

Alan R. LONGHURST

**OFFICE DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE
OUTRE-MER**

CENTRE DE POINTE-NOIRE

OCEANOGRAPHIE

A REVIEW
OF THE OCEANOGRAPHY
OF THE GULF OF GUINEA

Traduit par Y. GALLARDO

A REVIEW OF THE OCEANOGRAPHY
OF THE GULF OF GUINEA.

by Alan R. LONGHURST 1962 IFAN Série A, Tome XXIV, n° 3, juillet 1962

—
traduit par Yves GALLARDO.

---00---

Le Golfe de Guinée s'étendant au large des côtes de l'Afrique Occidentale entre 5°S et 15°N approximativement, est une zone maritime pauvrement définie qui a été relativement négligée par les océanographes dans le passé. Etant donné l'intérêt que manifestent les organisations internationales à l'océanographie du Golfe et à ses pêcheries il a paru de propos d'entreprendre une revue du régime océanographique de la zone telle qu'on l'entend de nos jours ; ceci est plus à l'intention des biologistes et technologues des pêcheries qui n'ont pas la littérature des océanographes à leur disposition.

La revue est premièrement un travail de publications antérieures et d'autre part se rapporte seulement à des recherches originales actuellement en essor à Lagos et à l'extension de discussions préalables sur l'upwelling côtier afin d'inclure la ligne côtière tropicale dans sa totalité.

L'océanographie du Golfe de Guinée (en fait celle d'une mer fermée) peut être décrite seulement en relation avec à la fois la météo et l'océanographie d'une zone plus vaste si l'on veut en avoir une bonne compréhension. Il est nécessaire ici de considérer les systèmes météorologiques et océanographiques de l'Atlantique sud en détail et de l'Atlantique nord et de l'océan austral dans leurs grandes lignes.

.../...

M E T E O

On peut distinguer 3 zones dans la région intertropicale. Ces zones changeant leur position saisonnière par rapport à la masse continentale ; une zone centrale de calmes avec quelques nuages, précipitations, vents faibles et pression atmosphérique basse qui correspond fréquemment en position avec l'équateur thermique ; une zone d'alizés du NE généralement libre de nuages et de pluie et connue sur le continent sous le nom "d'harmattan", une zone d'alizés du SE avec relativement plus de nuages et de précipitations que ceux du NE, qui forme en déviant vers les régions côtières au nord de l'équateur une mousson littorale du SW.

Le front intertropical ou zone de convergence intertropicale où convergent les masses d'air des hémisphères nord et sud, peut coïncider avec la zone des calmes ou peut être déplacé à partir de celle-ci vers le nord ou le sud. L'équateur thermique et en général les calmes et le front intertropical migrent saisonnièrement entre les solstices d'hiver et d'été et leur mouvement est en relation avec la pulsation saisonnière des masses d'air des alizés entre les deux hémisphères.

L'alternance des saisons sèche et humide le long de la côte d'Afrique Occidentale est en relation avec la migration saisonnière du système de vents. Au solstice d'hiver austral l'équateur thermique s'étend au nord de l'équateur géographique et le système SE d'alizés prédomine sur le Golfe de Guinée ; un maximum de précipitations et de couverture nuageuse accompagne le passage vers le nord du IIT complexe en chaque localité ; au sud-est d'Abidjan l'apparition d'une petite saison humide sur la côte durant août est en relation avec le passage. Parce que le réglage de la saison des pluies sur la côte est en relation d'abord avec la latitude, le total absolu des précipitations est une fonction à la fois de la latitude et de la topographie ; dans le nord l'influence de la mousson du SW est réduite jusqu'à des conditions désertiques non loin au nord du Cap Vert. Là où la côte est

.../...

montagneuse comme en Guinée, en Sierra et au Cameroun, les précipitations sont fortes; au centre une région de basse précipitation sur la côte du Ghana a été imputée au parallélisme de la côte et des vents dominants.

Au solstice d'hiver boréal l'équateur thermique et la zone des calmes s'étend au sud de la côte dans le Golfe de Guinée et les zones côtières sont dominées par le système NE ; en mer ces vents sont déviés au NW ou même à l'W. Au nord de Freetown leur importance et leur force augmente jusqu'à devenir un véritable alizé au nord du Cap Vert. Au sud de Freetown ils sont légèrement noyés par le système de brise terre-mer mais par moments atteignent la côte sous forme d'un vent du nord froid, humide, chargé de poussière.

La distribution détaillée des précipitations et la fréquence en direction des vents côtiers seront données en relation avec les cycles de salinité et température des eaux côtières.

M A S S E S d' E A U

La colonne d'eau sur les zones profondes du Golfe de Guinée semble comprendre toutes les principales masses d'eau de l'Atlantique Sud et il est clair que la nature et l'origine de celles-ci doivent être comprises avant de poursuivre l'hydrographie du Golfe de Guinée. Dans les régions tropicales de l'Atlantique une relativement mince couche superficielle d'eau de surface tropicale (T SW) de haute température et de salinité variable surmonte une couche de discontinuité de densité à la thermocline. A l'intérieur de la troposphère superficielle arrivent la plupart des changements saisonniers dans l'eau, et au-dessous d'elle les courants de surface ont peu d'effet. L'extension horizontale de la T.S.W. dans l'Atlantique central est déterminée par la position de la convergence tropicale où la T.S.W. coulant vers le sud rencontre l'eau centrale sud-atlantique (S.A.C.W.) coulant vers le nord dont la convergence apparaît en général à une latitude de 10°S dans la

moitié est de l'océan mais jusqu'à 25° dans la moitié ouest, réfléchissant ainsi le système giratoire de l'Atlantique sud.

Au-dessous de la couche de discontinuité s'étend une masse d'eau avec une relation TS caractéristique ; à 6°C la salinité est de 34,5 ‰ et à 18° de 36 ‰, ou un peu moins. Cette eau centrale sud-atlantique (SACW) est exposée à la surface au sud de la convergence subtropicale et est peut-être formée dans cette région d'où elle coule vers le nord. A la convergence antarctique l'eau de surface antarctique (ASW) s'enfonce au dessous de la surface. C'est une masse d'eau froide et dense de salinité relativement basse qui s'est mue vers le nord à partir des bords du continent antarctique ; cette masse d'eau "downwelling" se mélange pour former une langue d'eau relativement homogène, l'eau antarctique intermédiaire (AIW) qui s'étend sous la SACW (eau centrale sud-atlantique) aussi loin que 15 à 20°N. L'eau antarctique intermédiaire AIW est séparée de SACW par une frontière assez pauvrement définie et est le plus clairement identifiée en général non par ses zones frontières mais par son coeur auquel apparaît un minimum de salinité ; dans la région du Golfe de Guinée ce minimum a une valeur de 34,50 ‰ environ.

Au-dessous des masses d'eau centrale et intermédiaire l'eau profonde d'origine Nord-Atlantique forme une couche considérablement plus épaisse que les couches réunies au-dessus d'elle. La terminologie de cette masse d'eau est quelque peu confuse et elle a été sous-divisée verticalement par quelques auteurs, mais vu son homogénéité relative et son origine nous préférons le simple terme de NADW. NADW est caractérisée par une salinité maximum dans les environs de 34,97 ‰ à son coeur, et vers le fond la salinité tombe jusqu'à environ 34,90 ‰ ; une transition prend place avec la masse d'eau la plus profonde de l'Atlantique sud (ABW) qui est une masse d'eau froide de salinité relativement basse formée autour du continent antarctique, aux bords duquel elle s'enfonce pour former une couche relativement très dense et très homogène dans les bassins profonds de l'océan Atlantique.

.../...

Les masses d'eau de l'Atlantique sud et leurs origines sont illustrées sous forme de diagramme dans la figure 2, qui est basée sur quelques sources. Cette figure illustre aussi les grandes lignes du transport, dans le sens Nord-Sud, des masses d'eau sous les systèmes des courants de surface de la troposphère. Ces mouvements d'eau de fond sont relativement lents mais de très importants volumes d'eau sont évidemment entraînés - SVERDRUP JOHNSON et FLEMING (1942) ont montré à partir des profils du Meteor qu'une couche de non mouvement existe à la limite de AIW et NADW. Entre cette couche et la troposphère le transport net se fait vers le nord, parce que au-dessous d'elle la NADW coule vers le sud au-dessus de ABW coulant vers le nord. A partir d'environ 10°N SACW devient à un certain degré mélangée avec de l'eau ayant les caractéristiques d'une eau centrale nord-atlantique, c'est-à-dire de l'eau qui entre 8°C et 15°C est d'environ 0,5 ‰ plus salée que SACW ; à partir de 20°N l'eau centrale est souvent de la pure NACW sur la droite T-S 8°C 35,5 ‰ - 16°C 36,2 ‰.

En général les masses d'eau au-dessous de la troposphère sont remarquablement uniformes en température sur toute leur extension horizontale, mais des variations en latitude peuvent apparaître ; par exemple les profils de l'IGY dans l'Atlantique sud (FUGLISTER 1960) indiquent que la température du coeur de l'AIW à 8°N, approximativement la position moyenne de l'équateur thermique, est entre 7°C et 8°C tandis que de l'équateur vers le sud il se trouve à 5°C environ ; à son point de formation à la convergence antarotique il a une température d'environ 2,2°C.

