

# LE SYSTÈME DES CONTRE-COURANTS ÉQUATORIAUX SUBSUPERFICIELS PERMANENCE ET EXTENSION DE LA BRANCHE SUD DANS L'OCÉAN ATLANTIQUE

PHILIPPE HISARD, JEAN CITEAU ET ALAIN MORLIÈRE

*Océanographes physiciens de l'O.R.S.T.O.M.  
C.R.O., B.P. V 18, Abidjan (Côte d'Ivoire)*

## RÉSUMÉ

*Indépendamment des flux variables des contre-courants équatoriaux de surface, il existe dans la couche de la thermocline un système de contre-courants équatoriaux subsuperficiels, permanents et stables; la branche centrale de ce système est formée par le Sous-Courant Equatorial (Courant de Lomonosov ou Courant de Cromwell), les deux autres branches sont constituées par deux flux quasi-symétriques par rapport à l'équateur, qui s'étendent entre 3° et 5° de latitude, entre environ 150 m et 400 m de profondeur si ce n'est plus. Ces deux contre-courants équatoriaux subsuperficiels nord et sud sont étroitement associés à une plongée rapide vers l'équateur, des isothermes de 9-10° C à 12-13° C; ils ont une trajectoire rectiligne remarquable d'Ouest en Est et ils forment une structure caractéristique de toute la zone équatoriale des océans Pacifique et Atlantique.*

*Dans l'Atlantique équatorial oriental (le Golfe de Guinée), seule existe la branche sud du système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels; son étude à partir des campagnes effectuées par le N.O. « Capricorne », montre qu'elle n'est pas affectée par l'alternance des saisons marines qui caractérise la couche supérieure de l'océan; la teneur élevée en oxygène des eaux transportées, permet de l'identifier dans toute la zone équatoriale Atlantique, des côtes du Brésil aux côtes de l'Angola.*

*Les mélanges turbulents latéraux qui se produisent à la profondeur des contre-courants équatoriaux subsuperficiels nord et sud peuvent jouer un rôle important dans la formation et l'entretien de l'« Eau Equatoriale à 13° C » ou « thermostat équatoriale ».*

## ABSTRACT

*The Subsurface Equatorial Countercurrent system—Steadiness and extent of the Subsurface South Equatorial Countercurrent in the Atlantic Ocean.— Besides the surface equatorial countercurrents that are submitted to noticeable seasonal variations, there is, in the thermocline layer, a subsurface equatorial countercurrent system, the central link of which is the Equatorial Undercurrent; on both sides of the equator, almost symmetrically located, two additional subsurface countercurrents are found, at about 3°-5° latitude, between 150 and 400 meters deep and even deeper. Both are closely related to a sharp deepening of the isotherms 9-10° C to 12-13° C that slope deeply downward to the equator at 3°-4° N and S; this characteristic feature is clearly evident all along the equatorial area of both the Pacific and Atlantic Oceans.*

*In the Eastern Equatorial Atlantic (the Gulf of Guinea) only the Subsurface South Equatorial Countercurrent is present; recent data from the R.V. « Capricorne » cruises in January and July 1976 clearly delineate this flow across the 5° W meridian, at the same latitude (4°30' S) during both the «warm» and the «cold» marine seasons. Owing to their high oxygen content, it is possible to identify the South Subsurface Countercurrent waters across the whole Equatorial Atlantic and, their south-eastward extent towards the coast of Africa.*

*The role of the North and South Subsurface Equatorial Countercurrents in the formation and maintenance of the Equatorial Thermostat is investigated.*

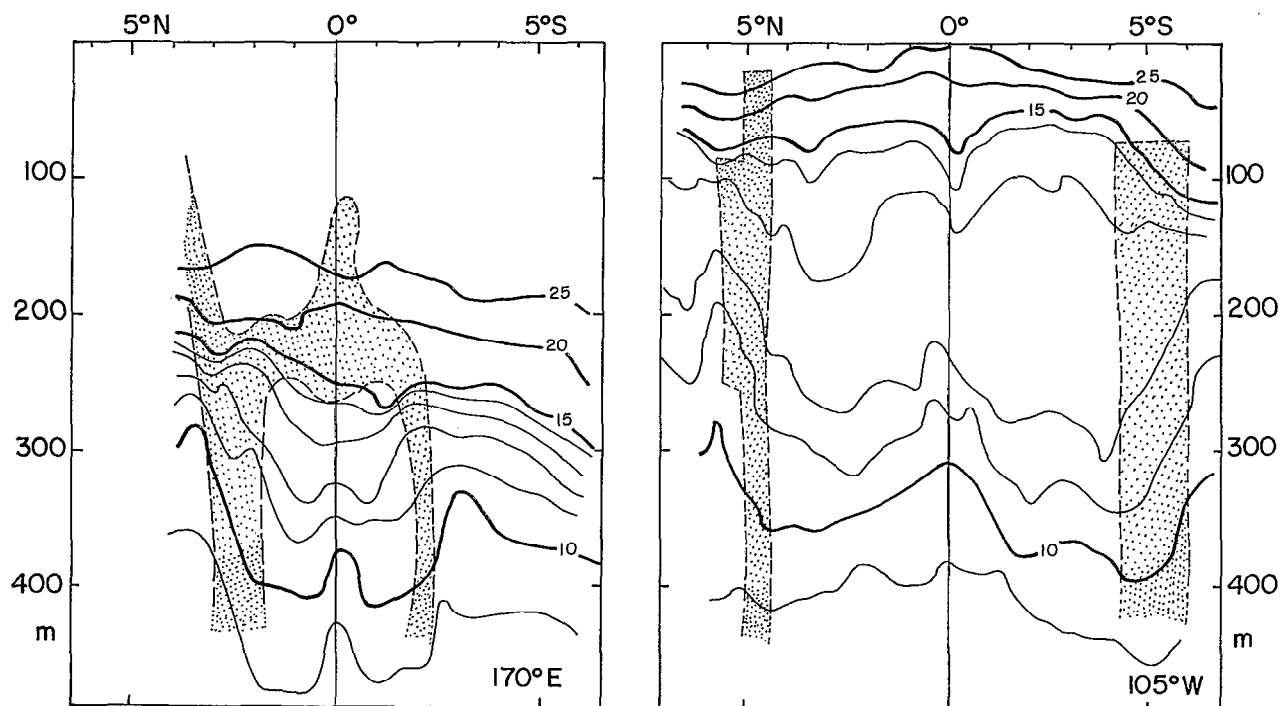


Fig. 1. — Distributions verticales de la température ( $^{\circ}$ C) dans la région équatoriale de l'océan Pacifique en mars 1967 ; à gauche : partie occidentale à  $170^{\circ}$  E (campagne du « Coriolis ») ; à droite : partie orientale à  $105^{\circ}$  W (d'après TSUCHIYA, 1975), campagne « Eastropac ». Les zones de flux Est ont été ombrées (mesures directes à  $170^{\circ}$  E ; flux géostrophiques à  $105^{\circ}$  W). L'espacement des isothermes qui est de  $1^{\circ}$ C entre  $9^{\circ}$ C et  $15^{\circ}$ C, est de  $5^{\circ}$ C au-delà.

