LA CIRCULATION DES EAUX D'ORIGINE SUBTROPICALE DANS LA PARTIE ORIENTALE DE L'ATLANTIQUE ÉQUATORIAL ÉTUDIÉE EN RELATION AVEC LES MESURES FAITES A BORD DU N. O. JEAN CHARCOT EN MAI 1968

par J. LE FLOCH*

Résumé

Nous présentons ici les résultats d'observations hydrologiques et de quelques mesures de courants faites au large de la Côte d'Ivoire en mai 1968. La grande densité d'observations permet de mettre en évidence la structure hydrologique fine, ses caractères de variabilité ainsi que ceux de la circulation des eaux d'origine subtropicale. Ces résultats sont comparés à des mesures antérieures faites à une échelle spatiale différente, ce qui conduit à évoquer quelques problèmes d'interprétation. Nous montrons que le mouvement général des eaux à salinité maximale au large de la Côte d'Ivoire se fait vers l'W contrairement à l'opinion généralement admise, ceci étant à relier au problème de la « terminaison » du contre-courant subsuperficiel équatorial qui s'écoule d'W en E et aux caractères de variabilité de celui-ci. L'aspect dynamique de la question est également abordé (comparaison mesures directes champ de pression) ainsi que les problèmes d'échelle associés.

Abstract

We present here the results of hydrological observations, and of some direct current measurements done between Ivory Coast and the equalor during may 1968. The density of observations allows to describe the small scale structure and the variability (spatial and time dependent) of the circulation, a special attention being given to the waters of subtropical origin (S max.). These results are compared with older observations, and after reviewing some problems of interpretation we show that the general motion of the intermediate waters of subtropical origin, offshore of Ivory Coast is flowing weslward contrarily to the generally accepted opinion. This point must be connected with the question of « the end » of the equatorial undercurrent flowing eastward and its variability. Some conclusions concerning the dynamic interpretation (comparison of direct current measures and relative field of pressure) are also given.

C'est à la suite d'une proposition de collaboration entre le Centre Océanographique d'Abidjan et le Laboratoire d'Océanographie physique de la Faculté des Sciences de Rennes, proposition faite par G. R. Berrit alors directeur du C.R.O. d'Abidjan, que l'équipe que je dirige et moi-même avons pu disposer grâce au Centre National pour l'Exploitation des Océans du navire océanographique JEAN CHARCOT pendant la première quinzaine de mai 1968. Durant cette période nous avons, avec mes collaborateurs de Rennes, fait des observations d'hydrologie et de courantométrie au large de la Côte d'Ivoire. Ces mesures faites depuis le navire océanographique JEAN

^{*} Laboratoire d'Océanographie physique, Université de Rennes. — (Ce laboratoire que dirige J. LE FLOCH a été transféré récemment à Brest).



Fig. 1. — Stations J. Charcot 1 à 75.

CHARCOT étaient complétées par quelques mesures au point fixe (J.-P. RÉBERT du C.R.O. et J.-L. MAUVAIS de Rennes) à bord du navire océanographique REINE POKOU du C.R.O. d'Abidjan. Ces dernières observations, de même que les mesures différentielles de courant que nous avons faites depuis le N. O. JEAN CHARCOT, ne seront mentionnées que brièvement dans le présent mémoire où nous nous attachons surtout aux résultats des stations hydrologiques que nous avons faites. Nous nous réfèrerons par contre à des mesures plus anciennes faites à une échelle spatiale différente. Reste à faire, dans cet esprit, la confrontation entre nos résultats et



Fig. 2. — Stations J. Charcot 75 à 129.

ceux obtenus dans l'ensemble du golfe de Guinée par l'équipe O.R.S.T.O.M., de fin mai à mi-juillet 1968 (résultats présentés dans les Cahiers océanographiques O.R.S.T.O.M., 1970).

Nous nous proposons ici d'examiner quelques-uns des résultats que nous avons obtenus et les problèmes d'interprétation qu'ils posent, principalement au niveau de la couche de salinité maximale d'origine subtropicale.

Bien que la zone couverte par nos mesures soit de faible étendue, mais à très forte densité de points d'observations, nous avons été conduit pour certains problèmes d'interprétation à reprendre l'examen de mesures antérieures faites dans l'ensemble du Golfe de Guinée. Pour ce faire, nous avons utilisé une partie des résultats obtenus au cours des programmes Équalant.

Certaines des réflexions ainsi dégagées ne nous paraissant pas conduire à des redites, mais à préciser certains aspects de la circulation des couches intermédiaires d'origine subtropicale dans la partie Orientale de l'Atlantique Équatoriale, nous les présentons également dans cette étude.

1. LES MESURES DE MAI 1968

La zone prospectée à bord du N.O. Jean CHARCOT pendant la première quinzaine de mai 1968 se situe dans le secteur adjacent à la côte d'Ivoire et ne couvre qu'une faible étendue. Par contre, la densité des stations d'observations est élevée (stations distantes de 4 milles pour certains profils), ce qui permet de mettre en évidence certains aspects de la structure hydrologique fine. En outre, la région étudiée a été parcourue à 3 reprises ce qui donne un aperçu de la variabilité dans ce secteur.

Les cartes 1, 2, 3, montrent la position des 163 stations hydrologiques. Celles-ci se répartissent dans le temps comme suit :

a) coupe hydrologique méridienne près du 4° W entre 5° N et 1° 40 N (stations 1 à 12) : du 2 au 4 mai (figure 1);

b) trois coupes méridiennes décalées d'environ 25 milles en longitude (stations 12 à 75) : du 4 mai 7 h 40 au 9 mai 4 h 00 (figure 1) ;

c) quatre coupes (stations 81-129, figure 2) faites entre le 9 mai 15 h 30 et le 13 mai 8 h 45 répètent les observations précédentes, sur le même secteur;

d) celui-ci a ensuite été parcouru une troisième fois (stations 130-163, figure 3) entre le 13 mai 19 h 00 et le 15 mai 23 h 30.

Sauf pour la première série de mesures (1 à 12) pour laquelle les observations sont faites aux profondeurs standard jusqu'à 600 m, des prélèvements complémentaires ont été effectués tous les 10 m entre 50 et 100 m ceci en vue d'étudier avec plus de précision la couche d'origine subtropicale (salinité maximale).

Le matériel utilisé comportait des bouteilles à renversement NIO descendues en une seule palanquée et des thermomètres à renversements Richter. Les analyses étaient faites immédiatement à l'aide d'un salinomètre à induction. Presque tous les résultats ont été obtenus avec un angle de câble nul par rapport à la verticale : les corrections d'immersion dans les autres cas, corrections d'ailleurs faibles ont été calculées d'après les indications des thermomètres non protégés.

En outre, des mesures différentielles de courants à diverses immersions, la référence adoptée étant 300 m, ont été faites à certaines stations, plus particulièrement sur les 3 coupes 12-75 (figure 1 ; stations 18, 26, 34, 36, 37, 45, 53, 54, 62, 70). Cependant ces résultats étant présentés par ailleurs : (J. LE FLOCH : 1970 ; mesures différentielles de courants au large de la Côte d'Ivoire, cahiers océanographiques. S. C. H.) il n'y sera fait allusion ici que dans la mesure où des renseignements complémentaires sont apportés à la publication que nous venons de citer. Cette remarque s'applique également aux mesures faites au point fixe à bord du N.O. REINE POKOU par J.-P. REBERT du Centre de Recherches Océanographiques d'Abidjan, et J.-L. MAUVAIS du Laboratoire de Rennes pendant la même période.

La mission du Laboratoire de Rennes étant terminée le 15 mai 1968, les observations océanographiques, depuis le N.O. Jean CHARCOT ont ensuite été poursuivies jusqu'au 15 juillet sous la direction de M. DELAIS (O.R.S.T.O.M.) et de L. LEMASSON (C.R.O. Abidjan) observations



Fig. 3. — Stations J. Charcot 130 à 163.