La distribution verticale de ces masses dans la colonne d'eau du Golfe de Guinée peut être déduite de plusieurs sources, les coupes du Météor, de l'IGY et les résultats d'investigations plus côtières (BERRIT 1959 ; ANON 1960). La TSW au-dessus de la thermocline semble moins profonde dans l'Atlantique sud que dans l'Atlantique ouest, ainsi dans le Golfe de Guinée elle est généralement autour de 30-40 mètres de profondeur tandis qu'à l'ouest au

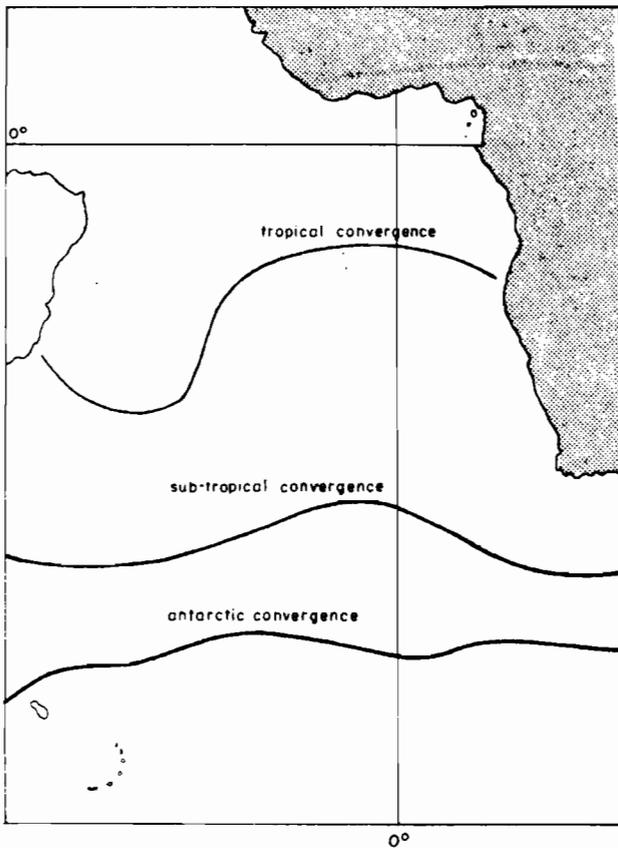


Fig. 1- Position approximative des convergences sur l'atlantique Sud (Tebble, 1960)

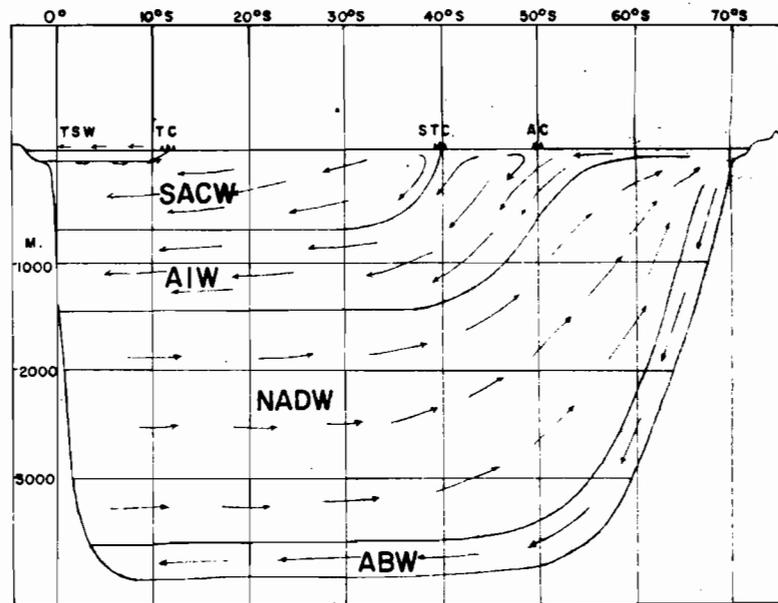


Fig. 2- Profil nord-sud des masses d'eau de l'atlantique Sud approximativement sur le méridien de Greenwich d'après quelques sources

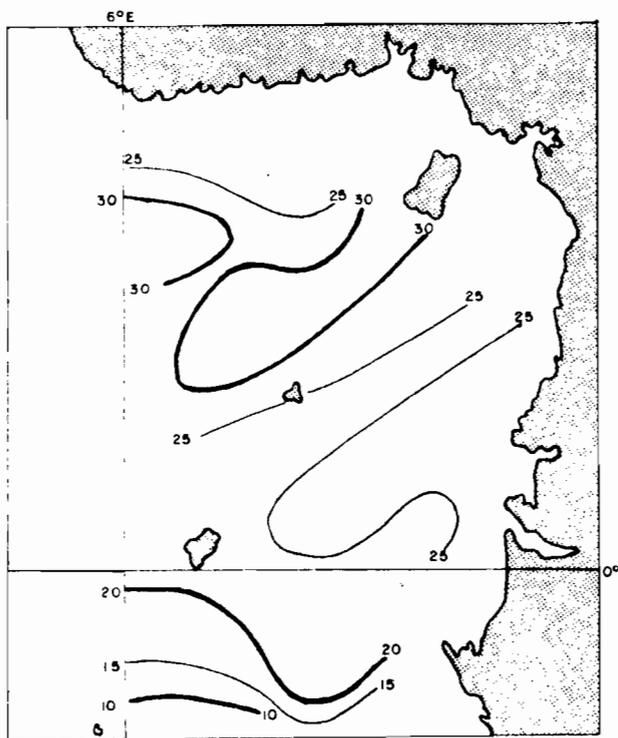


Fig. 3- Topographie de la thermocline en baie de Biafra -Mai-Juin, profondeur en mètres (Berrit, 1959)

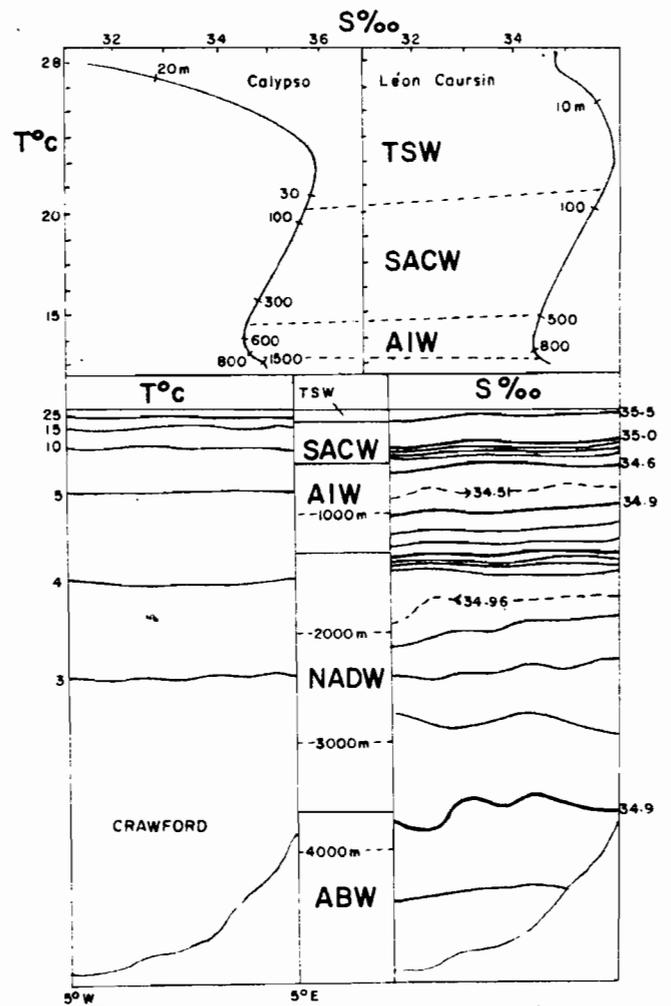


Fig. 4- Diagrammes TS en baie de Biafra (Calypso) Mai-Juin (Berrit, 1959) et dans le golfe de Guinée devant le Dahomey (Léon Coursin). Diagrammes de la colonne d'eau et des profils TS entre 5E et 5W le long de l'équateur (Fuglister, 1960)

large de la côte d'Amérique du Sud elle peut atteindre autant que 130-150 mètres (FUGLISTER, 1960) ; ceci a été attribué au transport de masse vers l'ouest par le système de courants en relation avec les alizés. Les campagnes du "Léon Coursin" au large de la côte guinéenne et dans la baie de Biafra (BERRIT, 1959 ; ANON, 1960) et du "Cape St. Mary" le long du plateau continental tropical (WATTS, 1958 b) confirment la plupart des campagnes océaniques. Dans la baie de Biafra BERRIT a trouvé la thermocline entre 20 et 35 m et la figure 3 montre sa topographie approximative entre mai et juin 1959. WATTS calcule la profondeur moyenne de la thermocline le long du Golfe de Guinée à partir des résultats du "Cape St. Mary" et donne des valeurs de 20 à 30 mètres en accord total avec BERRIT - LONGHURST (1958) chercha la profondeur de la thermocline en Sierra Leone et trouva 12-13 mètres pour la limite supérieure uniformément sur toute l'aire parcourue.

Il est à prévoir que des ondes internes affectant la profondeur de la thermocline avec une amplitude de l'ordre de plusieurs mètres pourraient apparaître et leur présence semble être confirmée par les résultats de BERRIT en baie de Biafra.

La limite supérieure de la thermocline est très fortement marquée et peut apparaître dans les bathythermogrammes comme un angle très marqué, souvent de 90°. Au-dessous de ce niveau la chute de température est très rapide, atteignant parfois 1°C/m, mais un gradient maximum de 0,3 - 0,6°C/m semble être plus usuel.

Le niveau bas de la thermocline dans le Golfe de Guinée semble se trouver en général à environ 40 et 50 m bien qu'il n'y ait pas de frontière très nette entre l'eau de la thermocline et l'eau centrale au-dessous relativement non stratifiée.

La thermocline est caractérisée non seulement par une discontinuité thermique mais aussi par un maximum de salinité et donc une discontinuité de densité.

DEFANT (1936) suggère que dans les régions tropicales aux eaux de surface fortement salées se forme une couche de haute salinité qui se déplace progressivement vers l'équateur, devenant moins salée comme

il se doit ; il suggère que la couche de haute salinité a son origine en surface dans la région de 40-45°W, 08°-10°N. Cependant BERRIT enregistre une situation anormale en baie de Biafra où les salinités sont apparemment trop hautes pour la couche ayant cette origine et montre qu'il doit, dans cette région, avoir une origine sud plutôt qu'ouest. Donc le maximum de salinité dans le Golfe de Guinée semble avoir deux origines, une à l'ouest dont le transport est effectué par le contre-courant équatorial vers le Golfe, l'autre au sud, probablement autour de 05°S, d'où le courant du Benguela se déplace vers le nord pour occuper la baie de Biafra.

