langue de forte salinité d'eau subtropicale du Pacifique sud ; la limite d'extension de ces eaux est un fort gradient de salinité limité approximativement par l'isohaline 35 ‰ ; à 150 m de profondeur, la zone de transition en avril est vers 3°N ; à 250 m, elle est voisine de l'équateur ; en juillet, la langue à forte salinité atteint seulement 2°N vers 120 m de profondeur. Cependant l'existence entre 5°N et 6°N d'un noyau isolé de salinité supérieure à 35,0 ‰, augmente à cette profondeur la salinité du contre-courant qui en avril était composé d'eau homogène et de salinité voisine de 34,6 ‰. De plus, en juillet, l'eau superficielle faiblement salée est beaucoup plus abondante qu'en avril ; cela reflète probablement l'augmentation de débit du contre-courant équatorial-nord ainsi que l'augmentation de pluviosité ; l'accroissement du débit se traduit également par une extension en profondeur des eaux de surface vers 3°N, à la latitude où la langue de forte salinité est interrompue.

La distribution de l'oxygène montre (Fig. 3) que l'action d'une convergence semble se faire particulièrement ressentir en juillet, vers 2°N où les isolignes subsuperficielles d'oxygène plongent. En avril (Fig. 2), où la convergence est moins intense

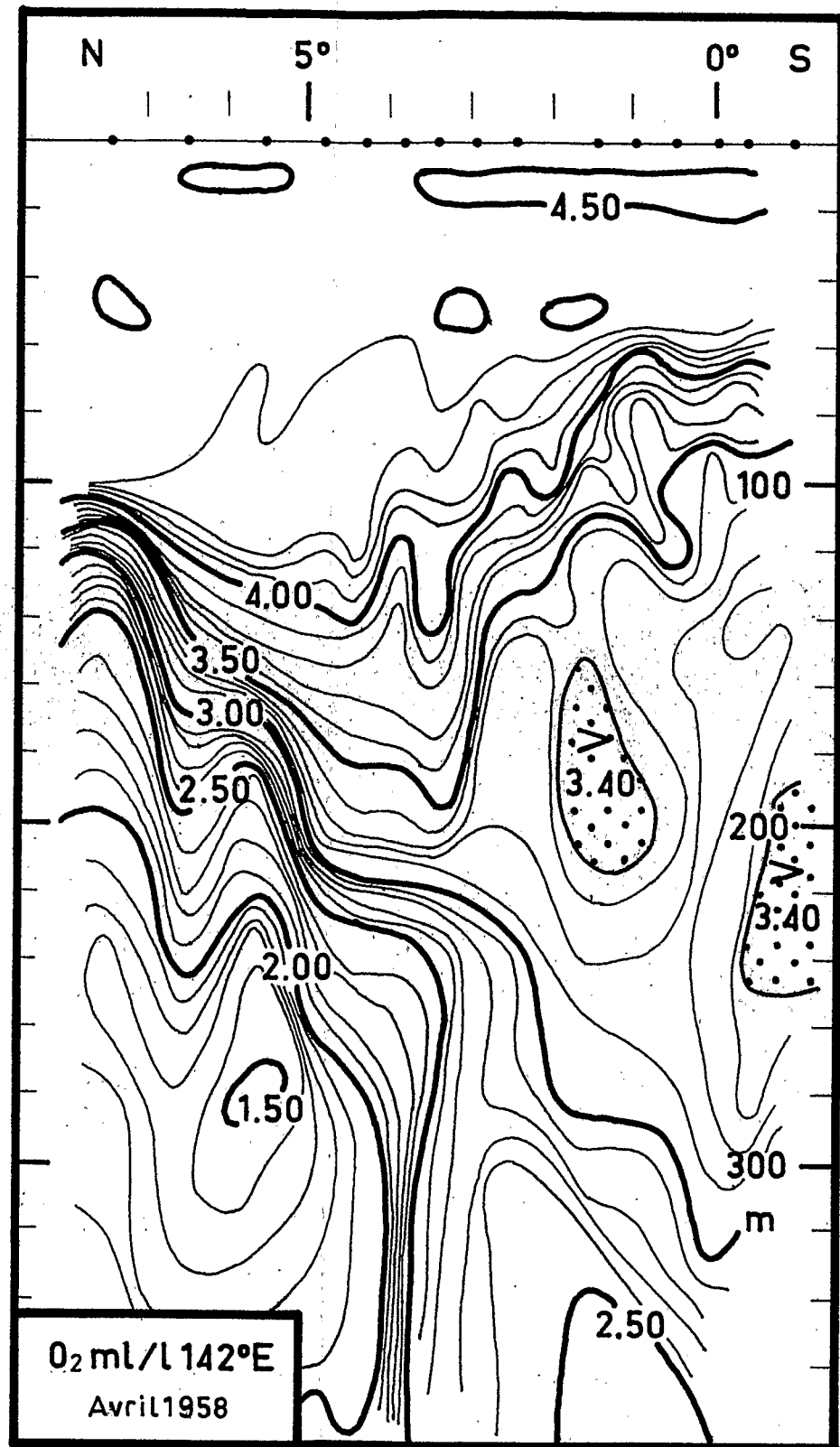
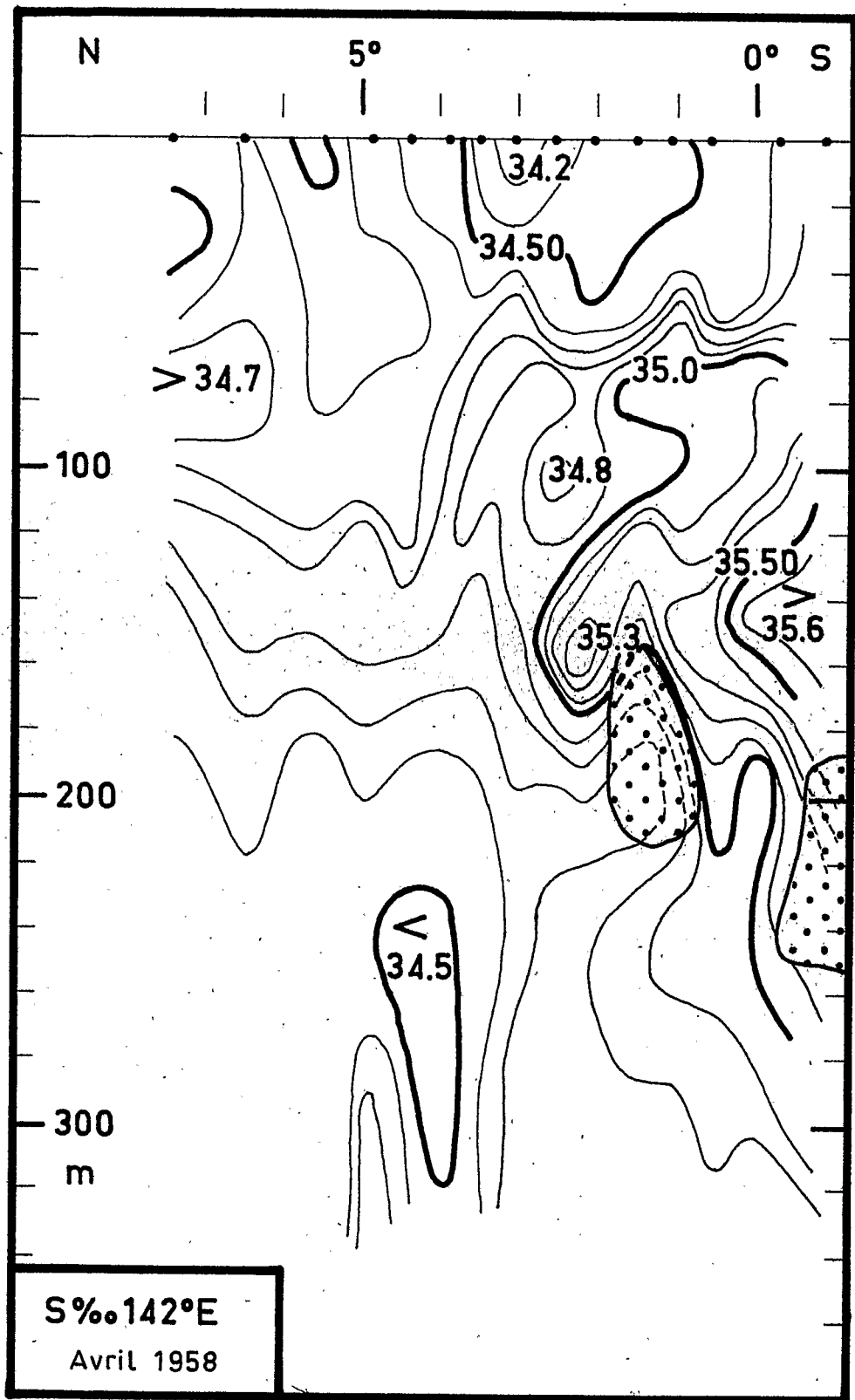


