

Océanographie Physique. — *Sur un courant Est dans le Pacifique central tropical Sud.* Note (*) de MM. JEAN-RENÉ DONGUY et HENRI ROTSCHI, présentée par M. André Gougenheim.

Au Nord de la Polynésie française, la répartition verticale de la température a des caractéristiques identiques à celles qui, dans le Pacifique occidental par 170° de longitude Est, sont liées au contre-courant équatorial Sud. Elle suggère la présence permanente, vers 10° de latitude Sud, d'un courant variable, portant à l'Est, transportant un flux de l'ordre de 10 millions de mètres cubes par seconde.

L'existence d'un contre-courant équatorial Sud localisé vers 10° S, en surface, dans le Pacifique occidental ne fait plus de doute ⁽¹⁾. En effet, les récentes croisières du navire océanographique *Coriolis*, du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa, ont mis en évidence sa permanence dans le temps et son association à certaines structures hydrologiques [⁽²⁾, ⁽³⁾]. Notamment, la relation géostrophique entre les courants et le champ de masse est respectée car les isothermes supérieures de la thermocline ont une pente montante vers le Sud. Cependant, une incertitude subsiste quant à l'extension en longitude de ce courant ⁽⁴⁾ et aux variations, dans le sens du flux, de la profondeur et de la latitude de son noyau : certaines observations laissent en effet penser qu'il se rapproche de l'équateur vers l'Est, mais aussi qu'il a un noyau de vitesse profond, voisin des isopycnes 26,4-26,8 g/l [⁽⁵⁾, ⁽⁶⁾].

Les campagnes océanographiques du *Coriolis* dans le Pacifique central, au Nord de la Polynésie française, apportent quelques précisions sur ces problèmes. Au cours de la croisière « Diadème » d'octobre 1967, une coupe hydrologique a été exécutée entre 15° S et l'équateur, le long du méridien 140° W. Elle a montré l'existence, entre les latitudes 10° et 12° S, d'un courant géostrophique portant à l'Est et, comme le montre la distribution des vitesses supérieures à 10 cm/s, quasiment limité à la couche superficielle isotherme (*fig. 1*). Ce courant est associé à une pente montante vers le Sud des isanostères supérieures de la pycnocline. La distribution verticale de la température (*fig. 2*) indique, entre 10° et 12° S, un renversement de la pente descendante vers le Sud des isothermes supérieures de la thermocline.

En 1968-1970, les campagnes « Caride » n'ont permis d'entreprendre que des coupes bathythermiques approximativement Nord-Sud, exécutées respectivement en septembre, novembre et décembre 1968, juillet et septembre 1969 et février 1970, sur lesquelles l'on observe, au voisinage de 10° S, un renversement de la pente descendante vers le Sud des isothermes supérieures de la thermocline. La pente montante vers le Sud est plus ou moins forte et, comme il l'a été montré dans le Pacifique Nord

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

Collection de Références 15 JUIN 1971

n° 4741

avec le contre-courant subtropical (⁷), ses variations sont probablement liées à celles de l'intensité du flux.

Le courant étant pratiquement limité à la couche superficielle isotherme, on peut se placer dans l'hypothèse d'un océan à deux couches dont la plus profonde est immobile. Dans ce cas, la composante zonale u de la vitesse dans la couche supérieure (x positif vers l'Est) peut être calculée