La SACW au-dessous de la thermocline peut être tracée à partir de la relation TS de 70 à 500 m de profondeur environ sur tout l'Atlantique tropical au sud de 08°N ; cette eau peut être identifiée à partir des stations de la "Calypso" en baie de Biafra (BERRIT, 1959), du "Léon Coursin" plus à l'ouest (ANON 1960), et des coupes de l'IGY à 08°N, 00°, et 08°S (FUGLISTER 1960).

L'eau profonde du plateau continental au-dessous de la thermocline est manifestement issue de cette masse d'eau centrale dans toute la région guinéenne.

Une seconde thermocline avec un gradient de moins de 0,1°C/m a été mesurée par BERRIT (1959) en baie de Biafra à des profondeurs de 190 à 260 m (moyenne 230 m); elle est visible dans les profils de température du FUGLISTER pour la latitude 00° à une profondeur d'environ 100 m à l'est de 15°W, mais plus loin à l'ouest elle n'est plus détectable - BERRIT suggère que c'est en fait la plus basse limite effective de la troposphère.

Le coeur de la masse d'eau intermédiaire AIW semble se rencontrer uniformément autour de 700 m sur tout l'Atlantique équatorial (FUGLISTER 1960 - BERRIT 1959) et la transition de AIW à NADW semble avoir lieu autour de 1200 m également de façon uniforme. Le maximum de salinité à 1600-1800 mètres que l'on peut voir très nettement dans les profils du FUGLISTER représente le coeur de cette masse d'eau, puisque sa plus basse limite semble se trouver au niveau de l'isohaline 34,9 ‰ à environ 3700 mètres, au-dessous de laquelle l'ABW se développe jusqu'au fond.

LES MOUVEMENTS D'EAU

Les systèmes de courants de la troposphère sont dominés par l'effet de deux courants océaniques giratoires de l'Atlantique nord et sud, eux-mêmes maintenus par les systèmes de vents giratoires des deux hémisphères. Ces systèmes sont trop bien connus pour que l'on donne plus de détails ici en dehors de l'aire du Golfe de Guinée lui-même.

Dans chaque hémisphère un courant froid coule en direction de l'équateur le long de la bordure océanique est (courants du Benguela et des Canaries) ; ils se réchauffent vers l'équateur et tournent à l'ouest (courants nord et sud-équatoriaux) ; en atteignant la bordure océanique ouest ils tournent vers les pôles, transportant une langue d'eau chaude (courant du Brésil, Gulf Stream) dans les froides régions océaniques.

Courant vers l'est avec une force variable le contre-courant équatorial est encastré dans les courants équatoriaux nord et sud et à sa fin de parcours vers le continent africain il contribue au courant de Guinée coulant vers l'est qui longe toute la côte guinéenne du Sénégal à la baie de Biafra. Une langue d'eau dirigée vers le sud due au courant des Canaries semble aussi contribuer au courant de Guinée qui reçoit ainsi de l'eau de deux sources.

Ainsi les courants affectant directement l'hydrographie du Golfe de Guinée sont le Benguela, le Sud Equatorial, le Contre Equatorial, les courants de Guinée et des Canaries.

Le courant de Guinée coule vers l'est tout le long de l'année sur toute sa longueur mais il est sujet à des renversements périodiques et habituellement à court terme qui n'ont pas encore jusque là été expliqués de façon satisfaisante, et il est plus stable dans son écoulement dans la région centrale.

Le pourcentage d'occurrence d'un écoulement vers l'ouest (ou le NW ou le SW selon la direction de la côte) est donné dans le tableau 1, à partir des roses des courants publiées par ANON en 1945.

.../...

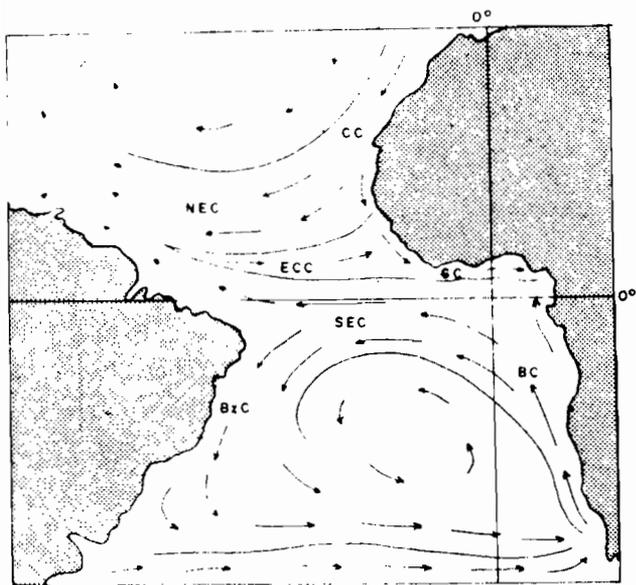


Fig 5 - Le système de courants de surface fondamental de l'atlantique central, d'après plusieurs sources

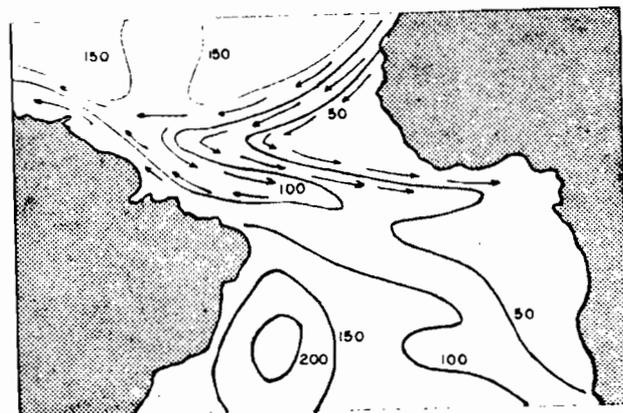


Fig.6-Topographie de la couche de discontinuité dans l'atlantique central: correspondance contre-courant équatorial-surfaces isobariques; profondeur en mètres.
(tiré de Defont, 1936)

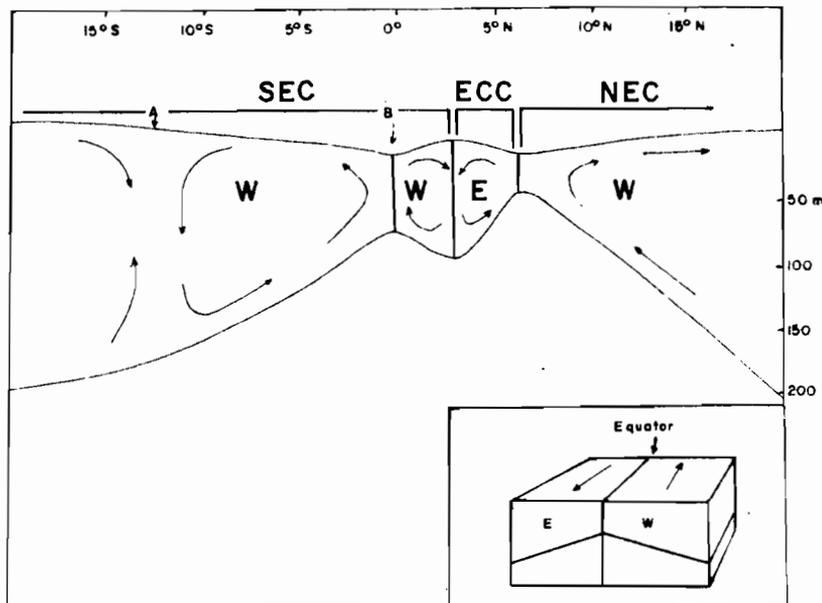


Fig.7-La circulation verticale et horizontale dans l'atlantique central en relation avec les surfaces isobariques de la région équatoriale.
En coin, diagrammes des courants en relation avec les isopycnes
(modifié de Sverdrup, Jonhson et Fleming, 1942)

On peut voir que le renversement des courants a lieu généralement dans deux zones ; premièrement du Sénégal au Libéria et deuxièmement du Togo au delta du Niger où le système de courants a été étudié au moyen de bouteilles dérivantes par VINCENT-CUAZ. on ne pense pas qu'il y ait une plus grande fréquence de vents contraires dans ces zones et il est probable que le renversement est dû aux effets des forces variables du contre-courant équatorial et de l'eau d'origine bengueléenne qui se déplace vers le nord en baie de Biafra du côté de Fernando Po. Il semblerait que l'eau du contre-courant équatorial (on ne sait pas trop pourquoi) a plus de chances de se trouver sur le plateau du Sénégal au Libéria pendant l'hiver nordique, parce que à l'autre extrémité de la région guinéenne il semble qu'il y ait une petite variation saisonnière régulière, quoiqu'il soit clair (ANON, 1954) que durant juin le transport en masse vers l'ouest en baie de Biafra et en baie de Bénin soit plus développé qu'à aucune autre époque.

Tableau I. Pourcentage d'apparitions de renversements
du courant de Guinée.

	Bathurst à Sherbro	Sherbro à Rivière Cess	Rivière Cess au Cap des Trois Pointes	Cap des Trois Pointes à Lomé	Lomé au fleuve Niger
Nov. à Jan.	47	23	17	15	24
Fév. à Avril	36	21	4	6	32
Mai à Juin	32	20	2	11	19
Août à Oct.	21	10	2	13	27

Le courant de Guinée s'étend en largeur jusqu'à 200 milles du rivage sur la plus grande partie de son trajet, distance à laquelle le courant sud équatorial coulant vers l'ouest est rencontré

et perd son extension en largeur en direction du centre du mouvement giratoire sud atlantique bien au-delà du Golfe de Guinée. Le courant du Benguela dont il est issu est plus puissant et important le long de la côte sud africaine du Cap à 18°S environ où l'essentiel de sa masse bifurque vers l'ouest s'écartant de la côte, laissant au nord une zone de courants plutôt confuse; cependant une langue d'eau bengueléenne se dirigeant le long de la côte vers le nord peut être tracée de ce point de départ de la côte à 15-20°S droit vers la baie de Biafra jusqu'à Fernando Po où elle rencontre éventuellement le courant de Guinée opposé et peut-être contribuer à son renversement le long de la côte nigérienne.