Fig. 2 : Distribution verticale de la salinité et de l'oxygène  
 le long de 142°E, en avril 1958 ( croisière 27 du Vityaz )  
 Les parties en pointillé représentent les noyaux d'oxygène  
 à une teneur supérieure à 3,40 ml/l.

puisque le contre-courant à un débit plus faible, cette plongée a disparu ; en revanche, vers  $1^{\circ}30'N$ , il semble subsister de ce phénomène un important noyau de teneur supérieure à  $3,40 \text{ ml/l}$  ; ce noyau associé à une salinité inférieure à  $35,0 \text{ ‰}$  correspond à de l'eau originaire du contre-courant nord-équatorial.

Au sud de l'équateur en avril (Fig. 2), il y a, entre 200 m et 250 m de profondeur, un deuxième noyau d'oxygène d'une teneur supérieure à  $3,40 \text{ ml/l}$  qui est associé à une salinité supérieure à  $35,0 \text{ ‰}$  ; la masse d'eau ainsi définie est limitée au sud par la côte nord de la Nouvelle-Guinée et elle représente probablement la trace de l'extension des eaux de la mer du Corail à travers le détroit de Vityaz, entre la Nouvelle-Guinée et la Nouvelle-Bretagne ; en juillet, l'absence de station au sud de l'équateur ne permet pas de déterminer si la présence du courant sud-équatorial le long des côtes de la Nouvelle-Guinée favorise l'extension vers le nord de l'eau de la mer du Corail. L'influence de l'eau venant de la mer du Corail dans la formation du courant de Cromwell a déjà été soulignée par Tsuchiya (1965) qui a reconnu le long de l'isostère  $160 \text{ cl/t}$ , l'extension à travers l'archipel Bismarck, jusqu'à l'équateur, d'une eau de salinité supérieure à  $35,0 \text{ ‰}$  et de teneur en oxygène supérieure à  $3,0 \text{ ml/l}$ .

Les données de courantométrie de la campagne 27 du "Vityaz" (Fig. 4) montrent qu'à  $140^{\circ}E$ , en avril, le courant de Cromwell était nettement individualisé avec un noyau de vitesse à  $20 \text{ cm/s}$  vers 200 m de profondeur ; le contre-courant nord-équatorial s'étendait au nord de  $2^{\circ}N$  avec des vitesses de l'ordre de  $30 \text{ cm/s}$  entre 100 m et 300 m de profondeur. A la séparation entre ces deux courants, il existerait une ligne de convergence qui traduit la possibilité d'échanges entre eux.



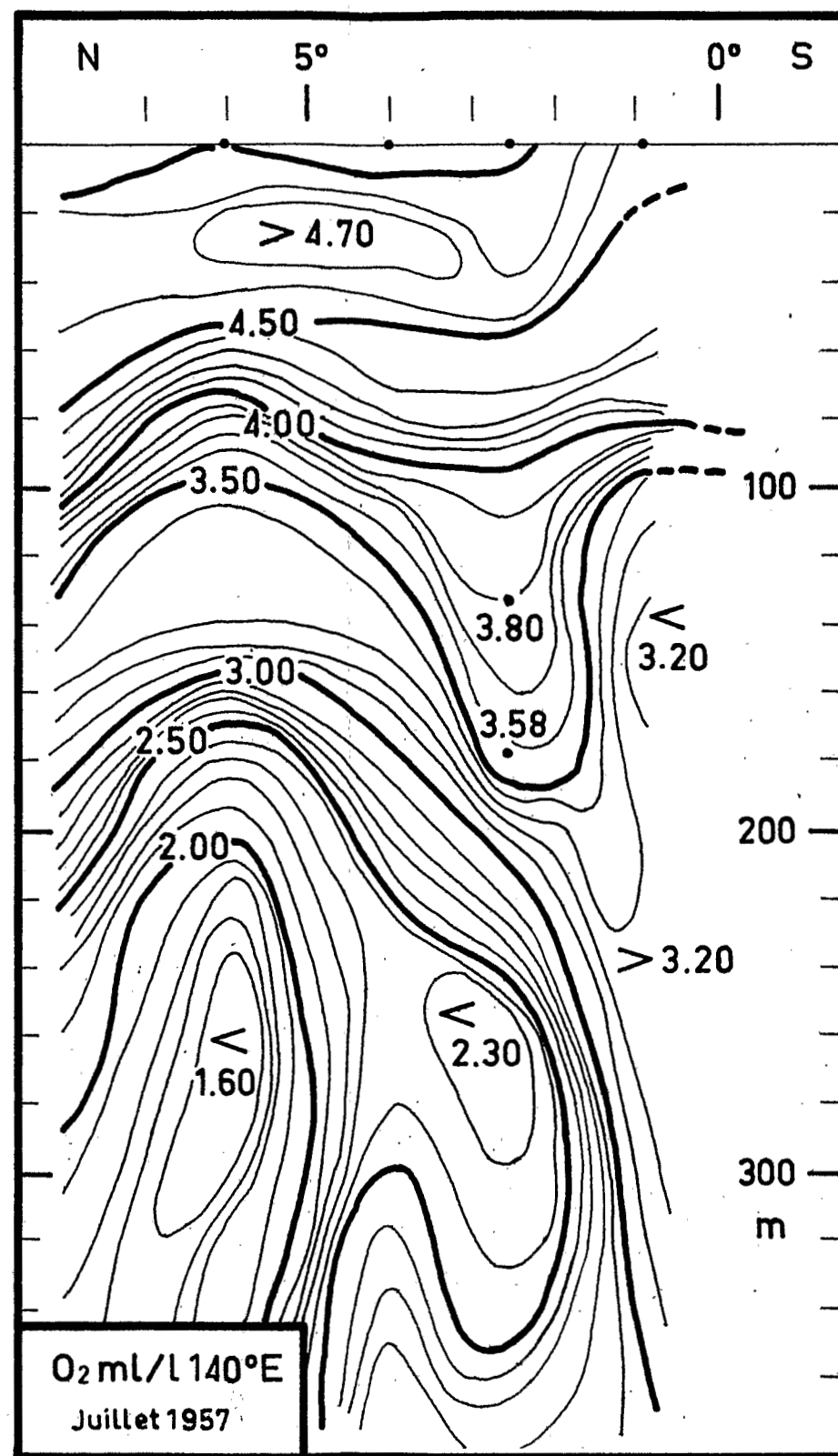
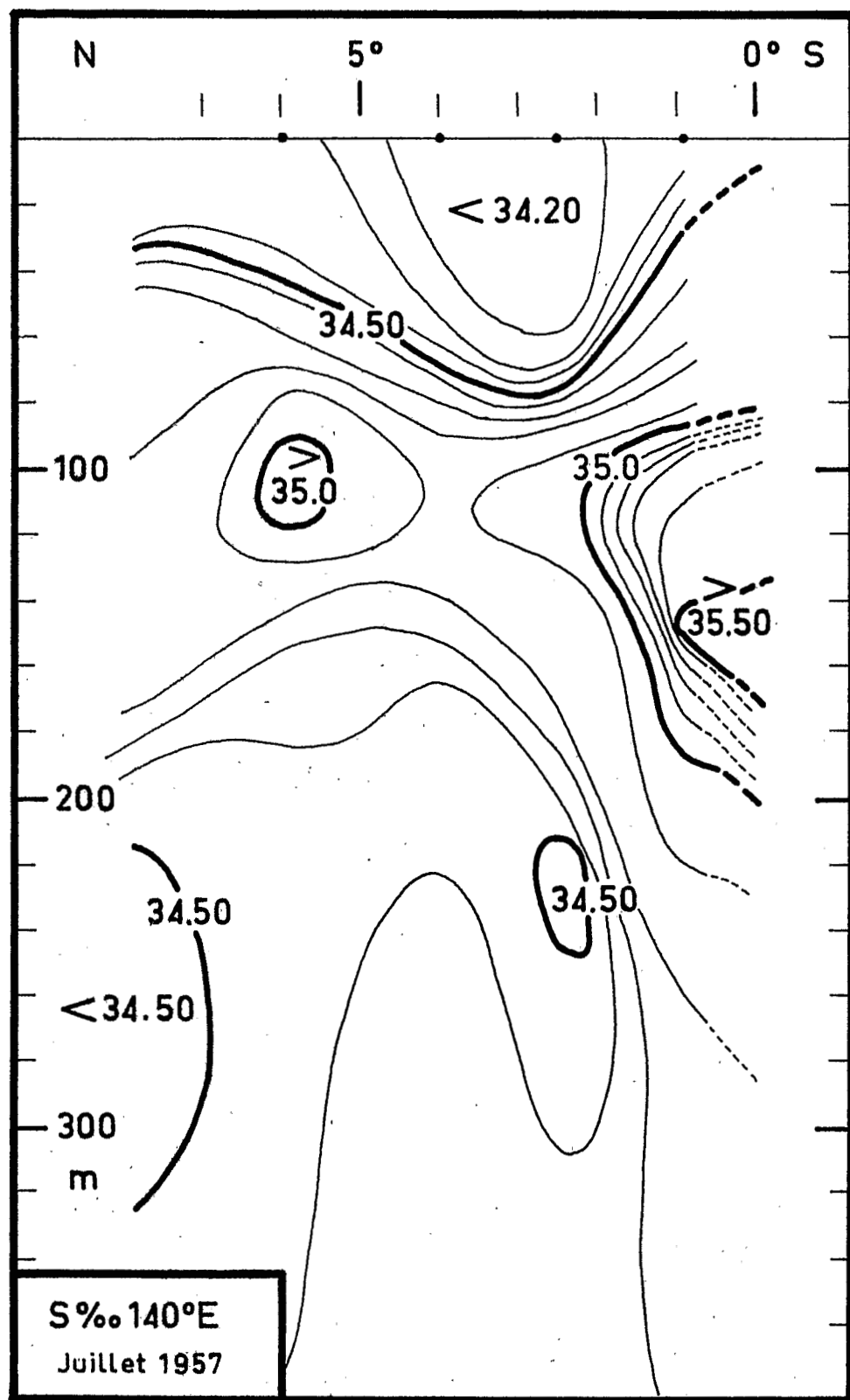