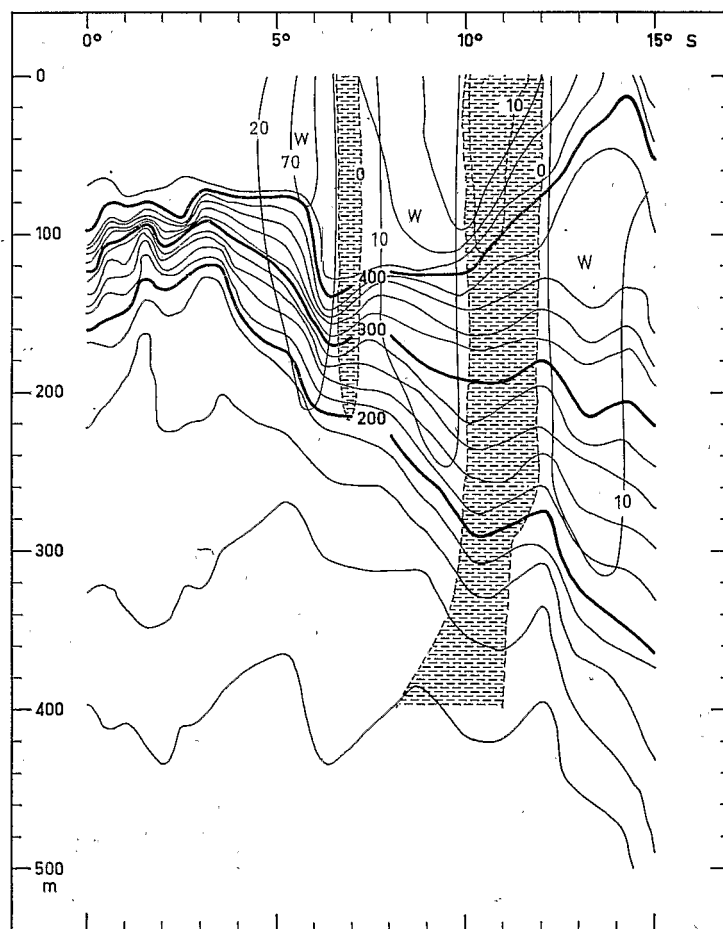


Fig. 1. — Distribution verticale de l'anomalie thermostérique en c/t le long du méridien 140°W, en octobre 1967. Zones ombrées : courant géostrophique Est. Surface de référence : 500 db.

par l'équation de Margules $fu = g \operatorname{tg} \gamma \Delta \rho / \rho$, où $\operatorname{tg} \gamma$ est la pente de la surface de discontinuité et f le facteur de Coriolis (⁸). Cette équation indique, en outre, que pour un tel courant zonal, dans lequel les densités des couches supérieure et inférieure varient peu, de sorte que le rapport $\Delta \rho / \rho$ est quasi constant, la vitesse est directement proportionnelle à la pente de la surface de discontinuité. Si Z_n et Z_s sont les profondeurs respectives de la thermocline aux limites septentrionale et méridionale du flux Est,

un rapide calcul montre que le flux transporté est égal à

$$\frac{g}{2f} \frac{\Delta\rho}{\rho} (Z_n - Z_s) (Z_n + Z_s).$$

Dans le cas présent, on peut considérer que le facteur $g \Delta\rho / 2f\rho$ est constant; il a la même valeur si on le calcule directement à partir des