Du fait que le système de courants Benguela - sud équatorial montre une très petite variation saisonnière en amplitude, le contre-courant équatorial coule de façon plus ou moins stable vers l'est durant février-avril qu'aux autres époques de l'année et a son origine plus loin à l'ouest à cette époque.

La topographie des surfaces isobariques de l'Atlantique sud et central donne un schéma clair du principal système de courants. La correspondance entre la direction du courant et la pente de la masse d'eau supérieure à couler "downhill" en relation avec les contours isobariques, est déviée par la force de Coriolis. Ainsi le courant tend en pratique à suivre plutôt qu'à traverser les contours isobariques et à maintenir l'eau plus dense à gauche du courant, si on regarde en aval dans l'hémisphère nord. L'analyse de DEFANT (1936) sur la topographie de la surface σ_t dans l'Atlantique central montre clairement cette corrélation des surfaces isobariques avec le système de courants ; particulièrement intéressante est leur relation avec le contre-courant équatorial (diagramme fig. 7) ; ce système équatorial se déplace à environ 5° dans l'hémisphère nord et consiste en une série de cellules d'eau en rotation autour d'un axe parallèle à la direction du courant. Le contre-courant équatorial s'étend au-dessus d'une zone où la thermocline descend du nord au sud conformément à la règle que l'eau plus dense doit être à la gauche du courant dans

l'hémisphère nord. De nouveau, dans l'écoulement du courant sud équatorial vers l'ouest la pente de la thermocline change à l'équateur, toujours en accord avec la règle.

La structure des masses d'eau en rotation autour de leurs axes à la manière d'une spirale complexe conduit à une série de divergences et de convergences. Une convergence tropicale peut se voir dans l'Atlantique sud et tandis que cela n'a peut-être pas une grande signification biologique la divergence qui est située tout le long de l'équateur sur les changements de pente de la couche de discontinuité a quelque importance ; elle peut être détectée dans les isothermes de surface, particulièrement durant l'hiver nordique sous forme d'une langue d'eau froide s'étendant le long de l'axe du système de courants Benguela - sud équatorial. Telles sont les grandes lignes de la circulation dans la troposphère de l'Atlantique sud lorsqu'elle affecte le Golfe de Guinée en particulier. Au-dessous de la troposphère le transport de masse a été discuté en rapport avec les nombreuses masses d'eau, en accord avec le schéma de la circulation océanique profonde proposé par STOMMEL (1958) ; l'essentiel du courant de fond composant le transport de l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord se trouve le long de la bordure ouest de l'océan contre le continent américain. Il est ainsi improbable, si cette hypothèse se trouve bien fondé ultérieurement que d'importants courants profonds trouveront existence dans le Golfe de Guinée.

T R O P O S P H E R E

Les plus grandes variations saisonnières des caractéristiques physiques et chimiques ont lieu, de même que les systèmes principaux de courants dans l'eau de surface des océans et le Golfe de Guinée ne fait pas exception à la règle. La migration saisonnière de l'équateur thermique vers le nord à l'époque de l'été boréal conduit directement et indirectement à un refroidissement complet des eaux de surface du golfe, atteignant un minimum entre juillet et septembre. Ce minimum est en relation avec les basses températures ambiantes, le maximum de

précipitation et de couverture nuageuse, et le minimum d'insolation sur la totalité du Golfe de Guinée au nord de l'équateur.

Le cheminement de ce refroidissement saisonnier des eaux de surface du Golfe peut être suivi dans ses grandes lignes en se référant chaque mois à l'isotherme 25°C (fig. 8) ; pendant la période de février à avril il se trouve au sud de Loanda et en mai il commence à avancer vers le nord ; comme il se doit, une langue d'eau froide le précède et s'étend sur quelques seize cents milles, approximativement le long de l'équateur, ce qui semble représenter non seulement une masse d'eau froide bengueléenne, mais aussi la divergence remarquée auparavant. Le même schéma peut être suivi, s'étendant plus au nord-ouest, pour encore deux mois jusqu'à ce qu'en septembre le Golfe commence à se réchauffer de nouveau et que l'isotherme se mette à se retirer vers le sud.

Ce refroidissement saisonnier des eaux du golfe a été enregistré sur de nombreuses stations côtières de l'Afrique ouest (POSTEL 1950 ; WATTS 1950, VARLET 1958 ; HAWATT 1945 ; CAUVET DUHAMEL 1936 ; VINCENT-CUAZ pas de date ; BERRIT 1958). Elles sont résumées dans le tableau suivant de température et de salinité exprimées en moyennes mensuelles.

Il est clair d'après les études sur lesquelles ce tableau et d'autres se basent (BERRIT 1958) qu'ordinairement il n'y a pas un simple refroidissement ou réchauffement progressif des eaux de surface suivant le cycle saisonnier, mais le passage d'un front océanique en mouvement, comparable en fait à un front météorologique ; ceci est particulièrement vrai pour les extrémité nord et sud de la zone étudiée où BERRIT a enregistré des zones frontales toutes deux à la hauteur du golfe à environ 10°N et aussi dans la baie de Biafra au sud de Sao Thomé. La zone frontale sud a été étudiée en plus de détails mais il semble probable que la zone nord n'est pas différente ; BERRIT trouva deux fronts au sud de l'équateur, l'un à l'est de Sao Thomé, le second à l'est d'Anno-Bon. Ces deux fronts séparaient des masses d'eau tropicale de surface de trois types différents :

- 1) l'eau de surface guinéenne, uniformément chaude et de basse salinité (28°C, < 32 ‰),
- 2) l'eau de surface bengueléenne ; plus froide et de haute salinité (23-27°C > 35 ‰),
- 3) l'eau de surface du Benguela ; froide et relativement de haute salinité (20°C < 35 ‰).

Tableau II. Cycles saisonniers de la température (°C) et de la salinité (S ‰) sur la côte d'Afrique occidentale.

	DAKAR		FREETOWN		ABIDJAN		ACCRA		LOME	COTONOU		POINTE-NOIRE	
	T	S	T	S	T	S	T	S	T	T	S	T	S
Janv.	20,5	35,4	28,8	28,1	26,0	34,9	24,7	35,3	26,7	28,0	33,6	24,2	32,9
Fév.	17,4	35,5	28,1	29,9	26,4	35,1	25,8	35,3	27,2	28,4	35,2	26,7	33,8
Mars	20,0	35,5	27,3	31,7	27,5	34,9	26,9	35,4	27,2	29,2	35,2	27,6	30,9
Avril	19,1	35,5	28,1	32,4	27,6	35,1	27,9	35,4	27,9	29,7	34,1	27,7	32,5
Mai	19,4	35,5	29,0	32,4	28,0	34,8	28,3	35,4	27,9	29,1	31,7	24,5	34,7
Juin	24,8	35,6	29,3	29,2	26,9	33,2	24,8	35,5	26,2	27,1	32,7	21,0	34,0
Juil.	27,8	35,7	28,6	22,5	24,3	33,0	22,1	35,7	23,9	24,5	34,9	18,4	35,6
Août	28,9	35,5	26,3	19,7	21,8	35,3	21,6	35,7	22,3	24,4	35,3	17,6	35,1
Sept.	29,5	35,1	26,9	16,8	22,4	34,8	20,5	35,6	23,5	25,5	35,4	21,1	34,9
Oct.	29,4	34,9	27,5	20,6	25,0	34,5	25,7	35,3	25,4	27,2	34,8	24,9	34,4
Nov.	25,5	35,1	28,7	21,5	27,5	33,7	28,2	34,0	26,7	28,1	33,4	26,1	34,7
Dec.	22,1	35,1	29,0	25,3	28,0	34,0	27,2	34,8	26,7	28,3	33,4	25,3	35,1

La convergence frontale séparant le premier et le second de ces types d'eau montre clairement dans les chiffres de BERRIT l'eau froide et salée coulant vers le nord rencontrant et coulant au-dessous de l'eau plus chaude se dirigeant vers le sud, continuant sa route

.../...

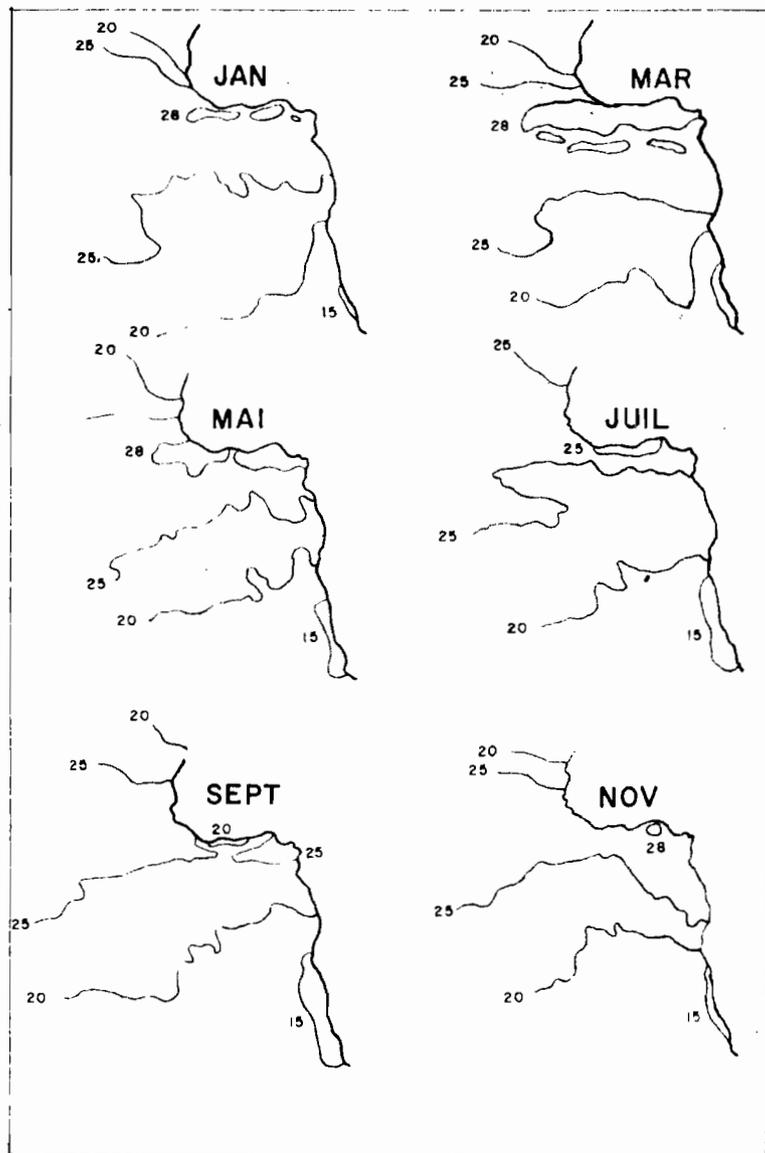


Fig 8-Distribution bimensuelle des températures de surface pour l'atlantique sud et central (modifié d'Anon, 1954).