## 1. INTRODUCTION.

Alors que le Contre-Courant Équatorial Nord subit d'importantes variations saisonnières dans la couche supérieure de l'océan et que l'existence d'un Contre-Courant Équatorial Sud qui traverserait l'océan d'Ouest en Est, n'est pas communément admise, il existe, au contraire, dans la couche de la thermocline, entre environ 150 et au moins 400 m de profondeur, deux contre-courants permanents et stables, situés quasi-symétriquement de part et d'autre de l'équateur, vers  $3^{\circ}$  à  $4^{\circ}$  de latitude ; ils forment avec le Sous-Courant Équatorial (Courant de Lomonosov et courant de Cromwell) le système permanent des contre-courants équatoriaux subsuperficiels. Peu de campagnes ont été jusqu'à présent consacrées à leur étude alors que la branche centrale du système a fait l'objet de recherches approfondies ; la somme de leur débit (30 à 40 millions de mètres cubes par seconde) est cependant en tous points comparable au débit du sous-courant équatorial et ils représentent une structure originale permanente et stable qui caractérise l'ensemble de la zone équatoriale de l'océan mondial ou tout au moins des océans Pacifique et Atlantique ; leur existence est,

elle aussi, probablement conditionnée par les mécanismes particuliers qui régissent la dynamique équatoriale.

### 1.1. L'océan Pacifique.

C'est STROUP (1969) qui a le premier reconnu l'existence d'un contre-courant équatorial subsuperficiel distinct sous le flux du Contre-Courant équatorial Nord ; cependant, la description de l'entité que constituent deux contre-courants, symétriques par rapport à l'équateur, s'écoulant comme le courant de Cromwell, tout le long de la zone équatoriale, n'a été possible qu'à la suite des campagnes systématiques entreprises en 1967-1968 dans le Pacifique équatorial occidental par le Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa, et dans le Pacifique équatorial oriental par les navires du programme « Eastropac » (HISARD et RUAL, 1970 ; TSUCHIYA, 1972 ; MAGNIER, ROTSCHI, RUAL et COLIN, 1973 ; TSUCHIYA, 1975).

Ces deux contre-courants subsuperficiels sont étroitement associés à la pente descendante vers l'équateur des isothermes  $10^{\circ}$ C- $13^{\circ}$ C (fig. 1) ce qui traduit un certain caractère de géostrophie ; l'existence d'une crête équatoriale de ces mêmes isothermes

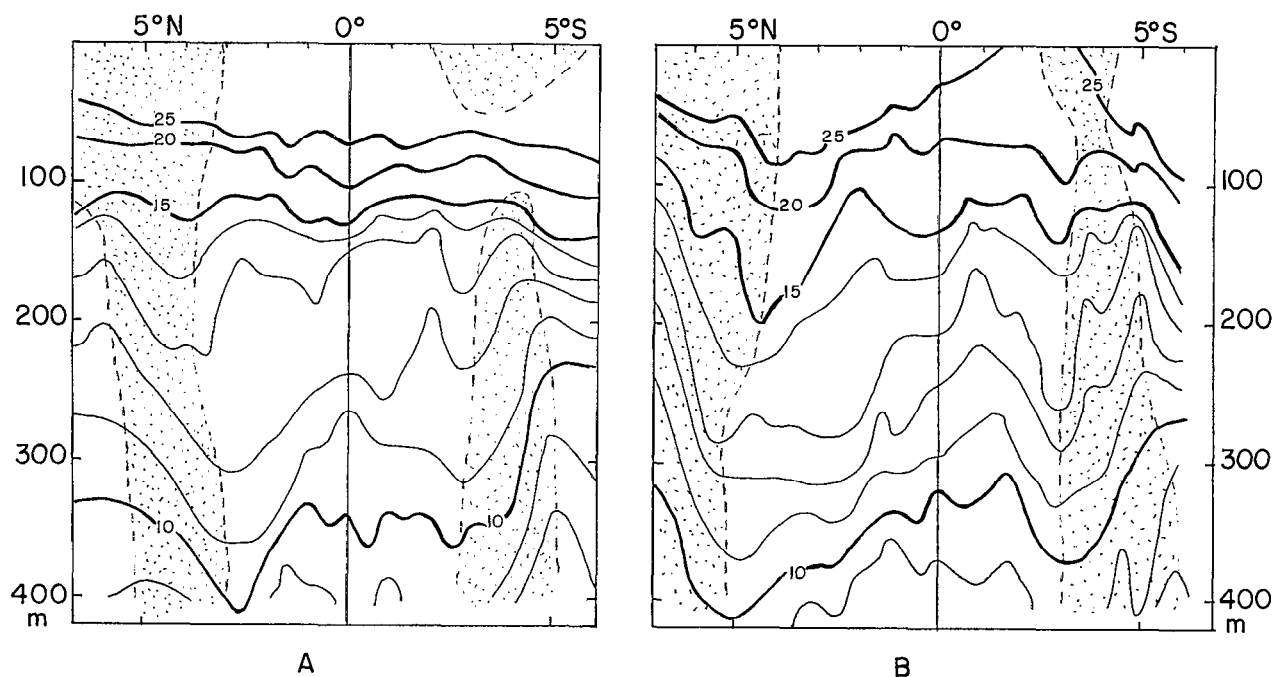


Fig. 2. — Distributions verticales de la température dans la région équatoriale de l'océan Atlantique central, à 25° W, en février 1963 (A) et en août 1963 (B) (campagnes « Equalant » I et II). L'espacement des isothermes qui est de 1°C entre 9°C et 15°C, est de 5°C au-delà. Les régions de flux Est géostrophiques hors de la bande 1°30' N et S, ont été ombrées.

liée vraisemblablement à la présence du flux Ouest du Courant Équatorial Intermédiaire (HISARD et RUAL, 1970), leur donne une forme générale caractéristique en « W » que l'on peut identifier tout au long de l'équateur. Le trajet que suivent ces deux courants semble être remarquablement rectiligne sur près de 5.000 milles; au cours de leur cheminement d'Ouest en Est, ils ne s'écartent que faiblement de l'équateur (de 2°30' N et S à 170° E, à 5° N et S à 105° W), simultanément ils remontent vers les couches supérieures, en suivant par là le mouvement général de remontée d'Ouest en Est de la thermocline (on les observe entre 250 et 400 m de profondeur à 170° E et entre 100 et 400 m de profondeur à 105° W). La profondeur exacte qu'ils atteignent n'est pas précisément délimitée mais dépasse certainement 400 m de profondeur; le mouvement de plongée des isothermes qui leur est associé s'observe en effet parfois assez profondément. Leur vitesse maximum est voisine de 30 à 50 cm/s. D'après les observations effectuées sur un cycle annuel à 170° E et à l'est de 120° W, ces deux courants ne paraissent pas subir d'importantes variations saisonnières. Les eaux qu'ils transportent d'Ouest en Est, sont, comme celles du courant de Cromwell, plus oxygénées que les eaux des courants équatoriaux adjacents qui, à la même profondeur, coulent vers l'Ouest.

## 1.2. L'océan Atlantique.

Dans l'océan Atlantique, c'est le Contre Courant

Subsuperficiel Sud qui a été le premier décrit vers 4°30' S, à partir des données des campagnes « Equalant » de 1963 (KHANAICHENKO et CHRISTOV, 1966; MAZEIKA, 1968); ce courant fit ensuite l'objet de mesures directes à 30° W, en décembre 1967 et en mai 1968, mesures qui montrèrent la grande stabilité de ce courant (vitesse maximum de 50 cm/s observée dans les deux cas à 150 m de profondeur par 4°30' S de latitude) (KHANAICHENKO, 1969). Il fut aussi mesuré vers 5° S, à 5° W, où l'on notait une vitesse maximum de 38 cm/s vers 100 m de profondeur (LEMASSON et REBERT, 1973) ainsi que vers 5° S, à 10° W avec des vitesses maximales de 30 cm/s vers 150 m de profondeur (LEMASSON, 1975). Mais c'est à KHANAICHENKO (1974) que l'on doit la description du système d'ensemble des contre-courants équatoriaux dans l'océan Atlantique; il a clairement montré l'origine commune des trois branches des contre-courants équatoriaux, différenciant nettement les flux subsuperficiels permanents et stables, des flux superficiels variables des contre-courants équatoriaux de surface.