Fig. 3 : Distribution verticale de la salinité et de l'oxygène le long de 140°E, en juillet 1957 (croisière 25 du Vityaz).

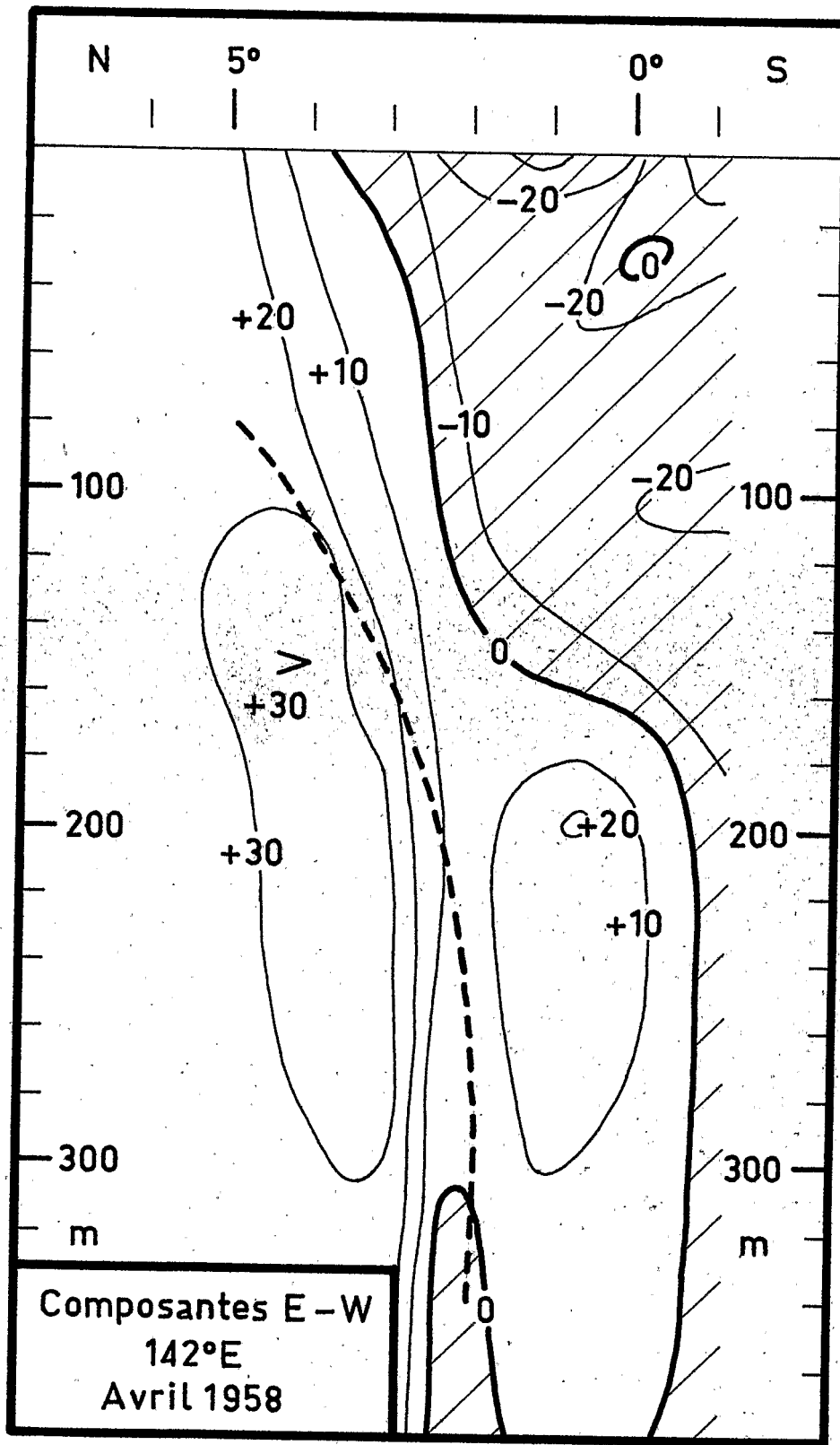


Fig. 4 : Distribution verticale des composantes est-ouest, le long de 142°E. D'après Burkov, 1960. Les valeurs positives représentent des vitesses vers l'est.