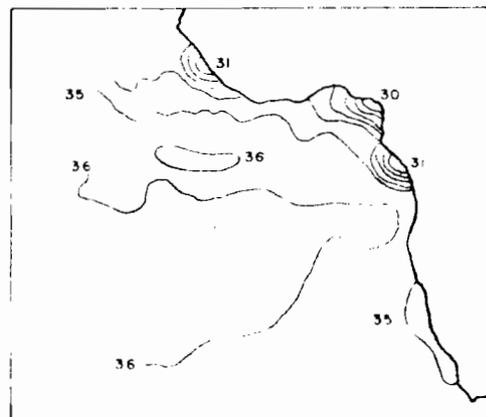


Fig. 9- Salinités de surface, atlantique Est, en octobre peu après la saison des pluies Guinéenne; salinités réduites de la région Sierra-Léone-Libéria, de la région Cameroun-delta du Niger, et de l'estuaire du Congo en particulier.

(modifié d'Anon 1954)

vers le nord au-dessous d'un courant avec une composante est qui passe au sud d'Annobon et rencontre de l'eau s'écoulant du Cap Lopez vers l'ouest; l'eau de surface converge en ce front mais semble diverger de nouveau entre 20 et 30 m de profondeur.

L'effet de ces fronts océaniques sur les stations côtières est tel que lorsque le front traverse la station, les caractéristiques de l'eau de surface peuvent changer radicalement en quelques jours. Ceci semble être plus habituel au Sénégal et à la baie de Biafra que sur la côte guinéenne bien qu'il semble que les zones frontales peuvent se trouver quelquefois à la hauteur du Ghana ; RJABIKOV et SARNOV (1960) enregistrent un gradient horizontal de température et de salinité de l'ordre suivant sur une distance horizontale de huit milles seulement à deux stations A et B :

Date	Immersion	Station			
		A	B	A	B
17/3-3/4	25 m	24,7°C	28,2°C	34,9 S‰	35,1 S‰
	50 m	18,4°C	22,8°C	35,55 S‰	35,65 S‰
12/4-26/4	30 m	22,0°C	27,5°C	34,35 S‰	34,50 S‰
	90 m	16,8°C	18,0°C	35,55 S‰	35,65 S‰

S'ajoutant au refroidissement saisonnier de l'eau de surface du Golfe de Guinée comme part du refroidissement général durant l'hiver austral de l'Atlantique sud et central un phénomène ultérieur de refroidissement apparaît en liaison semble-t-il avec "l'upwelling" local le long de la côte de l'Afrique équatoriale de l'ouest. SVERDRUP et al. (1942) passant en revue les conditions qui causent "l'upwelling" côtier montrent que dans l'hémisphère nord un vent soufflant avec suffisamment de force et de constance le long d'une côte qui s'étend à sa gauche transportera de l'eau de surface en direction du large, qui sera remplacée

.../...

à la côte par de l'eau plus profonde, quoique pas vraiment profonde. Ce phénomène est basé sur la force de Coriolis, comme le sont les courants de densité dont il est question plus haut ; un courant de surface qui dérive du vent est dévié approximativement à 45° à droite ou à gauche de la direction du vent selon l'hémisphère, cette déviation augmentant avec la profondeur suivant une spirale.

Les cartes de température de surface du Golfe de Guinée (fig. 8) montrent clairement en juillet et août une zone d'eau froide le long de la côte d'Afrique occidentale entre la Côte d'Ivoire et le Niger qui est séparée d'une eau comparativement froide le long de la divergence équatoriale vers le sud par une zone d'eau plus chaude. Ceci semble indiquer que l'eau froide côtière a une origine différente de celle de l'Atlantique central.

VARLET (1959) passe en revue le régime océanique devant la Côte d'Ivoire et enregistre deux minimums de température de l'eau, celui d'août étant de beaucoup le plus important ; à ce minimum il y a une anomalie négative entre les températures de l'air et de la mer. En août la mer est de 1,4 à 1,5°C plus froide que l'air. L'analyse des moyennes du vecteur vent, de la régularité et de la force du vent à Abidjan montre qu'aux deux époques de basse température de la mer les vents prédominants sont d'ouest et de sud-ouest, qui sont les directions les plus probables à causer un upwelling côtier, et VARLET suggère que l'upwelling à partir de profondeurs ne dépassant pas 50-75 mètres est responsable du minimum saisonnier de température. Cependant, comme il le fait remarquer, la situation est rendue confuse par le fait que l'upwelling apparaît en août-septembre approximativement à l'époque du minimum d'insolation et de température de l'air et du maximum de précipitation - et il suggère qu'il est même possible qu'il y ait ici une confusion entre cause et effet et que les vents dominants pourraient être la résultante d'un anticyclone local produit par l'abaissement des températures ayant d'autres causes.

Cependant, le tableau des cycles de température de l'eau suggère que cette chute saisonnière de la température en juillet-août-septembre se produit sur presque toute la côte d'Afrique tropicale de l'ouest,

et de la Côte d'Ivoire au Ghana elle semble être une caractéristique importante et régulière du régime océanique, ayant souvent été mentionnée comme "Upwelling" dans ce dernier pays. A l'est d'Accra la chute de température ne semble pas aussi marquée et en accord avec les données publiées (CAUVET - DUHAMEL, 1936 - VINCENT-CUAZ) elle est progressivement plus faible à Lomé et Cotonou ; à Lagos il n'y a jusqu'à présent pas de cycles complets de température annuelle utilisables, quoique de courtes périodes d'échantillonnage pendant la période d'upwelling indiquent qu'il y a peut-être une petite différence avec Cotonou, mais un fait intéressant est ressorti de ce travail préliminaire dans lequel il semble qu'il y ait une variation considérable des minimums d'une année à l'autre. En 1959, le minimum extrême était 23,4°C ce qui correspondait bien avec les données de VINCENT-CUAZ pour Cotonou, mais dans le courant de l'année 1961 un minimum de 20,28°C fut enregistré beaucoup plus proche du minimum normal des eaux du Ghana et de la Côte d'Ivoire.

A l'ouest de la Côte d'Ivoire, les données pour Freetown (WATTS, 1958) ne montrent que des variations saisonnières très lentes quoique le refroidissement le plus important se produise encore en août en même temps que les minimums de la côte, d'Abidjan à Lagos. Plus loin encore à l'ouest, au Cap-Vert, région de Gambie le régime hydrographique est nettement plus en relation directe avec l'alternance hiver-été de l'hémisphère nord, et un seul minimum de 17°C apparaît en février à Dakar en relation avec l'hiver boréal. Similairement au sud du Golfe de Guinée à Pointe-Noire, le régime des températures est directement en relation avec les saisons de l'hémisphère sud et le minimum de 17°C d'août est ici nettement en relation avec les températures de l'hiver austral.

Le système général des vents de surface du Golfe de Guinée a été déjà discuté mais il semble maintenant d'à propos d'examiner plus dans le détail la possibilité de corrélation dans un but général avec le présumé upwelling côtier dont VARLET a fait la démonstration pour Abidjan. Quelques corrélations donnent plus de probabilité à ce que les minimums de température sont en fait une conséquence de l'upwelling sur le plateau continental.

Les vents qui peuvent être espérés pour produire un upwelling en des points différents le long de la côte d'Afrique tropicale de l'ouest sont en relation avec la direction générale de la côte et peuvent être résumés ainsi :

	Direction de la côte	Vecteur vent d'upwelling
Dakar	NNE-SSW	N-NE
Freetown	NNW-SSE	NW-N
Abidjan	E-W	W
Accra	WSW-ENE	SW-W
Takoradi	WSW-ENE	SW-W
Cotonou	E-W	W
Lagos	E-W	W
Loanda	N-S	S

Le tableau suivant (tiré en grande partie de ANON, 1949) montre d'une façon générale, le pourcentage de fréquence d'apparition des vents à partir des directions proposées.

Ainsi, il apparaît que d'Abidjan à Lagos un pic de fréquence des vents "d'upwelling" durant la période juillet à septembre a lieu en corrélation avec l'époque de chute marquée des températures de l'eau. Cette période inclut aussi les époques des vents les plus forts, du moins à Abidjan, Accra, Lomé, Cotonou et Lagos ; ceci semble être une certitude raisonnable qu'il y a une relation causale entre le vent et la température de la mer, quoiqu'elle ne puisse pas être regardée comme certaine tant que des sections océanographiques régulières dans les zones concernées ne l'ont pas démontré. Dans certains cas, comme à Abidjan et Accra, il y a un second maximum des vents correspondant à la direction d'"upwelling" en relation approximative avec le second et moins important minimum de température de l'eau en janvier.

.../...

Tableau III. Pourcentage d'apparition de vents
d'"upwelling" sur la côte d'Afrique tropicale de l'ouest.