Dans l'océan Atlantique, les flux des contre-courants équatoriaux subsuperficiels sont eux aussi étroitement associés à la pente descendante vers l'équateur des isothermes de 8-9° à 13-14° C que l'on observe entre 150 et 400 m de profondeur vers 4° de latitude Nord et Sud; cette pente est indépendante de la saison (fig. 2, A et B); on note aussi comme dans l'océan Pacifique, une crête équatoriale de ces mêmes

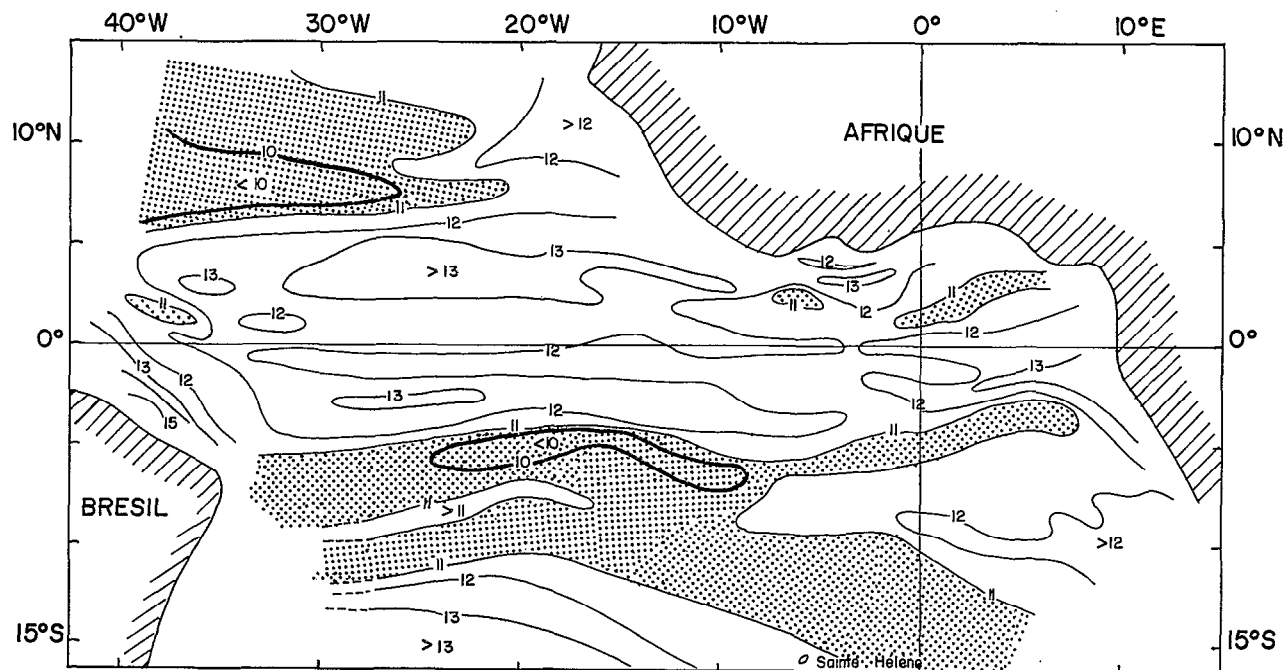


Fig. 3. — Distribution horizontale de la température dans la zone équatoriale de l'océan Atlantique à la profondeur de 250 m, en été boréal 1963 (« Equalant II »). Les régions de température inférieure à 11 °C ont été mises en pointillés, celles de température supérieure à 13 °C ont été ombrées. Espacement des isothermes : 1 °C.

isothermes, décalée au sud de l'équateur en août (l'association entre cette crête des isothermes et la présence du flux Ouest du Courant Équatorial Intermédiaire se trouve ici confirmée par les mesures directes de courant effectuées pendant 60 jours avec des bouées mouillées, à l'équateur à 30° W par le « Chain » pendant « Equalant I » où l'on observait à 405 m de profondeur un flux Ouest moyen de 25 cm/s (STALCUP et METCALF, 1966; cf. aussi HISARD et RUAL, 1970)).

L'extension de ces structures thermiques à l'ensemble de la zone équatoriale Atlantique, est limitée dans l'hémisphère nord par la présence du continent africain; en revanche, vers 4°-5° S, on suit parfaitement la plongée des isothermes vers l'équateur, qui se traduit, par exemple à 250 m de profondeur, par un contraste net entre un « axe thermique chaud » (températures supérieures à 12° C) vers 2°30' S et un « axe thermique froid » (températures inférieures à 11° C) vers 5° S (fig. 3).

## 2. LA BRANCHE SUD DU SYSTÈME DES CONTRE COURANTS SUBSUPERFICIELS DANS L'OcéAN ATLANTIQUE.

Les données dont on dispose pour juger de l'exten-

sion de la branche sud du système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels dans l'océan Atlantique sont parfois contradictoires et prêtent à discussion surtout dans la partie orientale Atlantique; ces données proviennent généralement d'estimations géostrophiques. Il semblerait en effet que ce courant puisse varier considérablement en l'espace de 15 jours, à 15° W, alors que sa grande stabilité est reconnue à 30° W et dans l'océan Pacifique; d'autre part il s'incurverait assez tôt vers le sud-est et couperait le méridien origine 0° vers 10° S, alors que dans le Pacifique, sa trajectoire paraît d'une grande rectilinéarité (MAZEIKA, 1968). Dans le Golfe de Guinée, à la longitude de 5° W, on noterait de même des ramifications diverses et des vitesses vers l'Est surprenantes par leur valeur excessive en surface (KHANAICHENKO, 1974). Enfin ce courant confluerait vers 10° S-9° E, avec les eaux du Courant de Benguela (MOROSHKIN, BUBNOV et BULATOV, 1970).

Les campagnes effectuées par le N.O. « Capricorne » en janvier et juillet 1975, dans le Golfe de Guinée, vers 5° W, entre Abidjan et l'île de Sainte-Hélène, permettent de confirmer la permanence de la branche sud des contre-courants subsuperficiels et de préciser sa trajectoire vers les côtes d'Afrique; des stations hydrologiques rapprochées avec une sonde STDO et un « current-profiler », donnent une image instan-