étendues cette fois à l'ensemble du golfe de Guinée, avec évidemment un espacement des stations assez large. Au cours de cette mission, nous avons pu faire quelques observations à immersion constante (sonde *in situ* T.S.D.). Ces observations ont déjà fait l'objet de deux notes de A. ÉTIENNE et de J. LE FLOCH (cahiers océanographiques 1970). Certains des résultats obtenus seront utilisés dans le présent rapport.

6



Fig. 4. — Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 13-34.

2. HYDROLOGIE: APERÇU DES RÉSULTATS

L'essentiel des résultats de nos mesures est résumé par les coupes présentées sur les figures 4 à 14. Il convient de noter en vue d'éventuelles comparaisons que les coupes présentées figure 4 (stations 13-34) et figure 8 (stations 81-97) se correspondent (longitude moyenne 3° 58-3° 59 W). De même les coupes 5 (37-53), 9 (98-109) et 12 (133-145) sont faites à peu près suivant le même méridien (3° 30 W- 3° 35 W). Les coupes 6 (54-75), 10 (111-121) et 13 (146-157) se situent sur 3° 10 W.

La définition des caractéristiques Température-Salinité des masses d'eaux des couches supérieures de cette région de l'Atlantique équatorial a été examinée par différents chercheurs de l'O.R.S.T.O.M., en particulier du Centre de Recherches Océanographiques d'Abidjan./Nous ne reviendrons pas sur ce point, mais peut-être est-il utile d'insister sur un aspect de la relation T-S qui conduit à poser quelques problèmes d'interprétation à l'échelle locale, examinée



Fig. 5. — Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 37-53.



Fig. 6. — Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 54-75.



Fig. 7. -- Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 75-82.



Fig. 8. - Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 81-97.

84



Fig. 9. — Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 98-109.



Fig. 10. — Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 111-121.

6-1

83



.

Fig. 11. — Dsitribution verticale des salinités. Coupe méridienne 122-19.



Fig. 12. — Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 133-145.

J. LE

FLOCH

actuellement, et à l'échelle de l'ensemble du golfe de Guinée. Sur la figure 15, nous avons porté sur un diagramme T-S la relation entre Salinité maximale SM et la Température TSM qui lui correspond. Ceci pour le premier passage (stations 2 à 75).

On remarque que les variations de SM se situent dans une bande relativement étroite $(35.63 \ a 35.73 \ o/_{00})$ alors que les températures TSM correspondantes varient entre 16° 3 et 20° 8. Cela ne signifie pas que la couche d'origine subtropicale ait un caractère assez uniforme en salinité ; car il faut également tenir compte de son épaisseur et les coupes présentées mettent en évidence, si l'on prend le tracé de l'isohaline $35.65 \ o/_{00}$ comme indicateur, des variations très importantes et ceci sur des distances aussi faibles que quelques milles. La relation qui apparaît sur la figure 15 montre que pour les mêmes valeurs de SM on peut observer des températures TSM très différentes, c'est-à-dire que le « passé » des masses d'eaux considérées présente donc, au point de vue mélange vertical ou latéral, un caractère très différent aussi. Ainsi sur la coupe 13-34, les valeurs de TSM présentent deux maximums vers 4° 00 N et 3° 00 N, voisins de 20 °C et deux minimums de 17 °C vers 3° 20 N et 2° 45 N. Le caractère complexe de la couche de salinité maximale, mis en évidence sur les coupes par le tracé de l'isohaline 35.65 $o/_{00}$, est donc renforcé par cette constatation de la juxtaposition sur de faibles distances d'eaux subtropicales ayant subi des conditions de mélange fort différentes.

Nous verrons à l'examen de mesures directes de courants, la grande variabilité de la circulation au niveau considéré, de sorte que les remarques qui précèdent s'appliquent difficilement à une étude de détail à l'échelle spatiale adoptée pour nos mesures.

Mais elles pourraient conduire à quelques indications sur la circulation générale à une autre échelle, l'ensemble du golfe de Guinée par exemple (problème du mouvement général des eaux d'origine subtropicale sur lequel nous reviendrons).

Les figures 4 à 14 présentent la distribution des salinités sous forme de coupes. L'ensemble de ces résultats peut cependant être subdivisé en 3 groupes de stations (cartes 1 à 3), chacun de ces groupes correspondant à des mesures faites en un temps relativement court. L'on peut alors tenter de donner une représentation de la distribution des données par des cartes (distribution des salinités maximales par exemple). Les résultats obtenus, du fait de leur complexité ne sont guère convaincants ce qui conduit à penser que les variations dans le temps des propriétés observées localement sont suffisamment rapides pour que ne puissent être considérées comme cohérentes entre elles que les mesures faites sur un intervalle de temps assez réduit (durée d'exécution d'une seule coupe par exemple, mais non de deux ou trois). L'on peut s'en faire une idée en comparant par exemple la coupe 13-34 (figure 4) et la coupe 81-97 (figure 8). La première date du 4 et 5 mai ; la seconde du 9 et 10 et début du 11 mai. L'on peut aussi se référer pour avoir une idée des variations plus rapides aux mesures faites au point fixe qui mettent en évidence des variations à courte période liées à la présence d'ondes internes, ou des variations associées à celles de la circulation marine.

Parmi les premières, des oscillations correspondant à la période de Vaisälä calculée pour la couche de gradient de densité maximum sont observées de façon assez générale. Cette période déterminée par $\sqrt{-9}$

$$T = 2 \pi \sqrt{g \frac{\rho}{\delta \rho}}$$

est donc minimale à ce niveau et est alors de l'ordre de 3 à 4 minutes. Nous avons donné par ailleurs (Cahiers Océanographiques, juillet, août 1970) quelques exemples d'enregistrements de la température en fonction du temps à immersion constante au voisinage de la thermocline (figures 13, 14, 15 de l'article cité). On constate de façon très générale la présence d'ondes internes correspondant à la période de Vaisälä calculée au niveau de la couche de gradient thermique maximum. Des oscillations à plus longue période (3/4 d'heure environ) ont également été décelées. Mais il n'a pas été possible de faire des mesures au point fixe sur une durée suffisante pour rechercher la présence éventuelle d'ondes à période encore plus longue. Ce sont très probablement ces dernières qui expliquent l'aspect de la coupe σ t présentée figure 17 et non pas la structure horizontale de la circulation. Revenons à celle-ci et à ses variations.



Fig. 13. - Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 146-157.



Fig. 14. - Distribution verticale des salinités. Coupe méridienne 158-163.

LE FLOCH

<u>ч</u>

3. RELATION ENTRE STRUCTURE HYDROLOGIQUE ET CIRCULATION LOCALE

Les résultats des mesures directes de courants ayant été présentés par ailleurs (Cahiers Océanographiques) nous ne donnerons qu'un exemple relatif à la variabilité de la circulation.

Nous passerons ensuite à la circulation moyenne ce qui conduira à tenter un examen de quelques problèmes touchant à la circulation générale dans le Golfe de Guinée.

La figure 18 représente les variations en fonction du temps de la distribution des salinités, pendant un peu plus de 24 heures (3-4 mai 1968). Au point A des coordonnées 4° 49 N et 3° 56 W, donc sur la ligne des stations 13-34 celles-ci datant des 4 et 5 mai. Les mesures faites en A sont dues à J.-P. REBERT du C.R.O. d'Abidjan et à J.-L. MAUVAIS du Laboratoire de Rennes, travaillant depuis le N.O. REINE POKOU. Le point A étant situé relativement près de la côte (figure 1), c'est à la composante zonale (est-ouest) du courant qu'il convient de comparer les résultats présentés figure 18. La figure 19 montre les variations au même point A de la composante de vitesse u pendant 24 heures. On remarquera l'importance des variations de u (t) au niveau d'origine subtropicale (de 20 cm/s vers l'ouest à 25 cm/s vers l'est) et l'analogie entre la courbe de renverse, zéro, de u (t) et les variations de salinité mises en évidence par le tracé de l'isohaline $35.70 \, o/_{oo}$.