	Dakar		Freetown		Abidjan	Accra		Takoradi	Cotonou	Lagos	Loanda
	N	NE	NW	W	W et WSW	SW	W	SW	W	W	S
Janvier	59	30	13	0	16	9	32	29	6	5	9
Février	63	18	16	1	16	12	29	29	5	13	8
Mars	65	13	18	1	15	14	29	30	11	11	5
Avril	64	9	17	1	11	15	28	26	6	10	6
Mai	48	2	7	1	5	14	23	26	11	18	8
Juin	17	3	5	0	9	21	24	28	15	17	5
Juillet	8	3	3	1	10	30	23	33	30	39	4
Août	6	3	3	1	15	45	22	42	20	44	3
Septembre	9	5	5	2	12	26	32	44	16	38	5
Octobre	29	6	6	1	12	9	33	36	8	12	5
Novembre	58	18	8	1	3	9	32	24	10	12	7
Décembre	58	31	11	2	6	8	9	25	8	6	7

Cependant, quelque part à l'ouest d'Abidjan, la corrélation semble disparaître. Entre Dakar et Freetown il y a une zone dans laquelle le front thermique de 18°-27°C est unique au nord et au sud saisonnièrement, et les isothermes de surface pris par le "Cape St. Mary" ainsi que d'autres publiés dans les cartes mensuelles de température de l'eau de surface (ANON, 1948) montrent que la côte de Sierra Léone doit juste se trouver sous l'influence de ce mouvement vers le sud d'eau froide issue du courant des Canaries ; le cycle de température de surface devant la Sierra Léone semble être rarement semblable à celui enregistré à Freetown par WATTS (1958) produit dans le tableau II plus haut. Un cycle dérivé des cartes de température de surface est le suivant :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
ANON (1948)	27	26	26	26	27	27	26	26	26	26	27	28
ANON (1954)	26	26	26	27	28	27	26	26	26	27	27	28

.../...

Il y a peu de corrélation entre ce cycle et l'apparition de vents "d'upwelling" de nord-ouest et d'ouest et en fait à l'époque du minimum de température de l'eau de juillet à septembre des vents côtiers de mousson du sud-ouest sont prédominants. Il y a cependant une corrélation entre le minimum de février-mars et les vents "d'upwelling" mais cette période est aussi celle à laquelle le front froid océanique est le plus éloigné au sud si bien que la zone de la Sierra Léone vient directement sous son influence, et il semble plus probable que ceci est la cause du refroidissement observé : ceci est en accord avec les idées préalablement exprimées par WATTS (1958) dans ce rapport.

Plus loin au nord, devant Dakar, les alizés du nord et du nord-est sont en plein développement à l'époque du minimum de température et peuvent contribuer à la fois au refroidissement venant du dessous, de l'eau de surface par l'upwelling, et au mouvement vers le sud de l'eau froide du courant des Canaries.

A l'autre extrémité de la région d'Afrique tropicale de l'ouest, les enregistrements de vents pour Loanda ne mettent pas en évidence de correspondance entre l'upwelling local et le cycle thermique de l'eau, qui semble être entièrement sous l'influence de l'eau bengueléenne.

Si l'on admet que le refroidissement de juillet à septembre entre Abidjan et Lagos est dû à un upwelling côtier, alors il semble que la supposition de VARLET que l'eau remontée est issue de profondeurs ne dépassant pas 50-75 mètres est correcte, car les minimums de surface d'environ 20°C que l'on obtient au centre géographique de la zone d'upwelling sont compatibles avec l'eau issue de la thermocline à des profondeurs entre 30 et 60 mètres.

Plus lointaine est l'évidence que l'upwelling côtier se produisant dans la zone comprise entre le Ghana et Lagos peut être déduit d'études de la thermocline ; dans une publication (ANON, 1953) de données à partir des campagnes du "Cape St. Mary" devant le Nigéria, le Ghana et la Sierra Léone sont présentées des coupes de sigma-t ; deux radiales au Ghana en juillet montrent une couche de discontinuité de densité relativement mal

.../...

définie, une instabilité de la T.S.W., et apparemment un upwelling d'eau plus profonde sur le plateau continental. A Lagos, une radiale hydrologique mensuelle est couramment exploitée et ses cinq premiers mois d'investigation ont par chance couvert la période d'upwelling. En juin et juillet une couche stable de discontinuité était présente, s'étendant régulièrement ce dernier mois entre 30 et 50 mètres, l'isopycne $\sigma_t = 23,5$ étant à environ 32 mètres. En août, quelques jours après le minimum de température de surface, la discontinuité de densité et la thermocline se sont dissipées et la surface $\sigma_t = 23,5$ s'étendait partout au dessus de 20 mètres et s'exposait à la surface sur une grande partie de la radiale. En septembre et octobre la thermocline et la couche de discontinuité de densité s'étaient progressivement réétablies.

Un point final doit être mis sur cette question de l'upwelling : il a été montré que le courant de Guinée coule relativement en permanence vers l'est entre juillet et septembre et à une vitesse comprise entre un et deux noeuds ; on peut espérer que, avec l'hypothèse de ce transport côtier continu vers l'est, l'eau remontée devant le Ghana atteigne Lagos dans le laps d'une à deux semaines. VINCENT-CUAZ donne les résultats d'expériences avec bouteilles dérivantes et montre que un transport de cet ordre a lieu en fait. Il enregistre par exemple, le voyage des bouteilles (période mars-mai) de Salt Pond au Ghana à Cotonou (une distance d'environ 260 milles) en 16 jours ; d'Accra à Grand Popo (160 milles) en 4 jours ; et de Ouidah à Lagos (85 milles) en 4-6 jours. Il est clair par conséquent que le cycle des événements sur une radiale normale à la côte dans cette zone ne peut pas être considéré hors de relation avec les événements océanographiques se produisant plus à l'ouest.

La distribution de la salinité de surface dans le Golfe de Guinée (fig. 9) dépend de la distribution des précipitations et des apports des rivières. En général, l'effet de dilution décroît quand on s'éloigne des côtes, et atteint un maximum pendant la saison des pluies qui s'étend de mai à octobre au nord de l'équateur. Les plus grandes dilutions ont lieu en baie de Biafra, où il y a de très fortes précipitations, dans

la baie de Bénin en rapport avec les apports du Niger et devant la côte de Libéria-Sierra Léone en rapport avec les fortes précipitations locales dans cette région.

D'Abidjan à Lagos, les cycles de salinité dans le tableau II et les autres (VARLET, 1958 ; HOWART, 1945 ; VINCENT-CUAZ, sans date; HILL and WEBB, 1958) montrent qu'il apparaît deux minimums dans cette région, en nette corrélation avec les deux maximums de précipitation qui encadrent la "petite saison sèche" dans ce secteur de la côte. Le réglage du cycle de salinité en chaque point de la côte peut être lié au bilan des précipitations locales, quoique les cycles de salinité aient été en grande partie étudiés en des endroits bien influencés par les apports fluviaux locaux et ne reflètent pas exactement les conditions du large.

A l'est de Lagos, les données deviennent vraiment insuffisantes et les cycles saisonniers de variations souvent inconnus. Une radiale de Lagos à Calabar, autour du delta du Niger, fut exploitée par HMNS Nigéria les 19 et 20 juillet 1961 et montra que les salinités tombaient ~~brusquement~~ ^{plutôt} avec rapidité à l'ouest du fleuve du Bénin de 34,9 ‰ environ à un minimum de 27,1 ‰ devant le Dodo. Il y avait ensuite une hausse des valeurs; un maximum de 32,5 ‰ devant Brass et ensuite de nouveau une lente baisse jusqu'à 28,9 ‰ devant Calabar dans la baie de Biafra. Les campagnes de l'"Ombango" (ANON, 1959) dans la baie de Biafra et au sud de Fernando-Po en octobre 1959 enregistrèrent des salinités (juste après la saison des pluies) de seulement 20 ‰ au nord et à l'ouest de Fernando-Po.

Deux radiales du "Cape St. Mary" en juillet 1952 (ANON, 1953) devant le Cameroun Occidental et la région orientale du Nigéria montrent l'étendue de la dilution en surface; les coupes de densité montrent des valeurs de sigma-t en surface de seulement 9,82 et 9,86 en eau ~~prof~~ ^{prof} profonde, montant jusqu'à 15,97 et 12,69 à la chute du plateau. Sur chaque radiale la dilution est en pratique cantonnée dans l'eau de surface au dessus de 30-40 mètres et au-dessous de ce niveau des densités dépassant 25,00 semblent être usuelles.

A Pointe-Noire, plus au sud, le cycle de salinité est de nouveau facilement en corrélation avec le cycle des précipitations, un minimum unique de 25-26 ‰ apparaissant en mars (COLLIGNON, 1955).

A Freetown, à l'ouest de la zone centrale où apparaissent deux minimums de salinité, il y a une très grande dilution des eaux de surface atteignant un minimum de salinité en septembre ; WATTS (1958) enregistre des salinités devant le Cap Sierra Léone inférieures à 20 ‰ à cette époque, encore que ceci soit nettement une conséquence de l'apport local du fleuve Sierra Léone ; plus loin au large à la même saison "Cape St. Mary" montre des profils de salinités de 32,8 ‰ à la chute du plateau à quelques 75 milles de Freetown, et de 27,28 ‰ à la chute du plateau au sud-est de la Sierra Léone à quelques 20-25 milles de la côte. Ces coupes (ANON, 1953) montrent que, comme en baie de Biafra, la dilution ne s'étend guère au-dessous de 40 à 50 mètres. Au Cap-Vert le cycle de salinité est très faible, compatible avec les basses précipitations sur la côte et atteint un minimum en octobre.