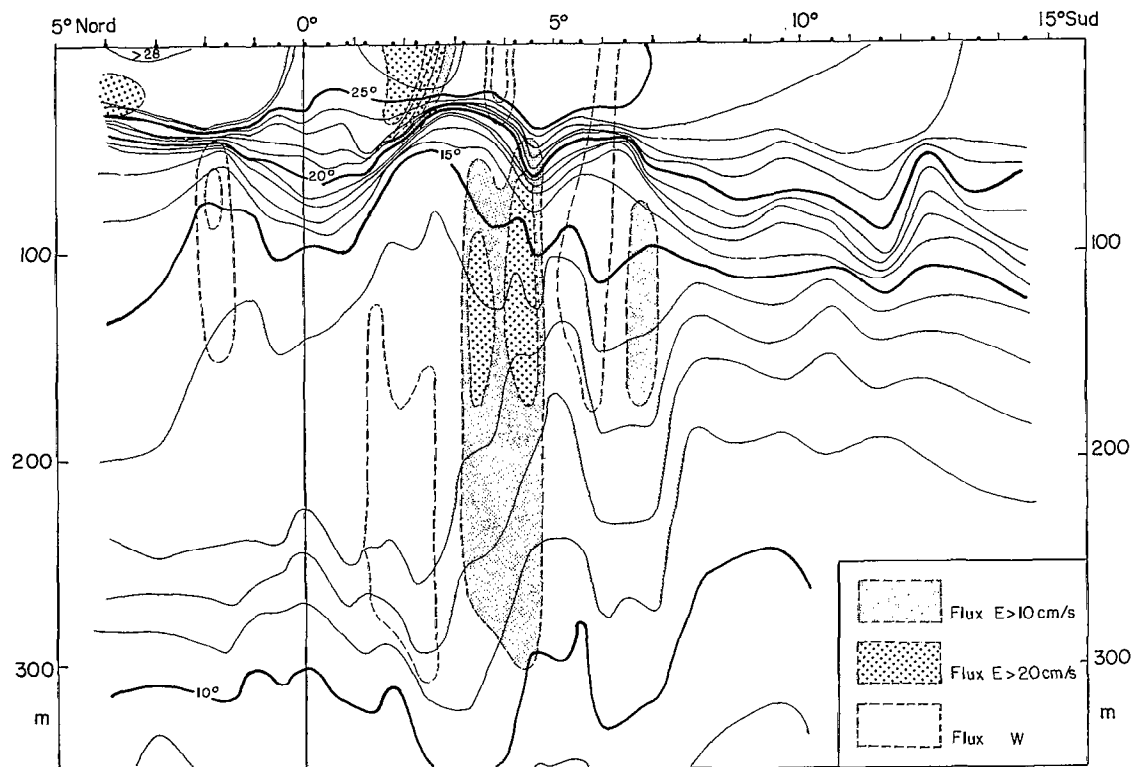


Fig. 4 a. — Distribution verticale de la température dans l'océan Atlantique, le long du méridien 5°W, au sud d'Abidjan, en janvier 1975. Espacement des isothermes : 1°C. Les flux géostrophiques, hors de la bande 1°30' N et S ont été délimités par un trait tireté (flux Est ombrés). Espacement des isolignes : 10 cm/s.

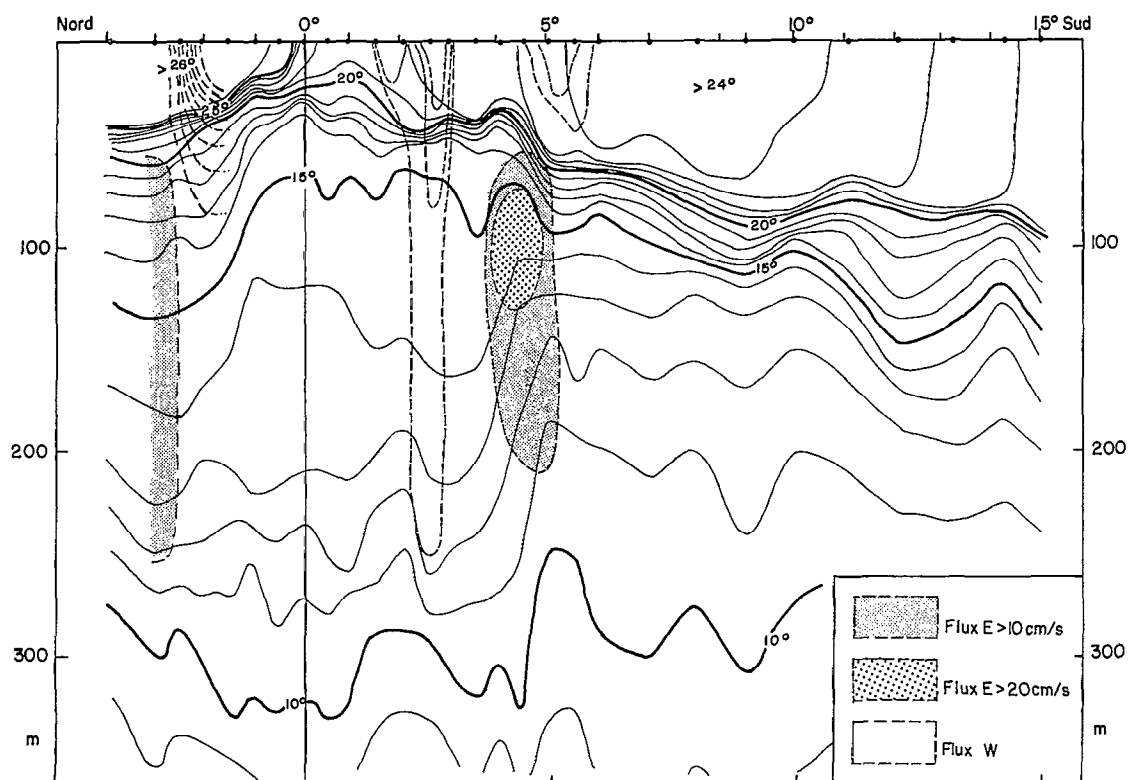


Fig. 4 b. — Distribution verticale de la température dans l'océan Atlantique, le long du méridien 5°W, au sud d'Abidjan, en juillet 1975. Espacement des isothermes : 1°C. Les flux géostrophiques, hors de la bande 1°30' N et S ont été délimités par un trait tireté (flux Est ombrés). Espacement des isolignes : 10 cm/s.

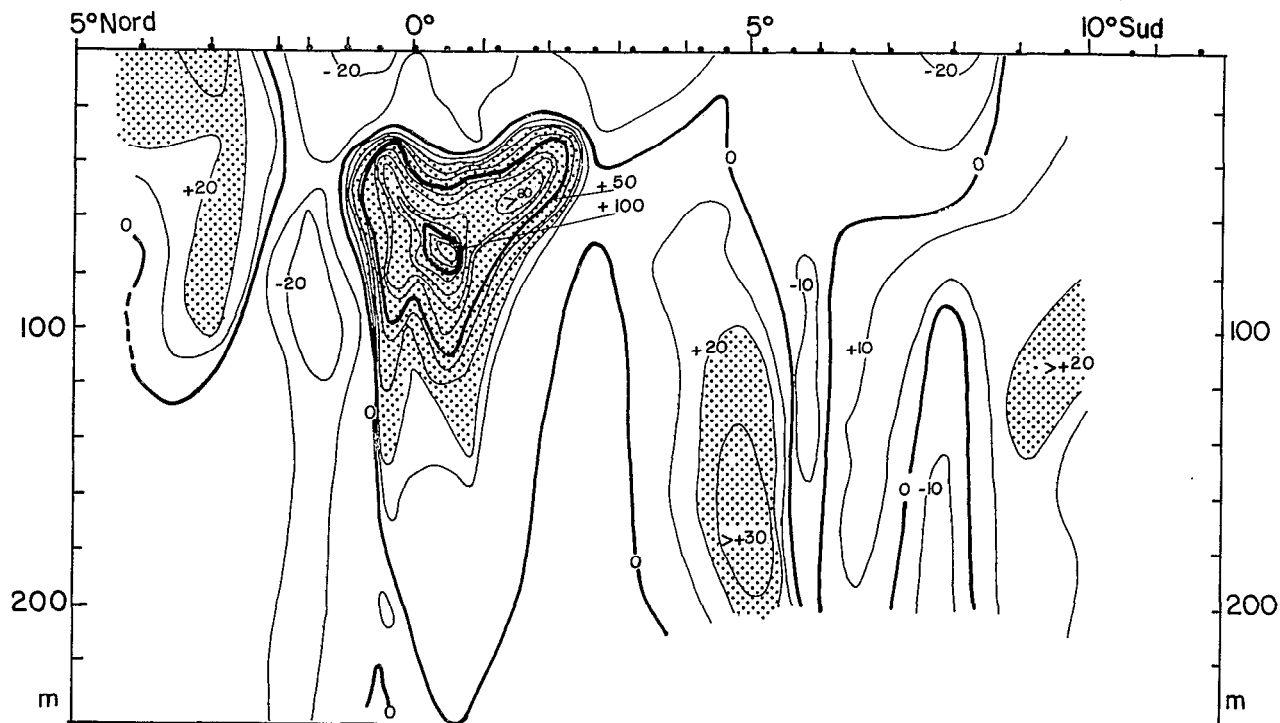


Fig. 5 a. — Distribution verticale de la composante zonale du courant en cm/s (mesures instrumentales) en janvier 1975, le long du méridien 5° W. Les flux Est (valeurs positives) supérieures à 20 cm/s sont soulignés par une trame de pointillés. Espacement des isolignes : 10 cm/s. Vent moyen du 180°, 5 m/s de 4° N à 0°30' N et du 160°, 6 m/s de 0°30' N à 5° S.