Fig. 15. — Relation T-S au niveau du maximum de salinité.

On peut comparer ce résultat à la coupe méridienne faite le long de 3º 58 W les 4 et 5 mai. La figure 20 représente la distribution des composantes u de la vitesse le long de cette coupe. L'on notera ici le contraste entre les couches superficielles où le courant est à composante Est et la couche de salinité maximale où le courant est à composante Ouest (voir également la coupe hydrologique 4 qui correspond à la figure 20). Il faut remarquer cependant que d'après les mesures faites au point fixe A le courant de la couche subtropicale peut être alternativement à composante Est ou Ouest sans que la durée de nos mesures soit suffisante pour permettre de savoir quelle est la dominante. Cette variabilité laisse donc penser que le schéma de la coupe 20 donne une vision quelque peu déformée de la distribution instantanée des vitesses, d'autant plus que

le nombre de points de mesures est assez réduit. Ceci conduit d'autre part à une représentation « lissée » de la circulation ce qui n'était pas le cas pour la représentation de la situation hydrologique correspondante (figure 4) pour laquelle le nombre de points de mesures est grand.

Malgré leurs insuffisances, les résultats présentés en 19 et 20 montrent très nettement le caractère très particulier de la circulation de la couche de salinité maximale.



Fig. 16. -- Distribution verticale des densités. Coupe méridienne 13-14.



Fig. 17. - Distribution verticale des densités. Coupe méridienne 37-53.











Fig. 20. — Distribution mesurée de la composante zonale de la vitesse sur une coupe méridienne (3º 58 W).

Quant au caractère de contre-courant du mouvement au niveau de cette dernière couche qui apparaîtrait au seul examen de la distribution 20, il faut noter que la composante v (Nord-Sud), de la vitesse est loin d'être négligeable et peut même être importante. En fait, alors que la circulation superficielle semble conserver à peu près un caractère zonal, la circulation vers 50 ou 70 m est très décalée par rapport à celle-ci. On peut s'en faire une idée à l'examen de la carte 21 donnant une tentative de reconstitution du champ de courant à 50 m d'après les mesures faites entre le 4 et le 9 mai. Naturellement ce schéma ne peut correspondre qu'à une représentation assez déformée de la situation réelle, mais donne un aperçu de la variabilité de la circulation dans le sens horizontal et montre également qu'à l'échelle adoptée il est peu probable qu'une interprétation dynamique puisse être tentée en négligeant les termes rectangles de l'accélération spatiale dans les équations de la dynamique. Reste posé le problème de la direction du mouvement résultant moyen au niveau d'origine subtropicale.

Pour examiner ce point, nous serons donc conduit à nous placer à une autre échelle (ensemble du golfe de Guinée, ou Atlantique Est équatorial). Mais rappelons d'abord quelques autres résultats qui apportent un complément d'information sur les problèmes de circulation dans la région étudiée.

4. RELATION AVEC DES MESURES ANTÉRIEURES

A la suite d'observations d'angles de câble inusuels au cours de mesures océanographiques faites à bord du R. V. GERONIMO en octobre 1963, R. GÉRARD, R. SEXTON et P. MAZEIKA (1965) ont procédé en septembre 1964 à des mesures directes à l'aide de drogues parachutes. Sur le 4^e méridien ouest et au nord de 3^o nord le décalage en direction du courant superficiel



Fig. 21. — Schéma de circulation à 50 m déduit des mesures directes.

et du courant profond apparaît semblable à ce que nous avons observé. Plus à l'ouest sur le 8^e méridien, un contre-courant côtier (4^o Nord devant le cap des Palmes) est observé à 60 m de profondeur. Il s'agit ici de mesures isolées ne permettant pas d'apprécier la variabilité de ces contre-courants.

L. LEMASSON et J.-P. REBERT (1968) ont mis en évidence sur le plateau continental entre les méridiens 0 et 8°W l'existence d'un contre-courant portant Ouest atteignant sa vitesse maximale légèrement au-dessus du maximum de salinité. Sa limite supérieure se situerait au niveau de l'isohaline 35.00 º/oo ce qui correspond de très près à ce que nous avons obtenu plus au large (jusqu'à 3º Nord) sur le 4^e méridien (figures 4 et 20). Une différence à noter toutefois : bien que L. LEMASSON et J.-P. REBERT SE soient plus attachés à l'étude de la répartition spatiale de ce contrecourant qu'à ses variations locales dans le temps, ils trouvent qu'il porte généralement à l'ouest. C'està-dire que sur le plateau continental son caractère serait peut-être quasi-permanent, du moins en direction. Nous avons vu que plus au large ce n'était pas le cas (figure 19). De même sur le 4^e méridien ouest (figure 20), si le courant est à

composante ouest au niveau de la couche de salinité maximale d'après les mesures faites le 4 et le 5 mai, il n'en est plus de même ensuite. Par exemple, à 70 mètres :

le courant porte N N E (16 cm/s) à la station 81 le 9 mai (2° 55 N, 3° 59 W);

il porte S S E (23 cm/s) à la station 90 le 10 mai (3° 31 N, 3° 59 W).

De même, et toujours au même niveau et sur le même méridien, le courant est à composante Est (faible) à 3° 29 N du 9 au 11 mai, et à 4° 29 Nord le 13 et 14 mai.

Les indications qui précèdent, si elles apportent quelques renseignements sur la structure verticale de la circulation et ses variations, laissent non résolu le problème de la circulation envisagé à une échelle temporelle différente. C'est ce que nous allons essayer d'examiner maintenant, ce qui conduira également à utiliser des mesures faites à une échelle spatiale différente de celle employée pour l'exposé qui précède.





5. RELATION AVEC LA CIRCULATION GÉNÉRALE

Nous passons donc à l'étude du mouvement moyen des eaux d'origine subtropicale au large de la Côte d'Ivoire. Laissons provisoirement de côté la bande équatoriale (courant de Lomonossov portant Est). Plus au Nord, il est généralement admis que les eaux d'origine subtropicale se déplacent d'Ouest en Est, l'origine de ces eaux se situant dans l'Atlantique Tropical Nord (voir par exemple les schémas proposés par SVERDRUP 1942 ou NEUMANN et PIERSON 1966 déduits de la méthode d'interprétation proposée par DEFANT). Ce n'est pas sûr. Nous pensons plutôt que ce mouvement général se fait d'Est en Ouest, et serait à relier à la terminaison du courant de Lomonossov à l'extrême Est du Golfe de Guinée. Ces eaux auraient donc pour origine lointaine l'Atlantique tropical sud, si l'on admet que c'est bien celui-ci qui alimente le courant de Lomonossov. Un apport plus direct par le secteur Est Atlantique semble d'autre part exister dans certains cas. Enfin une incursion possible d'eaux d'origine tropicale Nord n'est pas exclue, celles-ci étant cependant déviées puis rejetées vers l'ouest dans le secteur qui nous intéresse, leur rôle étant d'ailleurs ici assez atténué.

Rappelons d'abord le schéma de circulation dans l'Atlantique équatorial proposé par DEFANT (1936) et quelques difficultés d'interprétation qu'il soulève.