Le flux vers l'est du courant de Cromwell supérieur à 10 cm/s, est associé à des salinités comprises entre 34,70 ‰ et 35,30 ‰. En ce qui concerne l'oxygène, la partie supérieure de ce courant est en contact avec le noyau supérieur d'oxygène localisé vers 2°N et où la concentration est supérieure à 3,40 ml/l tandis que sa partie inférieure est en contact avec le noyau d'oxygène profond du sud de l'équateur où la teneur est également supérieure à 3,40 ml/l. Ces deux sources d'oxygène d'origines différentes, dont les concentrations sont cependant identiques, peuvent être à l'origine de l'homogénéité du courant de Cromwell en oxygène que Knauss (1960) a décrit comme étant une conséquence des processus de mélange au sein de ce courant.

En résumé, le courant de Cromwell à 140°E se révèle, de par sa salinité et sa teneur en oxygène, comme composé d'eaux ayant au moins deux origines différentes. D'une part il est formé d'eaux dérivées du contre-courant nord-équatorial qui, en juillet, sont enrichies en oxygène par plongée des eaux superficielles le long de la convergence qui borde au sud ce courant ; d'autre part, il est influencé par les eaux de la mer du Corail qui atteignent la zone équatoriale au nord de la Nouvelle-Guinée. Les variations saisonnières auxquelles est soumis le contre courant font ressentir son influence, en particulier, par une modification de la distribution de l'oxygène dans la partie supérieure nord du courant de Cromwell particulièrement lorsque la convergence est la plus intense. Elles peuvent d'autre part avoir une influence sur le volume d'eau transporté par le courant de Cromwell.

Une récent article de Kort, Burkov et al. (1966) traitant des résultats de la croisière 38 du "Vityaz" indique que la principale origine du courant de Cromwell serait un flux d'eau profond, provenant de 1 000 m de profondeur, vers 132°E avec des vitesses verticales très importantes.

VARIATIONS OBSERVEES A 170°E

Le "Coriolis" a effectué le long de 170°E, quatre campagnes "Bora" en 1966 et cinq campagnes "Cyclone" en 1967. Toutes comportaient dix stations de 20°S à 4°S et dix-sept stations de 4°S à 4°N. Ces dernières furent faites en huit jours lors des "Bora" et en quatre jours lors des "Cyclone", ce qui réduisit l'importance relative des variations dans le temps. Les stations équatoriales des campagnes "Cyclone" furent occupées respectivement les 22 mars, 26 avril, 6 juin, 12 juillet et 25 août 1967.

Au cours de ces campagnes, entre 4°S et 4°N et aux 24 niveaux de prélèvements répartis entre la surface et 500 mètres de profondeur, la température, la salinité, l'oxygène, le phosphate, le nitrate et le nitrite ont été mesurés. Ces stations d'hydrologie furent suivies pendant les campagnes "Cyclone" de mesures de courants effectuées avec deux courantographes "Hydro-product" à rotor de Savonius, espacés de 1 000 mètres sur un même câble porteur dont l'angle en surface était maintenu minimum. Les courants furent calculés par différence vectorielle entre les enregistrements des deux appareils.

Courants observés et transports.

La distribution verticale de la composante E-W de la vitesse moyenne indique (Fig. 5) que le noyau du courant de Cromwell à 170°E est nettement individualisé. Cependant ce noyau reste relié au contre-courant nord-équatorial par un flux vers l'est qui, vers 2°30'N, est à environ 200 m de profondeur avec une vitesse de l'ordre de 25 cm/s.

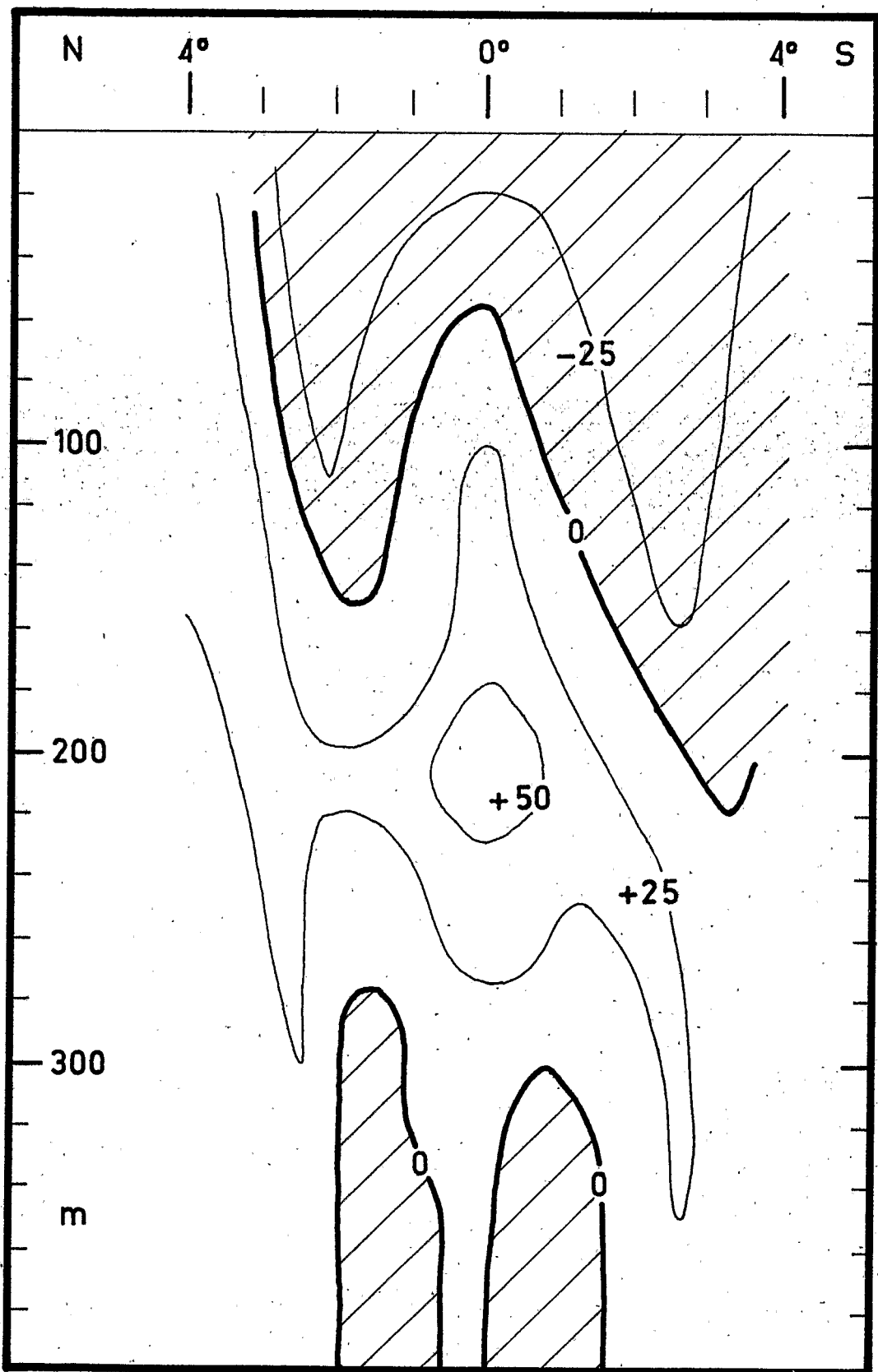
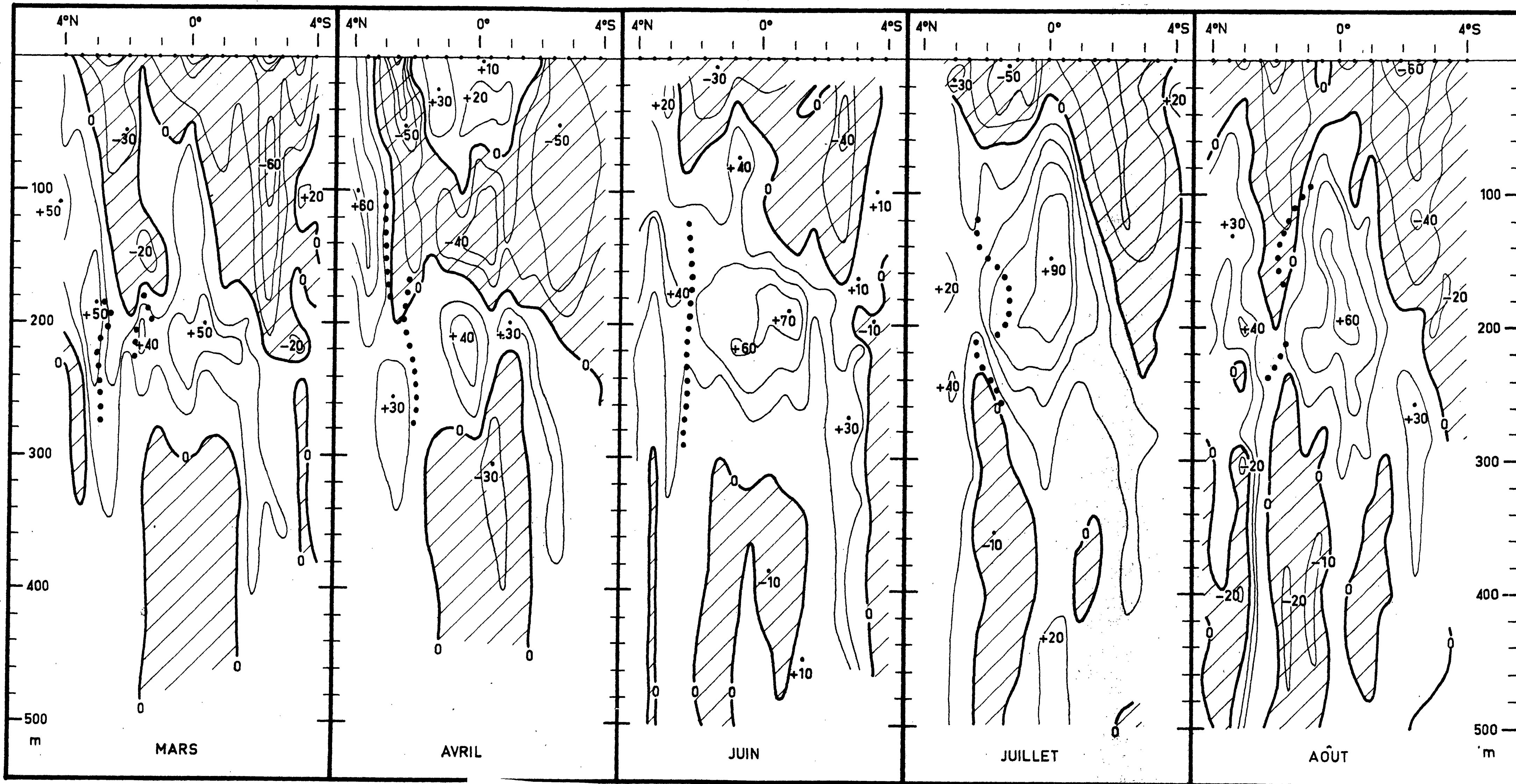