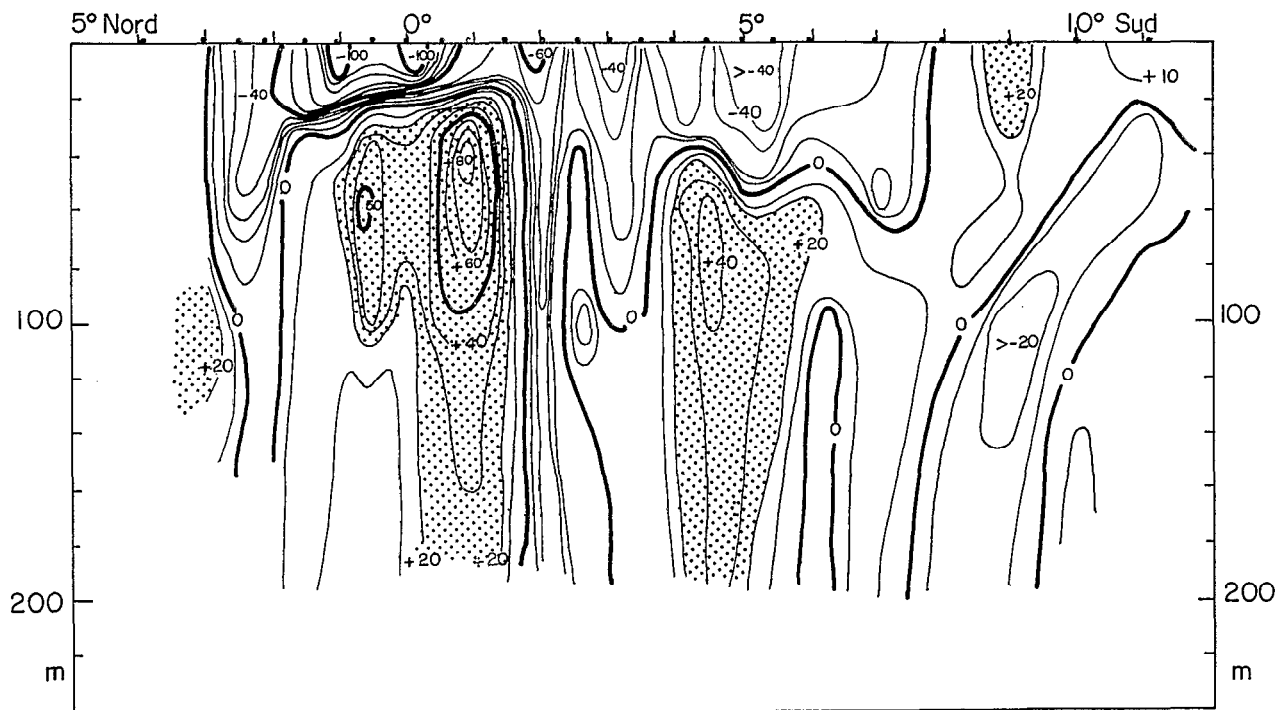


Fig. 5 b. — Distribution verticale de la composante zonale du courant en cm/s (mesures instrumentales) en juillet 1975, le long du méridien 5° W. Les flux Est (valeurs positives) supérieures à 20 cm/s sont soulignés par une trame de pointillés. Espacement des isolignes : 10 cm/s. Vent moyen du 160°, 7 m/s de 4° N à 0°30' N et du 130°, 6 m/s de 0°30' N à 5° S.

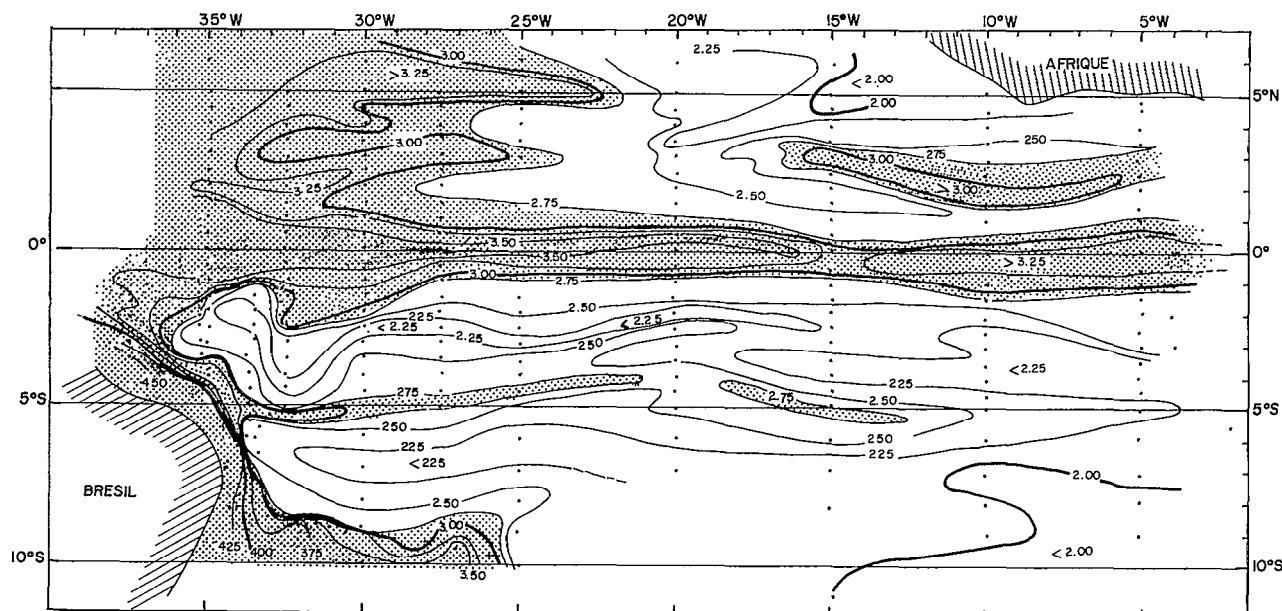


Fig. 6. — Distribution horizontale de l'oxygène dissous (en ml/l) à la profondeur de 200 m, dans la région équatoriale Atlantique, au printemps boréal 1963 (« Equalant I »); les régions où la teneur est supérieure à 2,75 ml/l ont été ombrées; espacement des isolignes : 0,25 ml/l.

tanée plus précise de la distribution verticale des isothermes et des courants. A la longitude du méridien 5° W, on retrouve, entre 3° et 5° S, la structure caractéristique des isothermes de 9-10° à 13-14° C, en pente rapide descendante vers l'équateur; la crête équatoriale de ces isothermes est ici moins nettement caractérisée; on la retrouve cependant en janvier entre 250 et 300 m de profondeur, là où ces isothermes constituent par ailleurs une seconde thermocline; en juillet, elle paraît décalée au sud de l'équateur ainsi que cela était observé à 25° W, en août 1963 (fig. 4, a et b). La présence, en janvier 1975, d'un deuxième « thalweg » thermique clairement marqué, entre 5° S et 7° S, de 120 à plus de 300 m de profondeur, atteste la réalité de l'existence de ramifications du flux Est au sud de 5° S; tel est d'ailleurs aussi le cas dans le Pacifique oriental, où TSUCHIYA (1975) note un deuxième contre-courant subsuperficiel entre 8° S et 12° S, associé à une nouvelle pente permanente des isothermes vers l'équateur; dans l'Atlantique sud, ce trait a peut-être un caractère saisonnier car on le retrouve en octobre 1973, le long de 10° W, vers 7° S (campagne 7314 du N.O. « Capricorne ») et en novembre 1975, le long de 30° W, vers 7° S aussi (campagne 7507 du N.O. « Capricorne »); dans tous les cas, cette structure est confirmée par une distribution de l'oxygène dissous, associant un noyau de teneur maximum, au flux Est supposé.