Ce schéma est bien connu : DEFANT déduit le système de circulation des couches troposphériques des régions équatoriales entre 25° N et 25° S de la topographie de la couche de discontinuité ce qui revient à adopter la schématisation (et les hypothèses) de MARGULES ; les résultats ainsi obtenus rendent compte correctement de la circulation superficielle (à l'échelle Atlantique). Les eaux salées superficielles subtropicales apportent par l'effet des convergences subtropicatés des eaux à forte salinité sous les eaux peu salées des régions intertropicales. Ces eaux à maximum de salinité sont observées au voisinage de la thermocline principale, et DEFANT admet qu'à ce niveau « la turbulence est tellement réduite qu'il y a écoulement sans mélange avec les eaux sus-jacentes et sous-jacentes. S'il n'y a pas mélange latéral, le courant doit alors suivre approximativement les isohalines » (d'après SVERDRUP, 1942). En fait, la carte de circulation proposée par DEFANT ne suit pas strictement cette règle, et DEFANT lui-même propose dans son traité d'océanographie physique (1961) une interprétation plus nuancée : « on peut supposer que le transport d'eau de salinité maximale, au-dessus et au-dessous de la thermocline est accompagné d'un mélange important avec les eaux sus-jacentes et sous-jacentes, mais que dans la thermocline elle-même la stabilité supprime la turbulence... le mélange latéral restant toutefois agissant ».

L'on peut essayer « pour voir » de reprendre l'hypothèse du déplacement avec mélange très atténué à partir de données plus récentes que celles dont disposait DEFANT. Celles-ci présentaient en effet l'inconvénient d'un espacement dans le temps trop important de sorte que la distribution des courants ainsi obtenue n'avait pu faire alors apparaître des mouvements généraux aussi importants que le courant de Lomonossov par exemple.

Sur les figures 22 et 23 nous avons représenté la distribution des salinités maximales à partir des données des séries Équalant II (juillet, août, septembre 1963 figure 22) et Équalant III (février, mars, 1964 figure 23).

L'interprétation de ces résultats dans l'hypothèse d'un mélange nul aussi bien verticalement (effet de stabilité) qu'horizontalement (beaucoup plus discutable) est immédiate puisque les lignes de courants suivent alors les isohalines. Dans la région équatoriale, le courant de Lomonossov est bien mis en évidence au prix toutefois de quelque oubli des hypothèses de départ : il faut bien admettre en effet qu'il y a mélange et que le courant coupe les isolignes.

Ces résultats conduisent en outre aux remarques suivantes :



Fig. 23. -- Distribution des salinités maximales.

Sur la figure 22, à l'équateur même et au voisinage immédiat de celui-ci, le tracé de l'isohaline $36.00 \, ^{\circ}/_{00}$ considéré comme l'une des indicatrices du courant de Lomonossov, traduit bien l'existence de celui-ci avec l'hypothèse (douteuse) adoptée (avec effet de convergence, d'où divergence dans les couches supérieures). Mais cette isohaline (sur l'Équateur) s'arrête à 20° W.

Or, l'on remarque à l'est du méridien d'origine une nappe d'eau de salinité supérieure à $36.00 \, {}^{\circ}_{00}$. La présence de celle-ci s'interpréterait par un apport direct depuis le secteur Est de l'Atlantique Équatorial-Sud. Toutefois il faut noter la présence dans cette nappe salée de maximums isolés (non représentés sur la carte) de part et d'autre de l'équateur. De même, le tracé adopté de l'isohaline $36.00 \, {}^{\circ}_{00}$ peut-être discuté : l'espacement des stations laisse une part d'interprétation personnelle et l'on aurait pu choisir pour ce dessin une courbe fermée laissant une solution de continuité entre la région Est-Équatoriale et le secteur adjacent côté Sud. Ces divergences d'interprétation restent mineures : il est évident que le régime n'est pas permanent et que les « cellules » à maximum isolé s'expliquent vraisemblablement par un apport antérieur venant du Sud-Est plutôt que par le courant de Lomonossov, l'isohaline $36.00 \, {}^{\circ}_{00}$ à l'équateur s'arrêtant très loin à l'Ouest, vers 20° W dans le cas considéré). Nous reviendrons de façon plus précise sur ce point.

La carte 23 correspond à une distribution des salinités très différente. Le courant de Lomonossov atteint le fond du golfe de Guinée et en fin de parcours se dirigerait vers le Sud-Est donc vers l'Atlantique-Sud. Nous verrons qu'une autre branche de ce courant, s'oriente vers le Nord puis le Nord-Ouest (ceci d'après une étude plus détaillée des mêmes mesures Équalant III).



Fig. 24. — Topographie de la couche de salinité maximale.

Dans ces conditions et nous essaierons de le montrer, par un examen détaillé, le transport général des eaux d'origine subtropicale dans le nord du golfe de Guinée se ferait d'Est en Ouest, ce transport ayant pour origine la « terminaison » du courant de Lomonossov lorsque celui-ci est à son maximum (mars-avril) et le secteur Sud-Est de l'Atlantique équatorial lorsque le « souscourant » équatorial est peu développé.

Revenons au schéma de circulation que l'on peut déduire de la distribution des salinités maximales, avec l'hypothèse du mélange très atténué. Une première objection du choix de cette hypothèse résulte des propriétés déjà signalées de la relation SM-TSM : dans la zone réduite que nous avons parcourue à salinités SM égales, les températures TSM correspondantes peuvent présenter d'assez fortes variations.

Ceci est évidemment amplifié à l'échelle de l'Atlantique Équatorial. Cependant, le schéma général de circulation déduit de cette manière paraît assez acceptable dans ses grandes lignes, mais quelques points de détail sont invraisemblables, dans le secteur est du Golfe de Guinée par exemple. Ceci vient de ce que cette méthode néglige l'effet dynamique de la topographie de la couche étudiée. La carte (24) représente la distribution des profondeurs correspondant à la salinité maximale d'après les mesures Équalant II. La contradiction signalée ci-dessus s'interprète alors immédiatement par une application qualitative des lois de la dynamique.

Ceci peut-être précisé (d'une façon qui reste cependant assez grossière par suite de la proximité de l'équateur) en traçant des cartes de la topographie dynamique pour différentes surfaces isobariques entre 20 et 80 décibars et en examinant ensuite dans des secteurs peu étendus la circulation que l'on en déduit à la profondeur moyenne correspondant à la couche de salinité maximum dans chacun de ces secteurs.









Ces figures (25) et (26) représentent les topographies relatives 30-600 décibars et 50-600 décibars. Compte tenu des résultats présentés sur la carte (24), on constate pour le Golfe de Guinée un bon accord avec les indications que nous avons données sur la circulation générale dans cette région.

Dans la partie occidentale de l'Atlantique Équatorial, l'hypothèse d'une circulation suivant pratiquement le tracé des isohalines conduit à donner une importance excessive, nous semble-t-il, aux apports d'eaux subtropicales d'origine Nord Atlantique, alors que celles-ci nous semblent ne jouer qu'un rôle secondaire, l'origine principale des eaux de salinité maximale étant l'Atlantique



Fig. 27. — Distribution des températures correspondant à la salinité.

Sud. Ce point de vue, déjà présenté par NEUMANN (1968), n'est pas partagé par КНАNAYCHENKO, Klystov et Zhidkov (1965).

Une méthode d'investigation complémentaire, déduite de nos remarques sur la relation SM-TSM, consiste à utiliser la représentation de la distribution de ces valeurs TSM de la température correspondant au maximum de salinité.

En effet, si l'on suit les hypothèses de DEFANT le tracé des isolignes TSM doit conduire à une représentation des lignes de courants analogue à celle déduite de la distribution des valeurs de SM. La figure 27 montre le résultat obtenu pour la moitié orientale de l'Atlantique Équatorial. A partir de ces données, on peut reconstituer un schéma de circulation très voisin de celui déduit de la distribution des isohalines si l'on accepte de négliger quelques points de détail mineurs à l'échelle adoptée. Mais les difficultés d'interprétation signalées pour le secteur Est-équatorial subsistent. D'autre part, dans le secteur occidental le tracé de circulation déduit (avec l'hypothèse adoptée) de la distribution des températures correspondant à la salinité maximale (fig. 28) conduit cette fois à un résultat incompatible avec le schéma déduit de la distribution de SM. Il faut alors bien admettre que dans ce secteur et quelque soit le courant réel, celui-ci traverse les isolignes de TSM et de SM, ce qui avait déjà été mis en évidence à l'équateur même.