Fig. 5 : Représentation du flux moyen vers l'est , le long de 170°E de mars à août 1967. Les unités sont en cm/s.

La vitesse maximale au noyau du courant de Cromwell était de 60 cm/s fin mars ; elle décroît à 40 cm/s fin avril, pour croître ensuite à 70 cm/s en juin et atteignit la valeur maximale de 90 cm/s en juillet ; fin août, elle était retombée à 60 cm/s. Les variations de débit résultant des fluctuations de la distribution des vitesses ont été assez considérables ; le débit était de  $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  en mars, il passait à  $15 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  en avril, puis à  $40 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  en juin ; en juillet il atteignait la valeur maximale de  $55 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  et enfin retombait à  $25 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  en septembre. Rappelons que Knauss (1966) avait obtenu à  $140^\circ\text{W}$ , des résultats aussi différents que  $40 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  en avril 1958 et  $22 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  en septembre 1961 et que Yosida (1959) estime le flux à  $150^\circ\text{E}$ , en janvier 1958, à  $71 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  sans qu'il apparaisse clairement s'il s'agit uniquement du flux du courant de Cromwell.

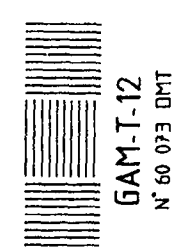
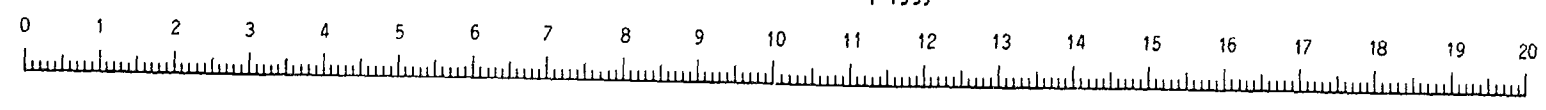
La répartition verticale du flux commun aux trois croisières de juin à septembre, souligne la permanence au cours de cette période d'un noyau de vitesse supérieure à 20 cm/s, s'étendant de  $2^\circ\text{N}$  à  $2^\circ\text{S}$  et de 150 m à 260 m de profondeur (Fig. 6). Elle indique aussi clairement l'étranglement séparant le flux vers l'est du contre-courant du flux du courant de Cromwell.

D'après Wyrcki (1961) c'est de juin à septembre que le flux superficiel du contre-courant est maximal. Toutefois, le champ de la composante E observée entre  $0^\circ$  et  $4^\circ\text{N}$  au cours des 5 campagnes "Cyclone" (Fig. 7) suggère que le contre-courant nord-équatorial est maximal en avril ; ceci n'est vrai que pour autant que les mesures à  $4^\circ\text{N}$  étaient suffisamment septentrionales pour bien en rendre compte et n'est applicable en tout état de cause qu'à sa bordure sud. Il reste néanmoins établi que le courant de Cromwell a présenté de mars à septembre 1967 des variations importantes de débit avec un maximum en juillet ; dans l'ensemble ceci rappelle la variation générale du contre-courant au nord de la Nouvelle-Guinée. Le flux vers l'est qui relie les deux



13. : Distribution verticale des anomalies de niveau de mer au cours des dix premières heures de mars à août 1974. Les valeurs positives se situent au-dessus de zéro et les négatives en dessous. Les lignes pointillées indiquent les divers sites de mesure.

Cette mire doit être lisible dans son intégralité  
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMSZXY  
 zsaecmuvnwxfkhdppqgyjlt 7142385690  
 Pour A2, A3, A4: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMSZXY  
 zsaecmuvnwxfkhdppqgyjlt 7142385690



courants est toujours associé à une zone de divergence de la composante N-S de la vitesse (Fig. 7). A 170°E, les eaux de ces deux courants auraient donc tendance à se séparer davantage plutôt qu'à se mélanger. En conséquence les traits hydrologiques communs aux deux courants doivent être le reflet d'une situation plus occidentale où les courants avaient des interactions plus franches. La permanence d'une divergence des deux courants à 170°E ne permet pas de conclure ainsi que l'avait fait Burkov (1963) à des échanges continus tout au long de l'équateur.

### Hydrologie.

La zone équatoriale entre 0° et 4°N, est caractérisée par l'existence d'un front de salinité qui marque la frontière entre les eaux peu salées du contre-courant et celles plus salées de la masse subtropicale du Pacifique sud ; ce front s'identifie pratiquement à l'isohaline 35,0 ‰ ainsi qu'il en était à 140°E.

La distribution verticale de la salinité (Fig. 8) associée à la distribution verticale de la densité indique que dans la zone frontale les isohalines et les isanostères sont orthogonales ; cette structure traduit l'extension isentropique de l'eau subtropicale du Pacifique sud au nord de l'équateur. De mars à juillet le front de salinité se déplace vers l'équateur et les eaux de salinité inférieure à 35,0 ‰ devinrent prépondérantes au nord de 0°, reflétant ainsi l'extension d'eau originaire du contre-courant.