Le champ des courants géostrophiques a été déter-

miné par rapport au niveau de référence 500 db, et, après lissage, par moyenne mobile de trois stations, des températures et des salinités; ce lissage appliqué à une séquence de stations rapprochées et voisines de l'équateur, permet d'obtenir un relief dynamique plus significatif, car épuré des irrégularités produites soit par des variations à court terme, soit par la non-simultanéité des mesures. Au sud de 2° S, on observe un noyau de flux géostrophique Est où l'intensité maximale est voisine de 20-25 cm/s aux deux saisons; il s'étend entre environ 50 et 250-300 m de profondeur, entre 3°30' S et 5° S; ce flux Est est bordé du côté de l'équateur par un flux Ouest qui amorce peut-être le flux Ouest du Courant Équatorial Intermédiaire; le champ des courants géostrophiques suggère aussi, comme de juste, qu'il existe une ramification du flux Est entre 5° S et 7° S (fig. 4, a et b).

Les mesures directes de courant confirment en tous points le champ des courants géostrophiques et le complètent dans la zone équatoriale (fig. 5, a et b); en janvier, la branche sud du système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels est caractérisée à 4°30' S, par un noyau de vitesse maximum supérieure à 30 cm/s entre 130 et 190 m de profondeur; en juillet, le courant paraît plus rapide (40 cm/s) et le noyau de vitesse maximum est beaucoup moins profond, entre 60 m et 100 m; il faut préciser aussi qu'à cette époque le courant est pratiquement zonal,

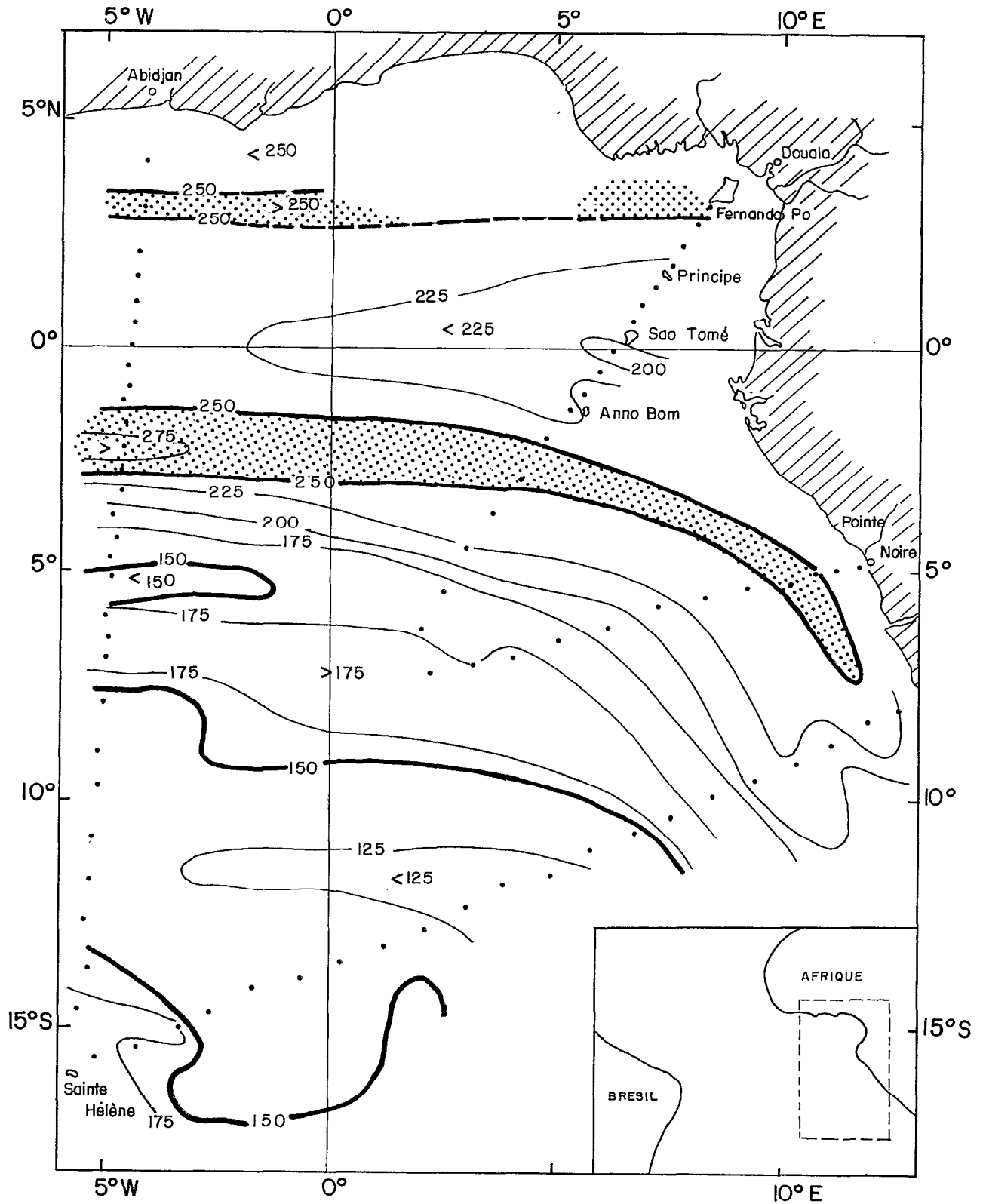


Fig. 7 a. — Topographie de la surface isostère 140 cl/t (en m), en janvier 1975 dans l'Atlantique équatorial oriental ; espacement des isolignes : 25 m ; les régions où la profondeur est supérieure à 250 m ont été ombrées.