Il faut donc prendre les phénomènes de diffusion turbulents en considération. Toutefois si le tracé établi avec l'hypothèse de mélange faible est pris comme approximation grossière, il semble préférable d'adopter le schéma obtenu d'après la distribution de TSM, les effets thermiques sur la densité étant prépondérants devant ceux des variations de salinité, dans la gamme de variations observée dans cette région. Mais cette méthode peut conduire à des interprétations erronées, comme nous l'avons vu à l'examen de l'effet dynamique de la topographie de la couche de salinité maximale (secteur oriental du golfe de Guinée par exemple).

J. LE FLOCH

Les remarques qui précèdent sur la différence entre schémas déduits de la distribution des SM et de TSM rejoignent dans une certaine mesure les conclusions de D. Y. VAPNYAR (1967) déduites de mesures faites sur les 40° et 45° méridiens ouest. Dans le cas de l'approximation géostrophique et avec une surface de mouvement nul à la profondeur h, la composante u par exemple de la vitesse a pour grandeur en un point de profondeur z :

$$u = -\frac{1}{2 \omega \sin \varphi} \quad \frac{g}{\rho} \int_{z}^{z} \frac{\delta \rho}{\delta y} dz$$

soit avec l'équation d'état très simplifiée :

$$\rho = a S + bT,$$
$$u = -\frac{g}{2 \omega \rho \sin \phi} \left[a \int_{z}^{h} \frac{\delta s}{\delta y} dz + b \int_{z}^{h} \frac{\delta T}{\delta y} dz \right]$$

L

Ce qui permet de préciser quantativement (mais à Z constant cette fois) les remarques faites précédemment sur la distribution relative du courant et des isothermes et des isohalines.

Mais peut-être est-il plus simple, comme nous l'avons fait, de faire une comparaison directe dynamique-hydrologie.



Fig. 28. — Distribution des températures correspondant à la salinité maximale (secteur occidental).

Les contradictions auxquelles conduit l'hypothèse du mélange très atténué, plus particulièrement évidentes dans les secteurs Est et Ouest et à l'équateur même, amènent à tenter une interprétation tenant compte de l'effet du mélange.

D'autre part, une étude limitée à la seule distribution des salinités maximales faite sans tenir compte des variations spatiales de la profondeur de cette couche est insuffisante.

Ces critiques avaient été émises par MONTGOMERY lorsqu'il présenta en 1938 une interprétation de la circulation dans le secteur Sud de l'Atlantique Nord déduite de la distribution des salinités sur les surfaces $\sigma_t =$ cte. Si l'on prend sur celles-ci les axes des langues d'eaux salées ou peu salées, on obtient évidemment un schéma de circulation décalé par rapport à celui de

DEFANT sauf à l'équateur même. Mais si l'on examine la topographie de ces surfaces σ_t et si l'on admet que les lignes de courant sont représentées par les lignes de niveau de chacune de ces surfaces, il apparaît quelques contradictions avec l'interprétation déduite de la distribution en « langues ». Peut-être est-ce celle-ci qui est à retenir, les différences signalées ci-dessus étant alors dues à la présence de mouvements à composante verticale.



Fig. 29. — Distribution des salinités sur la surface : $\sigma_{t} = 24,75$.

On peut essayer d'appliquer cette méthode qui présente l'intérêt de faire intervenir les effets de mélange latéral à quelques-uns des résultats examinés précedemment.

Dans le cas des mesures Équalant III, les figures 29 à 32 représentent la distri-bution des salinités sur les surfaces

$$\sigma_t = 24,75, \ \sigma_t = 25,00, \ \sigma_t = 25,50, \ \sigma_t = 25,75$$

L'examen de la carte (29) relative à $\sigma_t=24,75$ conduit aux remarques suivantes :

Le maximum équatorial peut être représenté par le tracé des isohalines 36.00 et 36.10 °/₀₀. Ce tracé fait apparaître une structure en vagues dans le sens zonal. Un maximum isolé de salinité (36.20 à 36.25 °/₀₀) au voisinage du méridien 0° permet de penser que le système de circulation n'est pas permanent, ce maximum étant à relier aux fluctuations en débit et en salinité du courant de Lomonossov dans le secteur Ouest-Atlantique (une comparaison avec les données

On note que le maximum équatorial a tendance en fin de parcours à dévier vers le Sud-Est. Le courant dans le secteur Oriental, au-delà de 6° Est, porterait donc vers le Sud-Est. Cette façon de voir déjà présentée par NEUMANN et RINKEL a été confirmée par les mesures directes faites par ces auteurs dans le même secteur en complément de l'étude hydrologique.

Équalant II montre que ces variations sont importantes).

Il semble donc raisonnable d'appliquer la même méthode d'interprétation aux autres distributions observées. On remarque alors vers 7° Est une déviation vers le Nord-Ouest mise en évidence par le tracé des isohalines 35.90 et $35.80 \circ/_{00}$. De même, entre 1° E et 2° E le tracé des

7—1

J. LE FLOCH

isohalines 35.90 et 35.80 °/_{oo} conduit à admettre que le contre-courant profond est à l'origine d'un mouvement vers le Nord se divisant en 2 branches, l'une allant vers le NE et l'autre vers le NW.

Le mouvement des eaux d'origine subtropicale sur le méridien origine et au voisinage de 3° Nord se ferait donc en direction de l'Ouest. Il semble bien aussi qu'il en soit de même plus au Nord dans une zone littorale. Le courant de Lomonossov en fin de parcours, donnerait donc, non seulement une branche descendant vers le SE, comme l'ont observé NEUMANN et RINKEL, mais aussi un courant montant dans le golfe de Guinée pour se diriger vers l'Ouest, ce dernier courant étant peut-être moins important en débit que le premier, si toutefois l'on peut considérer les valeurs de la salinité associées comme un indicateur.

Les observations faites au niveau des couches $\sigma_t = 25.00$, 25.50 et 25.75 conduisent à des conclusions semblables. Au niveau $\sigma_t = 25.00$, le maximum de salinité équatorial est voisin en grandeur (36.20 à 36.25 °/₀₀) de celui observé dans le même secteur sur $\sigma_t = 24.75$. Il diminue au-dessous (moins de 36.10 °/₀₀ sur $\sigma_t = 25.50$ et 36.00 à 36.05 °/₀₀ sur 24.75). Mais c'est sur la surface $\sigma_t = 25.50$ que les 2 axes de courant à composante Nord apparaissent le plus nettement. Il en est de même pour le maximum littoral observé dans le nord du Golfe.

La présence de zones isolées à minimum de salinité (à σ_t constant) conduit à poser le problème de l'effet de la diffusion turbulente verticale. Dans le cas où le mélange latéral est prépondérant, le mouvement se fait sur les axes salés ou peu salés de chaque surface σ^t (le problème de la liaison avec la topographie de ces surfaces restant posé), et il ne peut exister de minimum ou de maximum isolé de température ou de salinité sauf « à la source » si l'on considère le régime comme quasipermanent.

6. VARIABILITÉ

L'examen des mesures Équalant III de février-mars 1964 montre donc que les eaux d'origine subtropicale dans le nord du Golfe de Guinée seraient en fait l'aboutissement de branches déviées du courant de Lomonossov en fin de parcours. Leur mouvement général se ferait en direction de l'ouest en moyenne et non vers l'est comme généralement admis.