DISTRIBUTION des OXYGENES et des PHOSPHATES

Aux basses latitudes la concentration d'oxygène dans l'eau de mer est basse par rapport aux hautes latitudes du fait que la ^{solubilité} ~~salinité~~ du gaz décroît avec l'augmentation de température et de salinité ; une radiale nord-sud du "Météor" dans l'Atlantique est (SVERDRUP et al. 1942) a montré les concentrations en oxygène de surface de moins de 5 ml/l dans la région entre 15°N et 15°S, les valeurs augmentant au nord et au sud de cette région. Dans la même région un minimum d'oxygène apparaît entre 500 et 900 mètres valant moins de 1 ml/l ; au-dessous de ce minimum la concentration en oxygène augmente avec la profondeur et atteint de nouveau des valeurs voisines de 5 ml/l. vers les profondeurs de 2000 mètres. VARLET (1958) donne quelques valeurs d'oxygène en surface devant la Côte d'Ivoire, et montre que les chiffres sont ordinairement tout près des valeurs de saturation et s'alignent durant l'année entre 4,29 et 5,05 ml/l. Ici, le cycle annuel semble dépendre des apports d'eau du lagon dans les régions côtières, époques auxquelles l'oxygène de surface diminue un peu. Les profils d'oxygène sur le "Trou sans Fond" ou "Bottomless Pit" - Un canyon sous-marin qui approche de

.../...

très près le rivage de la Côte d'Ivoire - sont donnés par VARLET seulement en pourcentages de saturation ; les valeurs sont proches de la saturation en surface, tombent à 30 % à 300 mètres et ensuite commencent lentement à recroître à l'extrémité des profils à 500 mètres. Ces profils d'oxygène semblent en relation avec les profils de densité à la même station et VARLET fait remarquer qu'une relation inverse entre la discontinuité de densité et la teneur en oxygène peut être envisagée.

Des travaux océanographiques de routine à Lagos comprennent un profil mensuel d'oxygène à une station proche de la chute du plateau et la détermination de la teneur en oxygène de l'eau de fond sur une radiale normale à la côte. Des chiffres comparables à ceux de VARLET sont enregistrés en surface ; durant une période d'upwelling en août 1961 les valeurs trouvées sur le profil changèrent considérablement par rapport à celles antérieures à l'upwelling et furent certainement en relation avec une grande densité de phytoplancton ; les valeurs de surface, du maximum et du minimum pour ces deux profils (pourcentages de saturation déduits des tables de TRUESDALE) étaient les suivantes :

	juillet		août	
Profondeur (m)	0	100 %	0	116 %
	30	123 %	10	160 %
	400	44 %	200	26 %

Sur cette radiale la teneur en oxygène de l'eau de fond à des profondeurs inférieures à celles auxquelles la thermocline rencontre le plateau continental ont été généralement plutôt basses, autour de ? 0,2 ml/l.

WATTS (1958) donne quelques chiffres d'oxygène dissous dans l'estuaire de la Sierra Léone variant de 56 à 109 % de saturation. Il y a eu peu de mesures de phosphates dans le Golfe de Guinée en dehors des travaux de VARLET (1958) au large de la Côte d'Ivoire, et de WATTENBERG dans l'ensemble de l'Atlantique sud. On sait, d'une manière générale, que dans les mers tropicales la teneur en phosphate est

.../...

généralement très basse en surface et augmente lentement vers un maximum quelque part autour de 1000 mètres et ensuite décroît doucement vers un niveau qui se maintient approximativement au fond de l'océan. Du fait que la concentration en phosphate à la surface influence les espèces phytoplanctoniques, elle est de première importance dans les recherches des pêches, et le schéma général de distribution dans l'Atlantique sud et central a été donné par WATTENBERG (SVERDRUP et al. 1942) à partir des stations du "Météor". Il montre que les valeurs sont plus basses dans l'Atlantique central et plutôt plus élevées le long de la côte occidentale d'Afrique, en particulier là où la surface est sous l'influence des courants froids du Benguela et des Canaries ; les valeurs de surface sont dans ces régions de $0,60 \text{ mg P}_2 \text{O}_5/\text{m}^3$, alors que le long du secteur équatorial de la côte, et formant une langue s'allongeant vers l'ouest le long de l'équateur, les valeurs ne dépassent pas $0,25 \text{ mg}/\text{m}^3$. Cette langue d'eau relativement riche est nettement la conséquence de la divergence dans cette région qui a été déjà débattue. VARLET (1958) montre que le cycle des phosphates devant la Côte d'Ivoire peut être attribué à plusieurs causes : un pic en juin et juillet correspondant à l'apport des eaux du lagon et un autre en août à l'upwelling dont il a déjà été question ; le niveau des silicates augmente avec les phosphates quand la cause est l'eau du lagon, mais pas quand c'est une remontée d'eau océanique.

OCEANOGRAPHIE BIOLOGIQUE

Il n'est pas dans nos intentions de revoir "in extenso" la littérature de l'écologie marine du Golfe de Guinée, mais il semble intéressant d'indiquer l'étendue des progrès qui ont été faits pour relier la distribution et l'écologie de la faune marine au régime océanique.

Les radiales du "Météor" dans l'Atlantique sud ont donné des résultats permettant de relier les densités de plancton à la distribution des phosphates et de là à l'upwelling (HENTSCHEL et WATTENBERG, 1930) puisque dans le Golfe de Guinée lui-même on a parlé d'une parenté

entre l'upwelling dans les régions côtières et la densité planctonique (BAINBRIDGE, 1940; VARLET 1958, HOWATT, 1945) ; la composition spécifique et la densité du plancton côtier ont été données par BAINBRIDGE (1960) qui a fait correspondre les cycles de ces variables aux cycles saisonniers du climat marin. La distribution des Polychaetes dans l'Atlantique sud a été passée en revue par TEBBLE (1960) qui s'est penché sur le problème d'espèces indicatrices dans chaque masse d'eau.

L'écologie des organismes benthiques a été étudiée par LONGHURST (1958, 1959) qui montre leur distribution et leur abondance permanente sur le plateau continental au niveau où la thermocline apparaît et rencontre le plateau.

La distribution des poissons démersaux sur le plateau continental a été l'objet de plusieurs études (DOUTRE, 1957 ; BLANC, 1957 ; CAPART, 1957 ; ROUX, 1955 ; POSTEL, 1955 ; SALZEN, 1957 ; LONGHURST, 1958 ; POLL, 1951) et a été récemment passée en revue (LONGHURST, sous presse) ; il est clair que la thermocline et les zones frontales océaniques du 14°N et du 14°S environ forment de très importantes frontières pour la faune des poissons démersaux. Des études sur l'écologie des Clupéides ont montré que leur distribution peut être reliée à leurs propres tolérances à la salinité et à leurs habitudes alimentaires ; POSTEL (1955), MAINGUY et DOUTRE (1958) et MOLA (1957) relient la tolérance à la salinité et la distribution des Sardinelles, puisque BAINBRIDGE (1957, 1960) a montré une relation dans le cas des Sardinelles et Ethmaloses entre leurs habitudes alimentaires et la distribution planctonique. RJABIKOV et SARNOV (1960) ont relié la distribution des bancs démersaux des Sardinelles aux zones de brutale discontinuité hydrologique devant le Ghana et le Sénégal.

Le thon semble être sensible à la spécificité des masses d'eau; la distribution d'espèces variées dans les systèmes de courants de l'Atlantique sud a été discutée par VAN CAMPEN (1958), parce que DOUTRE (1957) POMAREAU (1956), MARCHAL (1959) et VINCENT-CUAZ (1957) ont relié la distribution de "Neothunnus albacora" à sa tolérance à la température.

De nombreuses recherches (WEBB et al., 1958; LONGHURST, 1958; BAINBRIDGE, 1960) ont eu lieu sur la pénétration de la faune marine et d'eau douce dans les milieux saumâtres et relié la faune des estuaires et des lagons au cycle hydrologique.