La salinité du courant de Cromwell variant considérablement il est difficile de lui attribuer une valeur moyenne. En mars, le noyau de vitesse coïncidait avec un noyau isolé de salinité inférieure à 35,0 ‰. De mars à juillet, la salinité au coeur du courant de Cromwell a donc augmenté. Cette augmentation de la salinité, associée à l'augmentation de flux précédemment



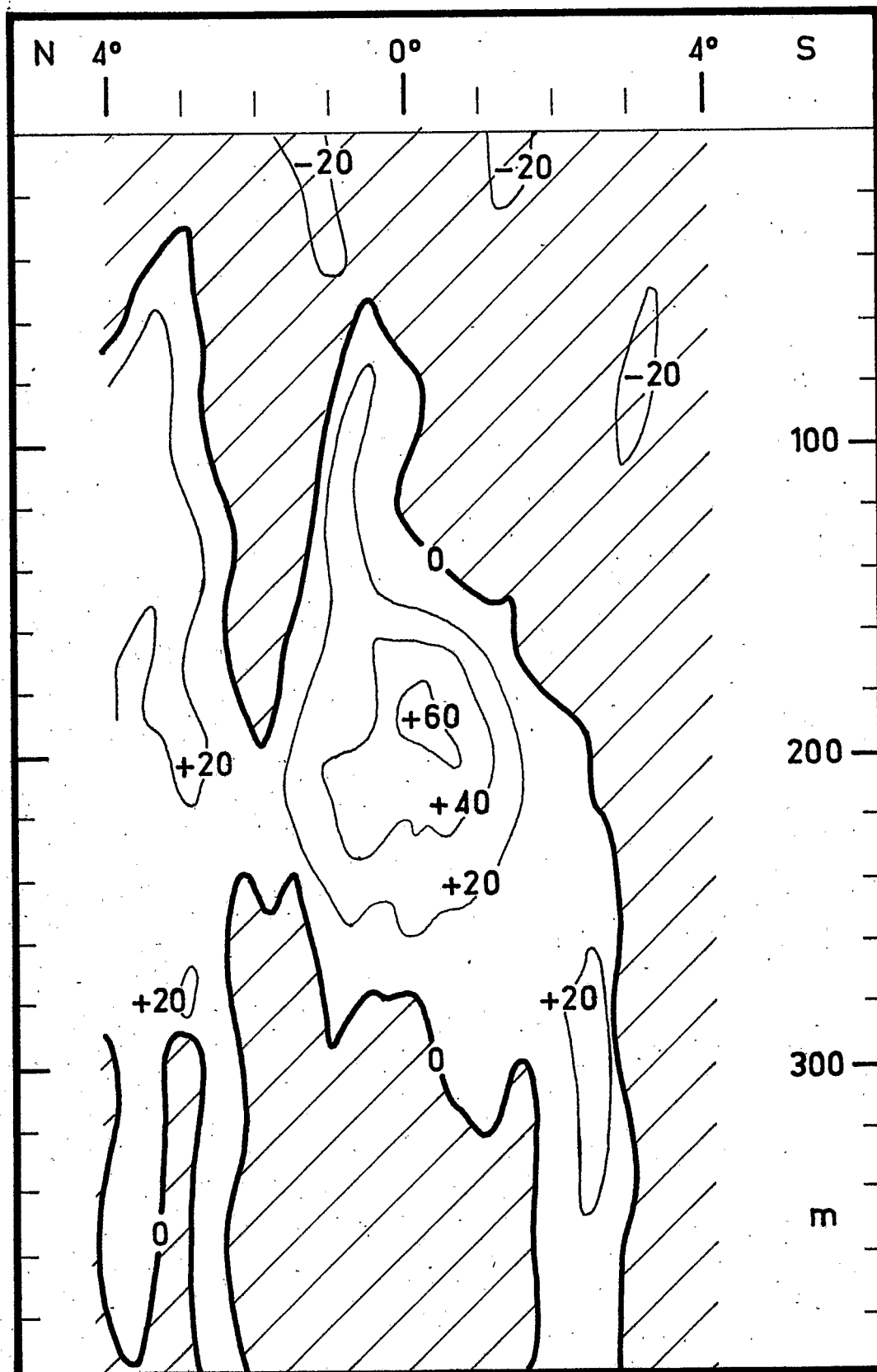


Fig. 7 : Représentation du flux vers l'est, permanent de juin à août 1967. Les valeurs positives représentent des vitesses vers l'est.

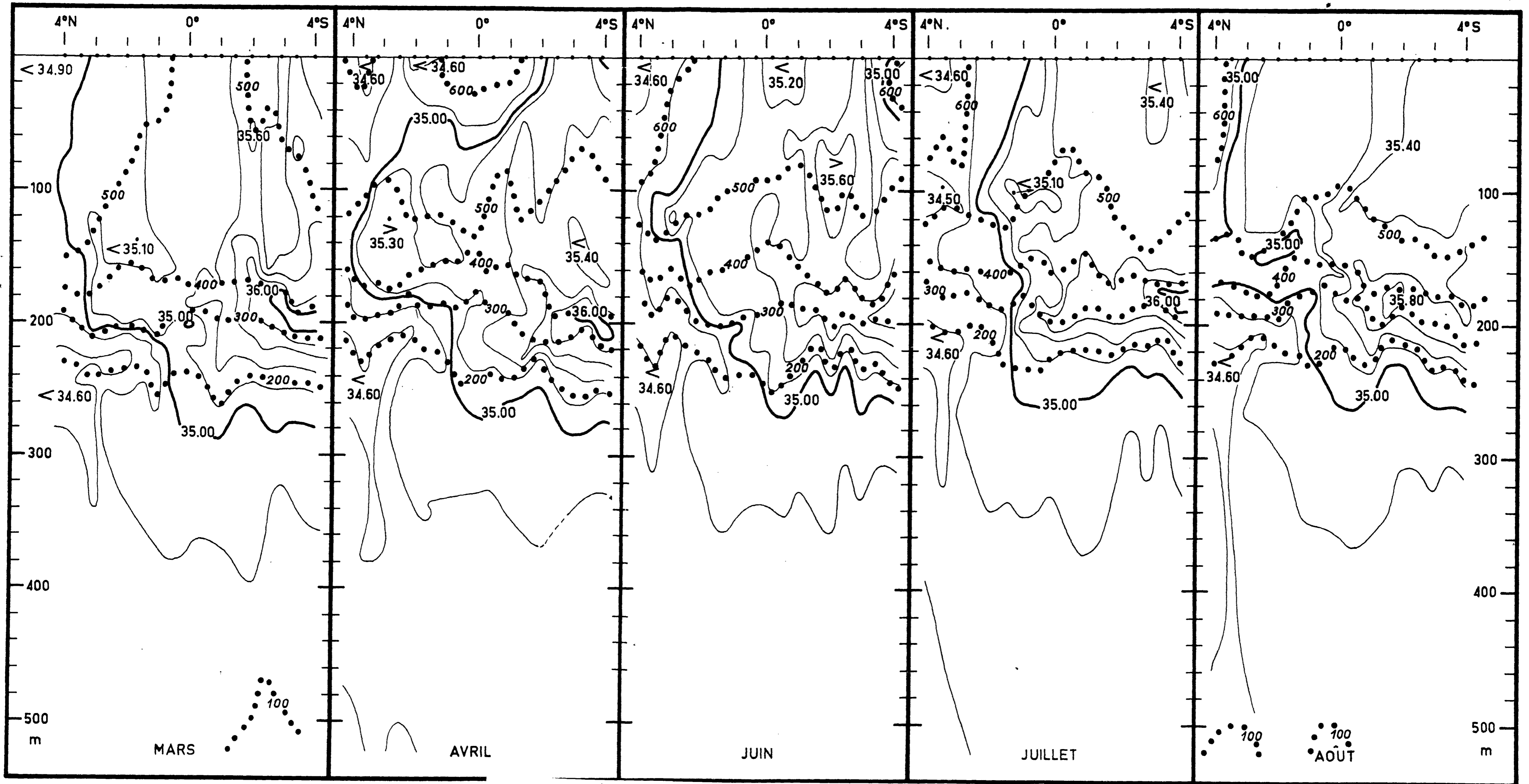
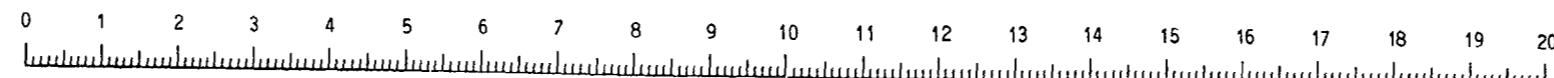


Fig. 6 : Distribution verticale de la salinité au cours des cinq campagnes, le long de 170°E, de mars à août 1967. Les isohalines sont tracées de 0,10 ‰ en 0,10 ‰. Les lignes pointillées représentent les lignes isopycnales toutes de 100 et 100 c / t.