Nous avons vu également, d'après les mesures faites devant la Côte d'Ivoire, la grande variabilité sur des intervalles de temps brefs des caractéristiques hydrologiques et de la circulation à ce niveau. La comparaison des résultats déduits des mesures Équalant II et III permet également d'examiner cette variabilité à des échelles spatiales et temporelles différentes. Quelques remarques faites précédemment à propos des mesures Équalant II montrent que les conditions correspondantes sont très différentes de celles de février-mars 1964. Peut-être convient-il de compléter ces indications pour préciser les points suivants : mouvement général des eaux à maximum de salinité dans le nord du Golfe de Guinée (problème de leur origine), apport éventuel Sud-Atlantique par l'Est.

En ce qui concerne ce dernier point, il faut d'abord noter que le « sous-courant » équatorial est ici considérablement atténué par rapport à ce qui était observé pendant Équalant III.

Dans ce dernier cas, l'isohaline 36.20 $^{\circ}/_{00}$ atteint presque le fond du Golfe de Guinée, alors qu'en juillet-août-septembre 1963 elle ne dépasse pas 8° Est (Figures 22 et 23). Il est alors possible, dans ces dernières conditions, que le courant n'atteigne pas l'Atlantique Oriental. Cette façon de voir est corroborée par le tracé de l'isohaline 36.00 $^{\circ}/_{00}$ dans le secteur Est de l'Atlantique Équatorial (carte 22).

Ce tracé laisserait penser que le maximum de salinité ainsi délimité peut avoir sa source dans la partie orientale de l'Atlantique Sud Équatorial. Il faut noter cependant qu'à l'intérieur de l'aire définie par $36.00 \circ/_{00}$ existent 2 maximums isolés d'environ $36.10 \circ/_{00}$ (non représentés



Fig. 30. — Distribution des salinités sur la surface : $\sigma_{\rm t}=25,00.$



Fig. 31. — Distribution des salinités sur la surface : $\sigma_{t}=$ 25,50.



Fig. 32. — Distribution des salinités sur la surface : $\sigma_t = 25,75$.

sur la carte) qui ne se relient pas sans solution de continuité avec le maximum observé au Sud. Il convient donc de considérer l'interprétation proposée avec prudence puisque ces maximums témoignent du caractère non permanent du régime de circulation. Il semble cependant plus raisonnable, si toutefois l'on peut étayer cette opinion, de les relier à la partie orientale de l'Atlantique Sud Équatorial, plutôt qu'au courant de Lomonossov celui-ci étant alors très atténué.

Un schéma de circulation semblable avait été proposé antérieurement par G. R. BERRIT (1959) d'après les mesures que cet auteur avait faites à bord du N. O. CALYPSO en juin (1956).

Pour un examen plus détaillé des conditions observées dans le Golfe de Guinée en aoûtseptembre 1963, on peut essayer d'utiliser différentes formes de représentations des données. D'après la topographie de la couche à maximum de salinité, une interprétation qualitative (assez grossière pour les raisons déjà indiquées) conduit au schéma approximatif suivant :

Au nord, dans une bande littorale assez étroite, le courant porte à l'est avec une origine Nord Atlantique dans le secteur situé à l'ouest de la Côte d'Ivoire. Au large de celle-ci, le courant aurait une origine orientale et porterait à l'est après avoir décrit un mouvement anticyclonique, c'est ce qui semble assez net sur les cartes dynamiques 30-600 db et 50-600 db présentées figures 25 et 26. Noter la présence possible d'un contre-courant très littoral portant ouest à rapprocher peut-être des résultats de REBERT et LEMASSON. Ce contre-courant apparaît plus nettement sur la carte présentée par MAZEIKA (1968) donnant la topographie relative 75-600 db.

La circulation anticyclonique signalée au large de la Côte d'Ivoire serait induite par un mouvement général partant de l'extrême Est du Golfe de Guinée, au niveau de l'Équateur (cartes 25 et 26), et direction générale ouest jusqu'à 5 à 7° de longitude ouest.



Fig. 33. — Distribution des salinités sur la surface : $\sigma_t = 25,00$.

Ceci rejoint les conclusions déjà présentées mais reste à préciser la liaison possible avec le secteur Sud-Est de l'Atlantique Équatorial. Celle-ci semble possible si l'on se réfère à la carte dynamique 30-600 db (figure 25) compte tenu des immersions de la couche SM dans le secteur considéré représentées sur la carte 24. Des renseignements complémentaires peuvent être cherchés sur les cartes représentant la distribution des salinités sur différentes surfaces σ_t et la topographie de ces surfaces. Dans le premier cas, nous avons vu, à propos des mesures Équalant III, que cette méthode d'interprétation semblait conduire à des résultats intéressants. Pour les mesures maintenant examinées, nous avons vu qu'il y a occlusion d'eaux à salinité maximale dans un ensemble moins salé, de sorte que l'étude des distributions de salinité ne peut plus se faire en suivant les axes à forte ou faible salinité.



Fig. 34. — Distribution des salinités sur la surface : $\sigma_{t}=$ 25,25.

Les cartes (33) à (36) représentent la distribution des salinités sur les surfaces $\sigma_t = 25.00$; 25.25; 25.50 et 25.75 dans le secteur considéré.

De même que dans le cas de la carte représentant la distribution des salinités maximales, ces tracés comportent une part d'interprétation personnelle, ceci du fait de la disposition et de l'écartement des stations. Par exemple sur $\sigma_t = 25.00$; le tracé de $35.90 \, ^{\circ}/_{00}$ au sud de l'équateur peut être soit représenté comme un maximum isolé, soit relié à la nappe salée observée plus au sud. De même sur 25.25 la nappe de salinité supérieure à $36.00 \, ^{\circ}/_{00}$ peut couvrir une surface allant de 3° N environ à 4° Sud sans solution de continuité à l'équateur, soit être traitée comme deux aires à maximum isolé. Il faut cependant remarquer que si l'on choisit la première solution, la présence de maximums isolés à l'intérieur de la nappe $36.00 \, ^{\circ}/_{00}$ conduit à poser les mêmes



Fig. 35. — Distribution des salinités sur la surface : $\sigma_t = 25,50$.

problèmes d'interprétation que le tracé correspondant à la deuxième hypothèse. Nous avons fait la même remarque à propos du tracé de la carte SM (figure 22) pour le même secteur. Ce sont donc les traits généraux des distributions observées qu'il faut essayer d'interpréter sans attacher trop d'importance aux points de détail.

Ces traits généraux sont les suivants :

1. Une nappe à maximum de salinité d'axe SSE-NNW s'étend de part et d'autre de l'équateur.

2. Cette nappe apparaît plutôt comme une région isolée ne se reliant pas très bien avec les maximums observés plus au Sud mais ne se reliant pas du tout aux maximums observés à l'Ouest (courant de Lomonossov).



Fig. 36. — Distribution des salinités sur la surface : $\sigma_t = 25,75$.

3. Le régime correspondant n'est donc pas permanent ce qui apparaît d'ailleurs nettement par la présence à l'intérieur de cette nappe d'occlusions à maximum élevé.

Il résulte de ce dernier point que l'examen des distributions de salinité n'apporte pas de renseignements complémentaires sur le problème de l'origine des maximums isolés observés. L'hypothèse d'un apport antérieur direct depuis le secteur SE de l'Atlantique Équatorial nous paraît plus vraisemblable que celle de « vestiges » dus au courant de Lomonossov étant donné la faible extension sur l'équateur, dans le cas envisagé, des eaux à forte salinité qui lui sont associées. La situation « actuelle » du régime de circulation semble confirmer cette façon de voir comme nous l'avons déjà indiqué (dynamique). L'examen de la topographie des couches σ^t par exemple 25.25 (figure 37) apporte à ce sujet une information complémentaire. CIRCULATION DES EAUX D'ORIGINE SUBTROPICALE



Fig. 37. — Topographie de la surface : σ_{t} = 25,25.