BIBLIOGRAPHIE

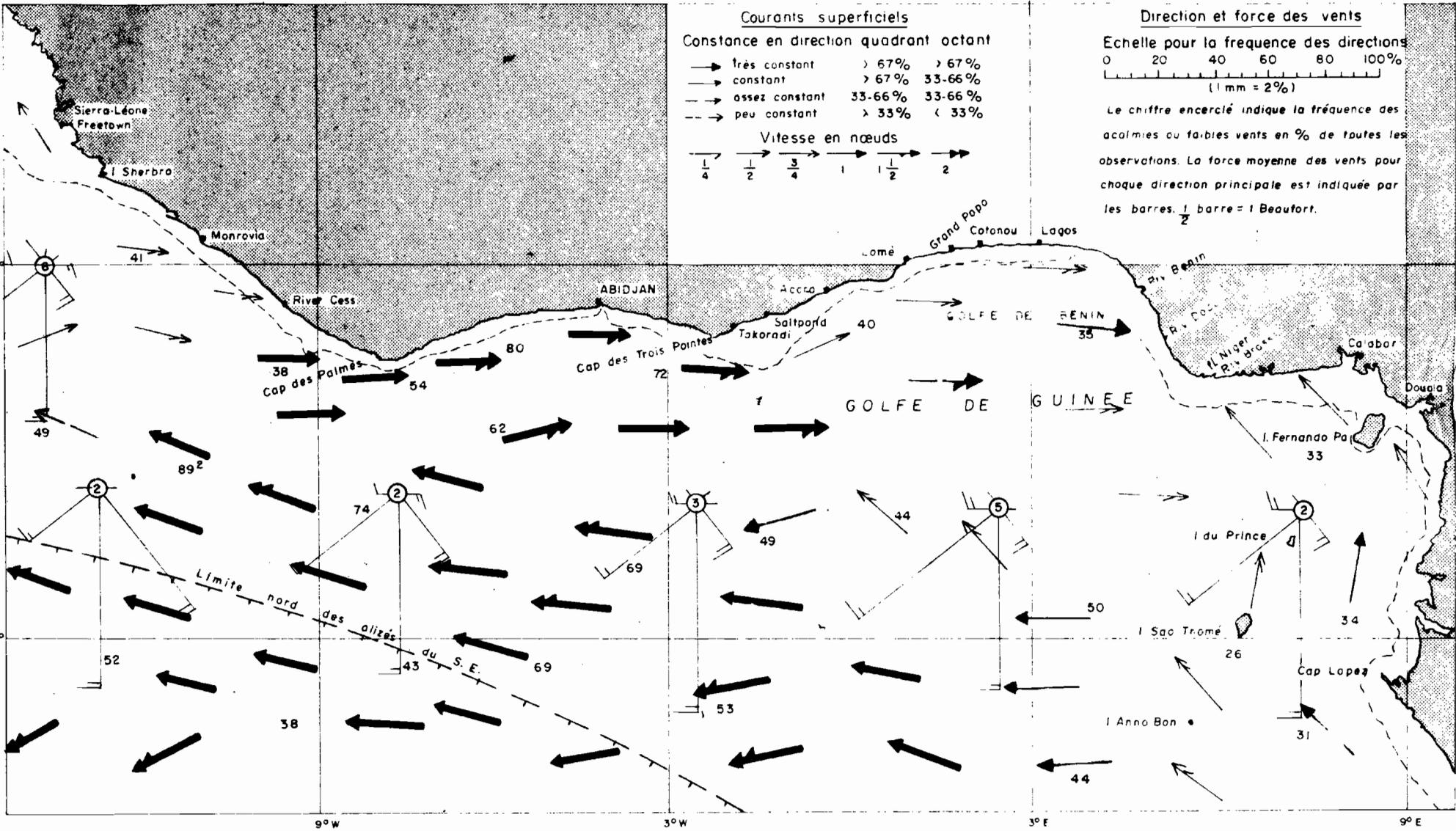
- ANON (1945).- Quarterly current charts of the Atlantic Ocean. Meteorological Office, London, Publication 406.
- ANON (1948).- Monthly meteorological charts of the Atlantic Ocean. Ibid., 483.
- ANON (1949).- Weather on the West Coast of tropical Africa. Ibid., 492.
- ANON (1953).- Annual Report of the West African Fisheries Research Institute, 1952-1953, Freetown. (Mimeographed)
- ANON (1954).- Monatskarten für den Sudatlantische Ozean. Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg.
- ANON (1960).- Résultats d'observation du Léon Coursin en 1959. Cahiers Océanographiques, 12 : 345-356, 493-505.
- BAINBRIDGE, V. (1957).- Food of *Ethmalosa dorsalis*. Nature, Lond., 179 : 874-875.
- BAINBRIDGE, V. (1960 a).- The plankton of the inshore waters off Sierra Leone. Fish. Pubs. Col. Off. Lond. (13) : 1-48.
- BAINBRIDGE, V. (1960 b).- The occurrence of *Calanoides carinatus* in the Gulf of Guinea. Nature, Lond., 188 : 932-933.
- BERRIT, G.R. (1952).- Esquisse des conditions hydrologiques du plateau continental du Cap Vert à la Gambie. Bull. IFAN, 14 (3) : 735-761.
- BERRIT, G.R. (1958).- Les saisons marines à Pointe-Noire. Bull. C.O.E.C., (6) : 335-358.
- BERRIT, G.R. (1959).- Oceanographie physique ; campagne de la Calypso en golfe de Guinée. Res. Sci. Camp. Calypso, 4, (2) : 37-73.
- BLANC, A. (1957).- Ecology of a few species of fish of great economic importance on the northern coast of Senegal. CSA Symposium, Luanda, OCW 27 (Mimeographed).
- BOGDANOV, D.V. (1960).- Hydrographic and meteorological conditions in the fishing areas on the West African coast between November, 1958, and January, 1959. Trudy Baltiro, 5 : 105-109 (Russ.).
- BOHNECKE, G. (1936).- Atlas : Temperatur, Salzgeheit, und Dichte an der Oberfläche des Atlantische Ozeans. Deutsche Atl. Exp. Meteor., 5 : 1-76.

.../...

- CAPART, A. (1957).- Sea fishing techniques in the Congo. CSA Symposium, Luanda, OCW 27 (Mimeographed.)
- CAUVET-DUHAMEL, P. (1936).- Temperatures de la mer à Lomé. Ann. Phys. Globe de la France, d'outre-mer : 54-56.
- COLLIGNON, J. (1955).- Observations hydrologiques dans la baie de Pointe-Noire. Bull. Inst. Etud. Centrafricaines, NS (10) : 153-166.
- DARBYSHIRE, J. (1957).- Sea conditions at Tema Harbour. Analysis of wave recorder observations. Dock and Harbour Authority, 38 (446) : 277-278.
- DEACON, G.E.R. (1933).- A general account of the hydrology of the South Atlantic Ocean. Discovery Reports, 7 : 171-238.
- DEACON, G.E.R. (1937).- The hydrology of the Southern Ocean. Ibid., 15 : 1-124.
- DEFANT, A. (1936).- Die troposphere des Atlantischen Ozeans. Wiss. Erg. Deutsch. Atl. Exp. Meteor. 1925-27, 6 (1) : 289-411.
- FUGLISTER, F.C. (1960).- Atlantic Ocean Atlas. Woods Hole Oceanographic Institution, Atlas Series, (1) : 1-209.
- HENTSCHEL, E. (1928).- Die Grundzuge der Planktonverteilung im Sudatlantischen Ozeans. Int. Rev. d. ges. Hydrobiol. Hydrogr., 21 : 1-6.
- HENTSCHEL, E. and WATTENBERG, H. (1930).- Plankton und Phosphat in der Oberflächenschnitt des Sudatlantischen Ozeans. Ann. d. Hydrog. u. Mar. Meteor., 58 : 273-277.
- HILL, M.B. and WEBB, J.E. (1958).- The ecology of Lagos Lagoon. II : The topography and physical factors. Phil. Trans. Roy. Soc., (B), 241 : 307-419.
- HOWATT, G.R. (1945).- Variations in the composition of the sea in West African waters. Nature, Lond., 155 : 415.
- LONGHURST, A.R. (1958).- An ecological survey of the West African marine benthos. Fish. Pubs. Colf. Off. Lond., (11) : 1-101.
- LONGHURST, A.R. (1959).- Benthos densities off tropical West Africa. J. Conseil, 25 : 21-28.
- MACKINTOSH, N.A. (1946).- The Antarctic Convergence and the distribution of surface temperatures in Antarctic waters. Discovery Repts., 23 : 177-212.

- MAINGUY, P. and DOUTRE, M. (1958).- Variations annuelles de la teneur en matières grasses de trois Clupéidés du Sénégal. Rev. Trav. Inst. Pêches Marit., 22 (3) : 303-321.
- MARCHAL, E. (1959).- Observations sur quelques Neothunnus albacora capturés au large des côtes de Guinée. Bull. IFAN, sér.A, 21 (4) : 1253-1274.
- MOAL, A.R. (1957).- Indigenous fishing in Guinea. CSA Symposium, Luanda, 1957. OCW 5 Mimeographed.
- MONTGOMERY, R.B. and POLLACK, M.J. (1942).- Sigma-t surfaces in the Atlantic Ocean. J. Marine Research, 5 (1) : 20-27.
- MORNET, J. (1907).- Les lagunes de la Côte d'Ivoire. Bull.Com.Afr. Franc. Rens. Col., (7) : 157-163.
- PELISSIER, L. (1942).- Note sommaire sur les travaux hydrographiques exécutés dans la région du Trou sans fond. Serv. Hydrographique de la Marine. Instr. Techn., 204.
- POLL, M. (1951).- Poissons. I. Généralités. Res. Sci. Exp. Ocean. Belg. Eaux Cot. Afr. Atl. Sud, 4 (1) : 1-154.
- POMAREAU, G. (1956).- Les pêcheurs basques et le Thon tropical. Bull. Centre Etud. Res. Sci. Biarritz, 1 (1) : 125-6.
- POSTEL, E. (1950).- Poissons de surface ; Campagnes du chalutier Gérard Tréca. Pêche sur les côtes d'Afr. Occ., (2) : 1-77.
- POSTEL, E. (1955 a).- Observations hydrologiques au large des côtes d'A.O.F. Rapp. Proc.-Verb. ICES, 136 : 5-6.
- POSTEL, E. (1955 b).- Résumé des connaissances acquises sur les Clupéidés de l'Ouest africain. Ibid., 137 : 14-16.
- RJABIKOV, O.G. and SARNOV, A.A. (1960).- Distribution of Sardines in the region of Dakar in relation to different hydrographic factors. Trudy Baltiro., 5 : 100-104 (Russ.).
- ROUX, C. (1955).- Activités du centre d'océanographie de Pointe-Noire de 1950 à 1953. Rapp. Proc.-Verb. ICES, 137 : 66-68.
- SCHOTT, G. (1926).- Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg.
- STOMMEL, H. (1958).- The abyssal circulation. Deep Sea Res., 5 : 80-82.
- SVERDRUP, H.V., JOHNSON, M.W. and FLEMING, R.H. (1942).- The Oceans, their physics, chemistry and general biology.
- TEBBLE, N. (1960).- The distribution of pelagic Polychaetes in the South Atlantic Ocean. Discovery Repts., 30 : 161-300.

- THORADE, H. (1943).- Le contre-courant équatorial dans l'océan Atlantique et son origine. Rev. Hydrogr., 20 (38) : 65-64.
- VAN CAMPEN (1958).- Tuna resources of the Equatorial Atlantic. Comm. Fish. Rev., 20 (2) : 67-68.
- VARLET, F. (1958).- Le régime de l'Atlantique près d'Abidjan (Côte d'Ivoire). Etudes éburn., 7 : 97-222.
- VINCENT-CUAZ, L. (undated, a).- Le régime hydrologique côtier dahoméen (issued by Centre d'Etudes de Pêche, Cotonou).
- VINCENT-CUAZ, L? (undated, b).- Les courants du golfe du Bénin (issued by Centre d'Etudes de Pêche, Cotonou).
- VINCENT-CUAZ, L. (1957).- Albacore along the coast of Mauretania, local fishery potential. CSA Symposium, Luanda, 1957. OCW 15 (Mimeographed).
- WATTENBERG, H. (1933).- Kaliumcarbonat und Kohlensäuregehalt ; Meereswassers. Erg. Wiss. Deutsch. Atl. Exp. Meteor., 8 : 122-231.
- WATTS, J.C.D. (1958 a).- The hydrology of a West African estuary. Bull. IFAN, sér. A, 22 (3) : 687-752.
- WATTS, J.C.D. (1958 b).- Thermocline off the coast of tropical West Africa. Nature, Lond. 181 : 863-864.
- WAST, G. and DEFANT, A. (1936).- Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Erg. Wiss. Deutsch. Atl. Exp. Meteor., 6 (Atlas).
-



Courants de surface et vents dans le golfe de Guinée
Mois de juin (d'après Deutsches hydrographisches Institut, 1954)