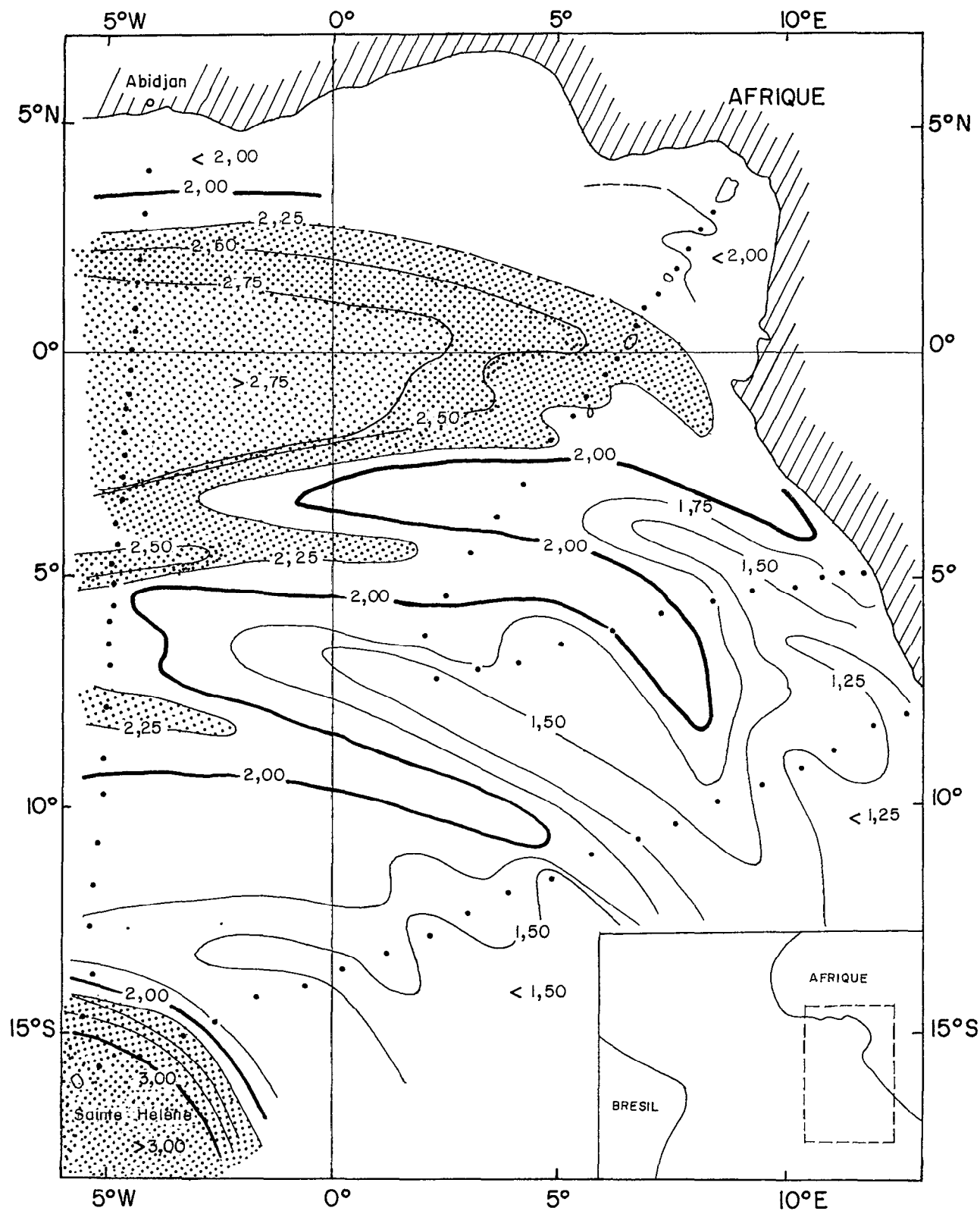


Fig. 7 b. — Distribution horizontale de l'oxygène dissous (en ml/l) sur la surface isanostère 140 cl/t, dans l'Atlantique équatorial oriental, en janvier 1975 ; espacement des isolignes : 0,25 ml/l. Les régions où la teneur est supérieure à 2,25 ml/l ont été ombrées.

alors qu'en janvier, il avait une composante vers le sud assez nette. L'existence d'une autre branche de flux Est vers 7° S est confirmée par les mesures directes.

Les eaux transportées par les contre-courants équatoriaux sont d'une manière générale plus salées que les eaux des courants équatoriaux adjacents, ce caractère étant même particulièrement accusé dans le cas du courant de Lomonosov, branche centrale des contre-courants; c'est aussi, semble-t-il le cas des eaux des contre-courants subsuperficiels nord et sud dans l'Atlantique central (KHANAICEHNKO, 1974); cependant à 5° W, cette caractéristique n'est pas apparente, les isohalines reproduisant simplement les ondulations remarquables des isothermes.

En revanche, l'oxygène est un excellent traceur des contre-courants équatoriaux et, le long de 5° W, on peut noter vers 150 m de profondeur, à 4°30' S, des teneurs supérieures à 2,50 ml/l; en novembre 1971, on a même rencontré à cette latitude, un maximum à teneur supérieure à 3,00 ml/l vers 130 m de profondeur. Grâce à ce traceur, il est possible de suivre le cours de la branche sud du contre-courant tout au long de la zone équatoriale Atlantique, au travers par exemple des données de la campagne « Equant I » du printemps 1963; on note à la profondeur de 200 m, le long de 5° S, une langue d'oxygène où les teneurs sont supérieures à 2,75 ml/l jusque vers 15° W, tandis que le long de l'équateur, le courant de Lomonosov est marqué par des teneurs en oxygène supérieures à 3,25 ml/l (fig. 6).

L'influence de la salinité sur l'anomalie thermostérique étant relativement faible, le tracé des isanostères reproduit celui des isothermes et les pentes des isothermes que nous avons décrites ont leur équivalent dans la distribution des isanostères; la surface isanostérique 140 cl/t traverse la branche sud du contre-courant et l'on peut grâce aux données de la campagne de janvier 1975 qui s'est prolongée vers les côtes d'Angola, suivre l'extension de la branche sud vers les côtes d'Afrique par l'étude de la topographie de cette surface, et de la distribution de l'oxygène dissous (fig. 7a et 7b); ces distributions horizontales montrent de quelle façon le courant s'incurve vers le sud-est, confirmant pleinement le schéma proposé par MOROSHKIN, BUBNOV et BULATOV (1970).

### 3. LA THERMOSTAD ÉQUATORIALE.

La thermostad équatoriale ou « Eau Équatoriale à 13° C » est la couche homogène et épaisse que l'on observe à la partie inférieure du Sous-Courant Équatorial; son épaisseur augmente d'ouest en est,

c'est-à-dire dans le sens de l'écoulement des contre-courants et, par conséquent, c'est dans la partie orientale de l'océan Pacifique et Atlantique que la thermostad équatoriale est la plus développée. Bien que la vitesse de l'eau dans cette couche soit relativement faible (10 à 20 cm/s), le débit est important du fait de l'épaisseur de la veine d'eau transportée (MONTGOMERY et STROUP, 1962; TSUCHIYA, 1968; STROUP, 1969).

Pour expliquer cette structure et interpréter son augmentation d'épaisseur vers l'Est, on a principalement considéré l'influence des mélanges turbulents verticaux, déterminés par le champ de vitesse et la stabilité des couches d'eau; c'est ainsi que JONES (1973) a montré que la dissipation de l'énergie par mélange vertical turbulent au sein du courant de Cromwell était comparable à celle requise pour la formation de la thermostad. Cette interprétation n'est pas entièrement satisfaisante d'autant qu'il y a un certain vice de forme dans la détermination de la valeur du mélange vertical turbulent lorsque l'on utilise pour déterminer la stabilité statique, une structure de thermostad déjà bien établie; d'autre part, dans la partie occidentale de l'océan Atlantique, la thermostad équatoriale a déjà une épaisseur remarquable avant même qu'existe à l'équateur le courant de Lomonosov (COCHRANE, 1975).

En fait, si les mélanges verticaux turbulents liés à la structure verticale du champ de vitesse du courant de Cromwell, étaient les principaux responsables de la formation et de l'augmentation d'épaisseur de la thermostad équatoriale, cette dernière devrait être maximum à l'équateur même; il n'en est rien car il existe en fait deux maxima d'épaisseur, symétriques de part et d'autre de l'équateur, qui dessinent dans un plan horizontal où l'on a représenté la distribution de l'épaisseur des couches isanostères, une structure bifide remarquable; la mise en évidence de cette structure provoqua un certain étonnement car aucune explication ne pouvait alors être trouvée (TSUCHIYA, 1968 : « this bifurcate structure is as yet hard to account for but is believed to be real »); cette structure bifide fut aussi identifiée à 170° E (HISARD et RUAL, 1970). TSUCHIYA (1975) a émis d'ailleurs lui aussi l'hypothèse que l'origine de cette structure bifide des couches isanostères à l'équateur aux niveaux 140 et 120 cl/t, était liée certainement à l'existence des trois branches du contre-courant et aux flux Ouest qui les séparent. On peut expliquer cette structure si l'on considère avec COCHRANE (1975) l'influence des mélanges turbulents latéraux; il semble en effet qu'il existe un certain lien « génétique » entre les contre-courants subsuperficiels nord et sud décrits plus haut, et la thermostad équatoriale, les trois structures étant d'ailleurs composées d'eaux de densités voisines; dans le Golfe de Guinée, par

exemple, où existe seulement la branche sud, la thermostat équatoriale se trouve décalée au sud de l'équateur et ne possède qu'un seul maximum d'épaisseur; on peut aussi noter un certain parallélisme dans l'évolution de ces trois structures d'Ouest en Est : l'extension de la thermostat équatoriale dans le sens nord-sud, augmente vers l'Est (JONES, 1973) tandis que les deux contre-courants s'écartent progressivement de l'équateur (cf. fig. 1); la température moyenne des eaux formant la thermostat équatoriale augmente vers l'Est (COCHRANE, 1975) tandis que l'éventail des isothermes associés aux contre-courants subsuperficiels s'ouvre vers les couches supérieures.