7. REMARQUES SUR QUELQUES PROBLÈMES DE DYNAMIQUE

L'étude du champ de pression relatif à une surface isobarique profonde calculé à partir des mesures « Jean Charcot » de mai 1968 conduit à faire quelques commentaires sur les problèmes de dynamique dans le cas d'une étude à échelle spatiale peu étendue.

Notons d'abord qu'à une échelle différente (Golfe de Guinée), nous avons présenté quelques exemples de topographie dynamique qui semble-t-il sont assez représentatifs de la circulation, ceci avec l'hypothèse de l'équilibre géostrophique, ce qui exclut donc une bande équatoriale étroite dont la largeur totale serait inférieure à 2 degrés. D'après KNAUSS (1960), l'équilibre

J. LE FLOCH

géostrophique serait toujours observé, en moyenne, au niveau du courant de Cromwell dans le Pacifique à environ un demi degré de l'équateur. Il faut insister ici sur l'expression « en moyenne ». D'autre part, à l'échelle océanique on utilise les résultats de stations hydrologiques dont l'espacement est assez grand (une trentaine de milles sur les coupes méridiennes et beaucoup plus dans le sens zonal). Le relief dynamique est très atténué (dans les exemples que nous avons donnés les différences de côtes dynamiques sur une soixantaine de milles sont de 1 à 3 centimètres dynamiques).

De ce fait, les perturbations dues aux ondes internes et d'une façon générale à la variabilité agiront comme cause d'erreur d'autant plus importante que la région étudiée est plus réduite avec une forte densité de stations. Nous avons donné quelques exemples d'observations de ces variations associées au caractère non permanent de la circulation d'après des mesures faites au point fixe. Cependant pour une étude d'ensemble, à l'échelle océanique, à partir de stations assez espacées, on peut espérer que le contraste dynamique moyen soit peu affecté par ces perturbations, et qu'ainsi les traits généraux de la circulation puissent apparaître correctement, ceci dans l'hypothèse de l'équilibre géostrophique. Ce n'est peut-être pas toujours vrai, du moins à certains niveaux. Nous reviendrons sur ce point à propos de l'importance relative des termes de frottement dans les équations (simplifiées) du mouvement :

$$\begin{split} \mathbf{u} \, \frac{\delta \mathbf{u}}{\delta \mathbf{x}} + \mathbf{v} \, \frac{\delta \mathbf{u}}{\delta \mathbf{y}} + \mathbf{w} \, \frac{\delta \mathbf{u}}{\delta \mathbf{z}} &= -\frac{1}{\rho} \, \frac{\delta \mathbf{p}}{\delta \mathbf{x}} + \frac{\mathbf{A}_{\mathbf{h}}}{\rho} \left(\frac{\delta^2 \mathbf{u}}{\delta \mathbf{x}^2} + \frac{\delta^2 \mathbf{u}}{\delta \mathbf{y}^2} \right) + \frac{\mathbf{B}_{\mathbf{v}}}{\rho} \frac{\delta^2 \mathbf{u}}{\delta \mathbf{z}^2} + 2 \, \omega \, \mathbf{v} \sin \, \varphi \\ \mathbf{u} \, \frac{\delta \mathbf{v}}{\delta \mathbf{x}} + \mathbf{v} \, \frac{\delta \mathbf{v}}{\delta \mathbf{y}} + \mathbf{w} \, \frac{\delta \mathbf{v}}{\delta \mathbf{z}} &= -\frac{1}{\rho} \, \frac{\delta \mathbf{p}}{\delta \mathbf{y}} + \frac{\mathbf{A}_{\mathbf{h}}}{\rho} \left(\frac{\delta^2 \mathbf{v}}{\delta \mathbf{x}^2} + \frac{\delta^2 \mathbf{v}}{\delta \mathbf{y}^2} \right) + \frac{\mathbf{B}_{\mathbf{v}}}{\rho} \frac{\delta^2 \mathbf{v}}{\delta \mathbf{z}^2} - 2 \, \omega \, \mathbf{u} \sin \, \varphi \end{split}$$

Quant aux termes rectangles, dans ces équations, on peut penser qu'à l'échelle océanique, avec des stations assez espacées ou au prix d'un certain lissage, leur effet reste mineur compte tenu du caractère zonal de la circulation, ce qui conduit à admettre l'équilibre géostrophique lorsque les termes de frottement peuvent être négligés. Ceci ne s'applique évidemment pas à l'équateur même ou au voisinage immédiat de celui-ci, où en outre les termes en

$$W \frac{\delta u}{\delta z}$$

ont sans doute quelque importance, comme le fait remarquer A. S. POLOSINE (1967).

Si l'on passe maintenant à un réseau dense d'observations sur une aire limitée (cas des mesures Jean Charcot), ces observations mettent en évidence la structure hydrologique fine associée à la circulation, c'est-à-dire les perturbations locales apportées au mouvement général zonal. Celui-ci peut même être masqué lorsque la région étudiée est de faible étendue. C'est le cas des résultats obtenus en 1968, sauf en surface (LE FLOCH, 1970). Les simplifications aux équations du mouvement, acceptables dans le cas précédent, sont alors à reconsidérer d'autant plus que l'on fait apparaître en outre les aspects non permanents de la circulation.

Dans le cas des mesures que nous avons faites devant la Côte d'Ivoire, pour deux stations distantes de quelques milles la différence de cote dynamique doit être très faible, même en présence de forts courants. L'influence des ondes internes peut alors conduire à une représentation très déformée du champ de pression : l'effet des ondes à courte période est pratiquement éliminé si les mesures sont faites à l'aide de thermomètres à renversement (moyenne sur plus de dix minutes) mais il y a aussi des ondes internes à plus longue période. S'ajoute à cet effet celui des variations de la circulation.

Si à partir des mesures serrées obtenues en mai 1968 l'on trace des profils dynamiques méridiens, les vitesses dans les couches superficielles qui s'en déduisent entre stations adjacentes avec l'hypothèse de l'équilibre géostrophique sont excessives. Une première tentative d'interprétation consiste, comme nous l'avons signalé, à considérer ces anomalies comme dues à la présence des ondes internes. Effectivement, celles-ci peuvent conduire à des différences de cote dynamique en surface de l'ordre du centimètre dynamique. On peut essayer de compenser dans une certaine mesure cet effet en lissant les courbes représentant le relief dynamique. Cette façon de procéder comporte évidemment une grande part d'arbitraire. Cependant, même dans ces conditions les valeurs numériques obtenues restent trop élevées, compte tenu des résultats des observations directes.

Nous avons vu par ailleurs la grande variabilité de la circulation mise en évidence par les mesures de courants ou la seule structure hydrologique. On peut cependant penser que les courants calculés et les courants observés sur les coupes méridiennes, chacune de celles-ci ayant été parcourue en un temps court, doivent être assez représentatifs des composantes de la circulation dans le sens zonal. On remarque alors que le schéma déduit de l'approximation géostrophique (même si l'on n'attache pas trop d'importance aux valeurs numériques parfois trop élevées en surface dans ce dernier cas) présente un aspect différent et parfois même contradictoire. Rappelons que nous essayons de comparer ici des mesures différentielles de courant, donc des mesures relatives, et le champ de pression calculé par rapport à la même surface de référence. Il faut noter à ce propos que le calcul dynamique donne des valeurs moyennes entre stations, et que l'on passe aux valeurs locales en traçant une courbe respectant les surfaces représentant les valeurs moyennes. Cette méthode peut être améliorée (comme nous l'avons fait par exemple pour le canal de Corse d'après des observations de 1960) en faisant passer la courbe u(y) par les points u₁, u₂, u_n obtenus par mesure directe aux stations y₁, y₂, y_n, toujours en respectant les vitesses moyennes déduites de la dynamique. Mais cette façon de procéder ne donne pas de meilleurs résultats ici. En fait, dans le cas actuel c'est l'importance des termes non linéaires et des termes de frottement dans les équations du mouvement qui rendent l'hypothèse de l'équilibre géostrophique inutilisable. Nous essayons dans ce qui suit de préciser ce point.