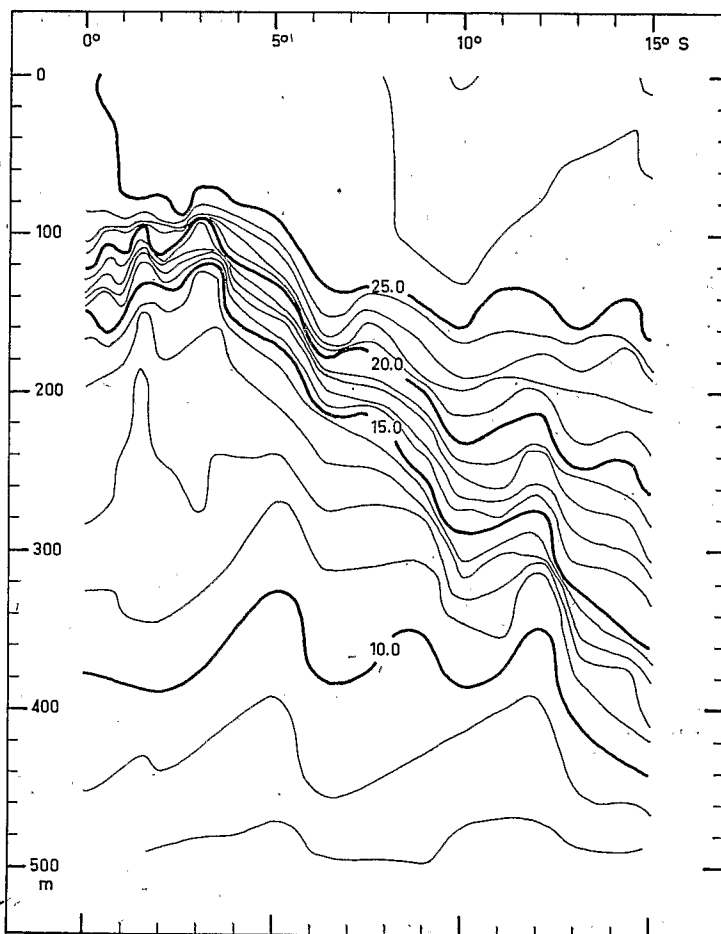


Fig. 2. — Distribution verticale de la température le long du méridien 140°W en octobre 1967.

variations de profondeur de l'isotherme 25°C ou indirectement à partir du flux géostrophique ($5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) observé à la croisière « Diadème ». En première approximation, il est donc possible d'évaluer le flux du contre-courant équatorial Sud en faisant coïncider la surface de discontinuité de l'océan à deux couches avec l'isotherme 25°C qui est située dans la partie supérieure de la thermocline. Une méthode similaire a été utilisée avec succès pour évaluer les variations spatiales et dans le temps des flux zonaux dans le Pacifique Nord (°). Les calculs indiquent, pour toutes les

croisières, qu'au voisinage de 10° S (tableau), on rencontre un flux de l'ordre de $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

TABLEAU.

Mois.	Flux ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).	Limites du flux.	Mois.	Flux ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).	Limites du flux.
Sept. 1968.....	8	8°S — 10°30'S	Juil. 1969.....	6	7°S — 11°S
Nov. »	7	7°S — 10°30'S	Sept. »	3	9°S — 14°S
Déc. »	15	6°S — 14°S	Fév. 1970.....	7,5	7°S — 11°S

Ce flux quantitativement proche de celui observé à 170°E ⁽²⁾ à la même latitude est très inférieur à celui du contre-courant équatorial Nord ⁽⁹⁾. Les données météorologiques actuellement disponibles ⁽¹⁰⁾ ne permettent pas de le relier au champ ou au tourbillon de la force d'entraînement des vents comme c'est le cas du contre-courant équatorial Nord et du contre-courant subtropical Nord ⁽¹¹⁾.

(*) Séance du 21 septembre 1970.

(1) J. L. REID JR, *Nature*, 184, 1959.

(2) F. JARRIGE, *J. Mar. Res.*, 26, 1968.

(3) J. MERLE, H. ROTSCHI et B. VOITURIEZ, *Perspectives in Fisheries Oceanography*, The Japanese Society of Fisheries Oceanography, 1969.

(4) M. TSUCHIYA, *Proc. 9th General Assembly Scor*, 1968.

(5) J. L. REID JR, *Tellus*, 13, 1961.

(6) W. WOOSTER, *Deep Sea Res.*, 8, 1961.

(7) M. K. ROBINSON, *Perspectives in Fisheries Oceanography*, The Japanese Society of Fisheries Oceanography, 1969.

(8) H. LACOMBE, *Cours d'Océanographie physique*, 1965.

(9) T. R. KENDALL, *J. Geophys. Res.*, 74, 1969.

(10) K. HIDAKA, *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 4, 1958.

(11) K. YOSHIDA et T. KIDOKORO, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 23, 1967.

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