#### 4. CONCLUSION.

Après les études du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa, le long du méridien 170° E, celles de TSUCHIYA se rapportant aux campagnes « Eastropac », celles de KHANAICHENKO essayant de synthétiser le système des contre-courants et celles du Centre de Recherches Océanographiques d'Abidjan, l'existence des deux branches nord et sud du système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels ne saurait être mise en doute; ces deux contre-courants doivent donc être maintenant considérés comme un trait de structure permanent, caractéristique de la circulation équatoriale; le débit de ces deux contre-courants, non négligeable (30 à 40.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/s) doit être pris en considération dans le bilan des échanges d'eaux Ouest-Est de la zone intertropicale. Le mécanisme dynamique responsable de leur existence reste cependant inconnu et les modèles théoriques qui tentent de prévoir, ou plutôt de retrouver, le champ des courants équatoriaux doivent s'étendre à leur zone d'influence, entre les parallèles 5° S et

5° N; il est peu probable en effet que l'explication théorique de ces deux contre-courants soit sans relation directe avec la dynamique équatoriale qui explique l'existence du Sous-Courant Équatorial, branche centrale du système. TSUCHIYA (1975) quant à lui, s'interroge sur la contradiction apparente qui existe entre la symétrie relative du système des contre-courants subsuperficiels par rapport à l'équateur, et l'asymétrie du champ du vent au-dessus de la zone équatoriale.

L'existence d'une crête équatoriale des isothermes 9° à 13° C peut être considérée comme la preuve d'une certaine permanence du flux Ouest du Courant Équatorial Intermédiaire; cependant il semble que parfois ce flux Ouest puisse être remplacé par un maximum secondaire de flux Est, situé lui aussi à la profondeur de la seconde thermocline; tel fut le cas dans l'océan Atlantique, en juillet 1974, pendant la campagne « GATE » (BUBNOV *et al.*, 1975; HISARD *et al.*, 1975; MOROSHKIN et SAMOILENKO, 1975).

La description du système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels permet par ailleurs de faire de nouvelles hypothèses sur la formation et le mécanisme d'entretien de la « thermostat équatoriale » en suggérant une influence peut-être importante des mélanges turbulents latéraux.

L'interprétation des structures hydrologiques équatoriales et de leur évolution nécessite qu'une description plus fine soit entreprise et que cette description ne se limite pas à une bande équatoriale trop étroite mais intéresse au moins la zone 5° S-5° N; le programme de recherches en zone équatoriale qui est actuellement en cours d'élaboration pour la Première Expérience Mondiale du GARP (PEMFGGE) de l'année 1979 permettra peut-être l'acquisition de telles données.

*Manuscrit reçu au S.C.D. de l'O.R.S.T.O.M. le 19 mars 1976.*

## BIBLIOGRAPHIE

- BUBNOV (V. A.), MOROSHKIN (K. V.) et EGORIKIN (V. D.), 1975. — New data on waters dynamics in the Equatorial Atlantic. *Gate Report*, 14 (I) : 327-332.
- COCHRANE (J. D.), 1975. — Portions of a proposal for research on the North Equatorial Countercurrent system of the Atlantic Ocean, West of 25° W. Texas A-M Univ., *Techn. Rep.*, 75-7-T, 112 p.
- 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.*, vol. VIII, n° 1 : 21-45.
- HISARD (Ph.), CITEAU (J.), MORLIÈRE (A.), VERSTRAETE (J.-M.) et VOITURIEZ (B.), 1975. — A preliminary report of the Gate-phase II — cruise of the R. V. « Capricorne ». *Gate Rep.* 14 (I) : 345-349.
- JONES (J. H.), 1973. — Vertical mixing in the Equatorial Undercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, 3 : 286-296.
- KHANAICHENKO (N. K.) et CHRISTOV (N. Z.), 1966. — La branche sud du contre-courant équatorial dans l'océan Atlantique. *Trav. Acad. Sci. URSS*, 166 (3) : 709-712 (en Russe).
- KHANAICHENKO (N. K.), 1969. — Confirmation de l'existence de la branche sud du contre-courant équatorial dans l'océan Atlantique. *Trav. Acad. Sci. URSS*, 187 (6) : 1394-1396 (en Russe).
- KHANAICHENKO (N. K.), 1974. — Le système des contre-courants équatoriaux dans l'océan. *Guidrometeoizdat, Léningrad*. 157 p. (en Russe).
- LEMASSON (L.) et REBERT (J.-P.), 1973. — Circulation dans la partie orientale de l'Atlantique Sud. *Doc. Sci. C.R.O. Abidjan*, IV (1) : 91-124.
- LEMASSON (L.), 1975. — Note sur la circulation dans l'Atlantique tropical le long de 10° W. Le contre-courant équatorial sud. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. océanogr.*, vol. XIII, n° 4 : 339-343.
- MAGNIER (Y.), ROTSCHI (H.), RUAL (P.) et COLIN (Ch.), 1973. — Equatorial circulation in the Western Pacific (170° E). *Prog. in Oceanogr.*, 6 : 29-46; Warren Ed., Pergamon Press.
- MAZEIKA (P. A.), 1968. — Eastern flow within the South Equatorial Current in the Eastern South Atlantic. *J. Geoph. Res.*, 73 (18) : 5819-5828.
- MONTGOMERY (R. B.) et STROUP (E. D.), 1962. — Equatorial waters and currents at 150° W in July-August 1952. *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, 1, 68 p.
- MOROSHKIN (K. V.), BUBNOV (V. A.) et BULATOV (R. P.), 1970. — Circulation des eaux dans l'Atlantique Sud oriental. *Oceanology* 10 (1) : 27-34 (traduction américaine).
- MOROSHKIN (K. V.) et SAMOILENKO (V. S.), 1975. — La 17<sup>e</sup> campagne du N. O. « Akademik Kurchatov » dans le cadre du programme international GATE-74. *Okeanologiya*, XV (5) : 922-927.
- STALCUP (M. C.) et METCALF (W. G.), 1966. — Direct Measurements of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *J. Mar. Res.*, 24 (1) : 44-55.
- STROUP (E. D.), 1969. — The thermostat of the 13°C -water in the Equatorial Pacific ocean. *Ph. D. diss.*, Johns Hopkins Univ., Baltimore, Md., 202 p.
- TSUCHIYA (M.), 1968. — Upper waters of the intertropical Pacific Ocean. *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, 4, 50 p.
- TSUCHIYA (M.), 1972. — A subsurface North Equatorial Countercurrent in the Eastern Pacific Ocean. *J. Geoph. Res.*, 77 (30) : 5981-5986.
- TSUCHIYA (M.), 1975. — Subsurface Countercurrents in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, suppl. Vol. 33 : 135-175.