A partir des mesures de mai 1968, l'on pouvait espérer, connaissant le champ de courant déduit des mesures directes et le champ relatif de pression calculé à l'aide des résultats de l'hydrologie, déterminer les paramètres de frottement dus à la turbulence (viscosité virtuelle latérale et verticale).

Malheureusement le régime n'est pas permanent, mais peut-être reste-t-il la possibilité de tenter de résoudre numériquement les équations du mouvement rappelées ci-dessus (en traitant A_h et B_v comme des inconnues) en utilisant seulement un groupe de mesures (vitesses observées et champ de pression calculé) obtenu sur une durée assez brève. Il reste des difficultés pratiques : nous avons évoqué le problème du calcul du champ relatif de pression, les stations hydrologiques disponibles étant cependant très denses. Les mesures directes de courants sont au contraire assez espacées. Or, il faut déterminer connaissant u(x), u(y), v(x), v(y), les dérivées $\frac{\delta u}{\delta x}$, $\frac{\delta u^2}{\delta x^2}$, $\frac{\delta u}{\delta y}$, $\frac{\delta^2 u}{\delta x}$, etc., ce que l'on peut essayer de faire directement à partir des courbes traduisant les résultats des mesures de vitesse, ou en remplaçant par exemple $\left(\frac{\delta^2 u}{\delta z^2}\right)_n$

par:
$$\frac{n+1}{(\Delta z)^2} = \frac{n+1}{(\Delta z)^2}$$

Dans l'un ou l'autre cas, l'espacement des stations de mesures directes et leur faible nombre d'une part, la nécessité de ne considérer qu'un groupe d'observations obtenu en un temps assez court, d'autre part, donnent à ces évaluations un caractère trop approximatif. Il reste alors peu de chances de pouvoir déterminer les valeurs numériques des coefficients de viscosité virtuelle vertical B_v et horizontal A_h .

Les tentatives faites, peuvent conduire à des valeurs de A_h et B_v de l'ordre de grandeur de celles généralement admises, mais aussi à des résultats tout à fait aberrants.

J. LE FLOCH

Cet échec vient de la variabilité de la circulation, de l'incertitude sur le calcul du champ de pression, mais aussi de l'insuffisance du nombre de points de mesures de courants. Il faudrait reprendre cette tentative en multipliant les mesures autour d'une station centrale fixe et dans des conditions (par chance!) de moins grande variabilité. Ces dernières conditions seraient peut être atteintes en utilisant des moyennes sur une région assez étendue. Mais il faut bien remarquer que les résultats obtenus seront une fonction des pas verticaux Δz et horizontaux Δl utilisés pour le calcul des dérivées, c'est-à-dire finalement de l'espacement des mesures. Ce dernier point serait aussi à examiner à partir d'observations.

Si l'on ne pouvait s'attendre à des résultats précis de l'essai sur lequel nous venons de faire quelques commentaires, il reste de celui-ci qu'il donne cependant un ordre de grandeur des différents termes intervenant dans les équations du mouvement. Par exemple, à l'immersion 50 mètres, les termes rectangles correspondant à l'accélération d'espace restent inférieurs aux autres termes, qui ont même ordre de grandeur, l'influence du frottement associé au coefficient de viscosité virtuelle vertical B_v étant toutefois prépondérante.

Ceci pourrait sembler contradictoire avec les indications générales données au début de ce paragraphe. En effet, bien que nous soyons ici à 3 ou 4 degrés de latitude, il apparaît d'après les résultats ci-dessus que dans le secteur considéré, la circulation étant supposée permanente mais conservant le caractère général observé, c'est-à-dire lorsque le courant subsuperficiel correspondant aux eaux d'origine subtropicale se présente comme un contre-courant par rapport aux couches susjacentes et sousjacentes (ce qui peut arriver), alors l'approximation géostrophique ne peut rendre compte de la circulation. De telles conditions, observées à l'équateur même (mais c'est un autre problème), peuvent être rencontrées localement dans le Golfe de Guinée. Ceci n'apporte donc pas une contradiction aux généralités présentées plus haut mais seulement une restriction aux règles pratiques qui en découlent.

On pourrait d'ailleurs revenir sur l'aspect quantitatif lié à ces remarques par une évaluation du nombre d'Ekman dans la région étudiée ici, compte tenu des résultats des mesures de courants. Si l'on prend le seul frottement associé à la viscosité virtuelle verticale B_v en considération, il semble préférable d'écrire le nombre d'Ekman sous la forme :

$$\frac{2 \omega u_n \sin \varphi}{B_v \frac{n+1}{(\Delta z)^2}}$$

ce qui appliqué aux données numériques obtenues conduit bien aux conclusions présentées ci-dessus.

Ces restrictions n'infirment pas les propositions que nous avons présentées quant à la circulation générale des eaux d'origine subtropicale dans le Golfe de Guinée, les résultats obtenus étant déduits de l'étude de la seule structure hydrologique.

Manuscrit reçu le 13 octobre 1970.

BIBLIOGRAPHIE

BERRIT (G. R.), 1959. — Résultats Scientifiques des Campagnes de la CALYPSO Océanographie Physique. Ann. Inst. Océanogr., t. 37.

DEFANT (A.), 1936. — Schichtung und Zirculation des Atlantischen Ozeans. Die Troposphäre. Berlin.

DEFANT (A.), 1961. — Physical oceanography. Oxford.

ÉTIENNE (A.), 1970. — Étude spectrale des ondes internes et de la turbulence. Cah. océanogr., XXII, 7.

- GÉRARD (E.), SEXTON (R.) et MAZEIKA (P.), 1965. Parachute drogues measurements in the eastern tropical atlantic in september 1964. J. Geogr. Res.
- KHANAYCHENKO (H. K.), KLYSTOV (N. Z.), ZHIDKOV (V. G.), 1965. The system of equatorial counter currents in the Atlantic Ocean. Akad. Nauk. U.R.S.S.

KNAUSS (J. A.), 1963. - Equatorial current systems. The sea. New York.

LE FLOCH (J.), 1970. — Sur quelques observations de fluctuations de température et de vitesse de courants associés à des ondes internes à courte période ou à la turbulence. *Cah. océanogr.* XXII, 7. Paris.

LE FLOCH (J.), 1970. — Mesures differentielles de courants au large de la Côte d'Ivoire. Cah. océanogr., XXII, 8.

LEMASSON (L.) et REBERT (J. P.), 1968. — Observations de courants sur le plateau continental ivoirien. Mise en évidence d'un sous-courant. CRO Abidjan.

MAZEIKA (P.), 1966. — Easward flow within the south equatorial current in the eastern south atlantic. J. Geogr. Res.

MONTGOMERY (R. B.), 1938. — Circulation in upper layers of the southern North Atlantic deduced with use of isentropic analysis. Cambridge (Mass.).

NEUMANN (G.), PIERSON (W. J.), 1968. - Principles of physical oceanography. New York.

NEUMANN (G.), 1968. — Ocean currents. Amsterdam.

NEUMANN (G.) et RINKEL (M. O.), 1966. — The location of the termination area of the equatorial under current in the Gulf of Guinea based on observations during Equalant III. J. Geogr. Res.

POLOSINE (A. S.), 1967. — The surface of no motion in the Equatorial Atlantic. Oceanology 7. 1.

SVERDRUP (H. U.), JOHNSON (M. W.), FLEMING (R. H.), 1942. - The oceans. New York.

VAPNYAR (D. Y.), 1967. — Some results of computing the gradient currents in the western part of the equatorial atlantic. Oceanology Akad Nauk U.R.S.S. 7. 3.

8