Cette mire doit être lisible dans son intégralité  
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLJDOCGQUVWMNSZXY  
 zsaecmuvnwixrfkhdpggyjlt 7142385690  
 Pour A2, A3, A4: ABERPFTHLJDOCGQUVWMNSZXY  
 zsaecmuvnwixrfkhdpggyjlt 7142385690



dédrite est à rapprocher de l'évolution du contre-courant nord-équatorial qui en juillet a un débit maximum et une salinité augmentée par celle des eaux du courant sud-équatorial.

En ce qui concerne la distribution verticale de l'oxygène une teneur supérieure à 3,40 ml/l apparût en mars vers 200 m de profondeur à 4°N (Fig. 9) ; ce noyau d'oxygène coïncide pratiquement avec le front de salinité et rappelle ainsi le phénomène observé à 140°E. De mars à juillet, ce noyau s'étendit en direction de l'équateur et en juillet il occupait toute la couche comprise entre 0° et 4°N de 100 m à 200 m de profondeur ; cette extension se fit pratiquement le long de l'isanoستère 300 cl/t. En juillet un noyau oxygéné secondaire profond apparût à l'équateur à une profondeur supérieure à celle de l'isanoستère 200 cl/t ; ce noyau pourrait être la trace de la teneur élevée en oxygène observée à l'équateur vers 140°E, dans l'apparition de laquelle les eaux de la mer du Corail semblent jouer un certain rôle. En septembre, en même temps qu'une nouvelle extension vers le nord de l'eau subtropicale du Pacifique sud, il y eut une régression des teneurs en oxygène supérieure à 3,40 ml/l.

Il y eut donc, de mars à juillet, des variations relativement importantes de la structure hydrologique du courant de Cromwell à 170°E. Ces variations coïncident avec des variations très importantes de débit qui concordent avec celles affectant le contre-courant au nord de la Nouvelle-Guinée ; il semble donc plausible de penser que l'évolution des structures ainsi observée est le reflet des variations océanographiques qui se produisent plus à l'ouest dans la zone de formation de ces courants.

#### Composition de la Masse équatoriale.

La zone équatoriale est encadrée au nord et au sud par deux masses d'eau caractéristiques. Au sud, le diagramme T-S de la masse dite "Western South Pacific" (Sverdrup et al., 1942) est

essentiellement une droite de mélange entre le maximum de salinité de l'eau subtropicale du Pacifique Sud et le minimum de salinité de l'eau antarctique intermédiaire. Au nord, la masse du contre-courant nord-équatorial est caractérisée par une grande homogénéité de la salinité autour de 34,6 ‰ à 34,9 ‰ et son diagramme T-S est presque une droite verticale. Au nord du contre-courant nord-équatorial, il y a l'eau subtropicale du Pacifique nord caractérisée par un maximum de salinité supérieur à 35,0 ‰ et une anomalie thermostérique de 400 cl/t. On trouve parfois dans la masse d'eau du contre-courant des traces du maximum de salinité de l'eau subtropicale du Pacifique sud ainsi que de celui du Pacifique nord. A l'extrémité occidentale du Pacifique, la masse "Western South Pacifique" est remplacée par celle de la mer du Corail qui, en profondeur, est plus salée et dans laquelle la teneur en oxygène est plus élevée et plus homogène. Dans la zone équatoriale à 170°E, le diagramme T-S est intermédiaire entre celui de la "Western South Pacific" et celui de la masse du contre-courant nord-équatorial et l'on peut y suivre les variations en latitude de l'influence du système nord et du système sud ; c'est ce qui apparaît par exemple dans l'évolution des diagrammes T-S en avril-mai 1967 entre 3°S et 4°N (Fig. 10). La masse équatoriale est donc le résultat d'un mélange entre trois eaux types représentant respectivement : l'eau subtropicale du Pacifique sud (T : 24°C, S : 36,20 ‰), l'eau antarctique intermédiaire (T° : 5°C, S : 34,5 ‰) et l'eau superficielle du contre-courant nord-équatorial (T : 28°C, S : 34,6 ‰).

Si l'on compare la distribution verticale de l'oxygène à la composition en pourcentage des eaux équatoriales évaluée à partir d'un diagramme de mélange établi avec ces eaux types, il apparaît (Fig. 11) qu'il existe un parallélisme étroit entre l'extension de l'oxygène précédemment décrite et l'extension de l'eau du contre-courant nord-équatorial.

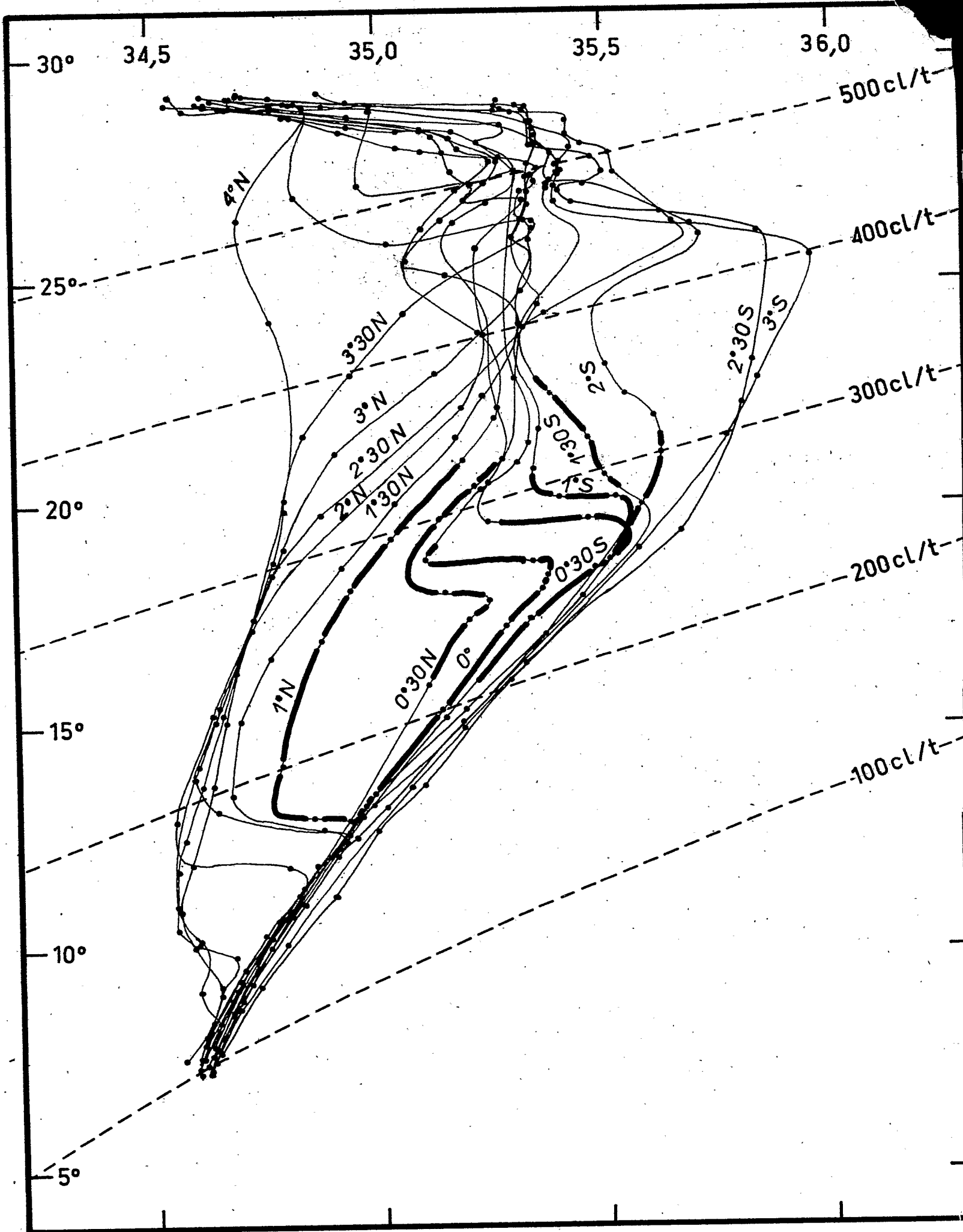


Fig. 10 : Représentation des courbes température-salinité entre 3°S et 4°N le long de 170°E. Les parties épaissies représentent les parties des courbes qui sont associées au flux du Courant de Cromwell.

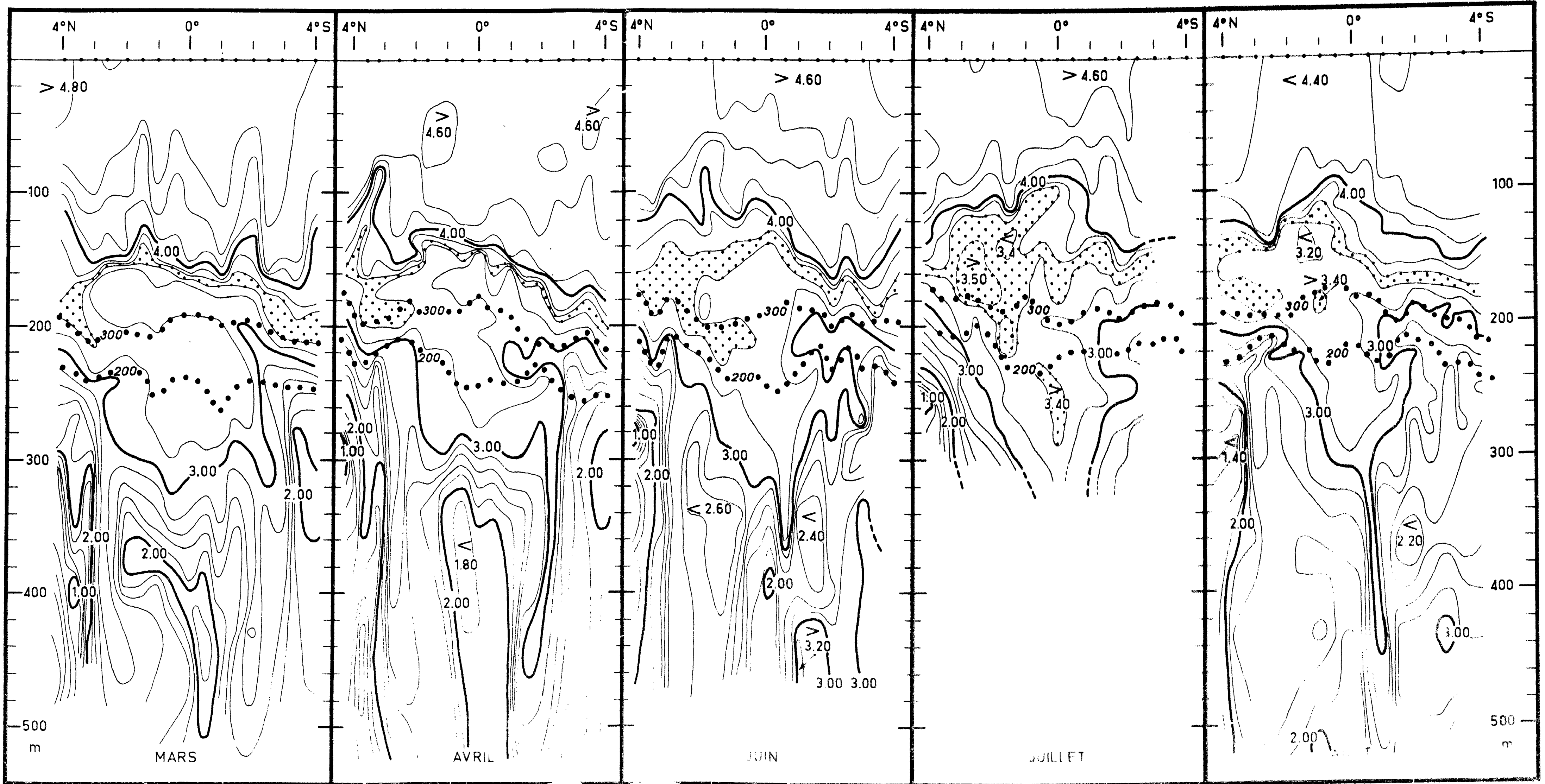
RESUME ET CONCLUSION

En 1967, le courant de Cromwell à 170°E a considérablement évolué. En mars-avril au coeur du courant, la salinité était inférieure à 35,0 ‰ et le débit de  $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  était faible ; en juillet, la salinité au coeur du courant atteignait 35,70 ‰, la vitesse était plus forte et le débit était de  $55 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Simultanément une concentration en oxygène supérieure à 3,40 ml/l s'étendit progressivement du nord en direction de l'équateur à une profondeur voisine de 200 m ; en juillet toute la couche d'eau située entre 100 m et 200 m de profondeur et de 1°N à 4°N, était occupée par une eau où la concentration en oxygène était égale ou supérieure à 3,40 ml/l. De plus à l'équateur un noyau plus profond riche en oxygène apparût à 250 m.

Les variations à 170°E peuvent être rapprochées de l'évolution moyenne générale du contre-courant nord-équatorial dont le débit est minimal en hiver et maximal en été boréal. De plus en hiver il est composé d'eau d'origine du nord fortement dessalée par leur parcours en mer de Célèbes ; en été, l'apport des eaux du courant sud-équatorial qui remontent le long de la côte nord de la Nouvelle-Guinée augmente à la fois le débit et la salinité du contre-courant. Etant donnés les rapports d'association qui existent entre le contre-courant équatorial et le courant de Cromwell le rapprochement de ces évolutions semble démontrer qu'il existe au sein du courant de Cromwell des variations saisonnières procédant des variations qui affectent le contrecourant à son origine.

REMERCIEMENTS

Cet article présente les résultats préliminaires des recherches sur le système des courants équatoriaux entreprises par le Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa sous la direction de Monsieur Henri ROTSCI. Il traite des résultats de cinq campagnes représentant presque cinq mois de travail à la mer pour toute l'équipe et nous remercions tous nos camarades pour leur collaboration. Nous remercions aussi le Professeur George L. PICKARD de l'Université de British Columbia qui a participé à l'une de ces campagnes et dont l'expérience nous a été très profitable.



Cette mire doit être lisible dans son intégralité  
 Pour A0 et A1 ABERPFTHLIJDCGQVWMNSZXY  
 zsaecmuvnwxfkhdppgyjlt 7142385690  
 Pour A2 A3 A4 ABERPFTHLIJDCGQVWMNSZXY  
 zsaecmuvnwxfkhdppgyjlt 7142725590

GAM-T-12  
 11 20 143 200