

VARIABILITE, CIRCULATION ET CHLOROPHYLLE DANS LA REGION DU DOME D'ANGOLA EN FEVRIER - MARS 1971

par Y. Gallardo, Y. Dandonneau et B. Voituriez⁽¹⁾

R E S U M E

En février-mars 1971 l'hydrologie au large de l'Angola ne fait pas ressortir le dôme thermique établi par des moyennes de MAZEIKA (1967). Les cellules d'eaux froides mises en évidence sont accompagnées en surface par une frontière sinueuse entre les eaux côtières peu salées et les eaux tropicales salées du large. Cette frontière correspond assez bien à la zone d'alternance de l'Alizé et des vents de SW, la photosynthèse augmente rapidement dans une thermocline qui s'élève à moins de 10m de la surface mais n'affleure jamais. Sous une couche homogène de surface pauvre et permanente les concentrations en chlorophylle ont la répartition caractéristique des zones de divergence. Les courants géostrophiques et mesurés en surface dénotent le caractère transitoire des mouvements horizontaux et verticaux mais la courbure générale de la circulation est favorable à l'upwelling, les sursaturations en oxygène de l'ordre de 110% suggèrent un potentiel de production primaire modéré qui corrobore la lenteur et l'alternance des mouvements. De plus l'étagement vertical régulier des différents niveaux chimiques et biologiques et des concentrations en chlorophylle modérées évoquent un écosystème où s'équilibrent rapidement les apports nutritifs et la consommation du phytoplancton, et non pas une aire de "bloom" planctonique telle qu'on en trouve dans les upwellings côtiers. Les valeurs du nombre de RICHARDSON montrent qu'une instabilité peut apparaître au fond de la couche euphotique.

Une estimation des mouvements verticaux supposés induits par la répartition remarquable des vents et leur alternance diurne montre que des structures en "dôme" peuvent être entretenues par les conditions météorologiques locales.

A B S T R A C T

In February-March 1971 the hydrological conditions off Angola do not display the thermal dome mapped by MAZEIKA'S averages (1967). Cold water cells observed are connected at the surface to a sinuous boundary between low-salinity coastal waters and high-salinity tropical oceanic waters. That boundary coincides rather regularly with an area where trades and SW winds alternate; photosynthesis grows rapidly in a thermoclinal layer that rises until 10m of the surface but never outcrops. Below a poor and permanent homogeneous surface layer, chlorophyll concentrations show a distribution which is typical of divergence areas. Geostrophical and measured currents show off a transient process in horizontal and vertical movements, however the general curvature of the circulation is propitious to upwelling. Oxygen oversaturations of about 110%, suggest a moderate potential primary production which confirms slowness and alternation of movements. Besides, the regular range of the various chemical and biological levels and moderate chlorophyll concentrations suggest an ecosystem where nutrients supply rapidly equilibrate phytoplankton consumption and not at all a "phytoplankton bloom" area as that which exists in coastal upwelling. Values of RICHARDSON'S number show that instability becomes visible at the bottom of the euphotic layer.

An evaluation of the vertical motion as inferred by the peculiar distribution and diurnal alternance of the winds shows that "doming" structures may be sustained by local meteorological events.

A partir de moyennes calculées entre janvier et avril MAZEIKA (1967) met en évidence un dôme de l'isotherme 18°C à la profondeur de 20m. L'aire intérieure à cette isotherme a un diamètre voisin de cent milles centré vers 10°S 9°E. Autour de cette zone on peut déduire une circulation cyclonique (sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud) transversale aux forts gradients thermiques existant entre 18°C et 26°C ; le gradient moyen est de 0,1°C/mille.

Une série de bathythermogrammes exécutés en mars 1957 chaque heure le long de 8°S (FUGLISTER, 1960) montre, en même temps qu'une remontée de la thermocline vers 10°E, des oscillations à période voisine de deux heures au niveau de la thermocline ; un lissage des isothermes plus profondes entre 16°C et 13°C décèle des oscillations diurnes.

Une étude d'une campagne de l'AKADEMIK KURCHATOV en avril-mai 1968 fait ressortir un dôme thermique aux immersions 25m. et 50m. A 50m. le dôme apparaît bien délimité par l'isotherme 17°C. Les coupes de densité évoquent des oscillations verticales importantes plutôt qu'un dôme permanent. Sur une radiale effectuée le long de 14°S apparaît nettement une périodicité semi-diurne des isopycnes.

CROMWELL (1958) et WYRTKI (1964) montrent la nature "semi-permanente" du dôme de Costa-Rica dans le Pacifique oriental à une latitude symétrique de celle du dôme d'Angola. L'ensemble de ces résultats impose, plutôt qu'une description spatiale, une description de la variabilité de cette campagne.

1.- CROISIERES DES N.O. CAPRICORNE ET ANDRE NIZERY

1.1.- Objectifs et mesures

Le but de ces croisières est de mettre en évidence la position haute de la thermocline dans cette région et un potentiel de production comparable à ceux des upwellings côtiers (suggéré par le dôme de MAZEIKA). Pour estimer la production primaire on a recours aux pics de sursaturation en oxygène et aux pigments chlorophylliens (chlorophylle "a", phéophytine d'après LORENZEN (1967), rapport D. 430/D 665 comme indice d'âge des populations, d'après MARGALEF (1963)). Une sonde S.T.D.O. Bisset-Berman enregistre S, T et O₂ entre 0m et 500m et des prélèvements rapprochés à 5-10m dans les 75 premiers mètres (couche euphotique) permettent les analyses de sels nutritifs selon les méthodes classiques décrites dans STRICKLAND et PARSONS (1969). Les mesures météorologiques ont lieu toutes les trois heures et pendant les stations hydrologiques i.e. à huit heures, à seize heures et à minuit. Les radiales du CAPRICORNE (fig. 1) sont numérotées de I à VI ; celles du NIZERY qui remorque un G.E.K., de VII à X. Une station centrale à 10°5 9°E est mesurée six fois (stations n°: 7, 22, 111, 32, 38, 55). Les résultats du zooplankton et du micronecton sont publiés à part (HERBLAND, STRETTA, sous presse, cahiers ORSTOM).

1.2.- Description

Les coupes hydrologiques, qu'elles soient faites en température, salinité, densité ou sels nutritifs présentent toutes des oscillations semblables à celles décrites ci-dessus. Il n'apparaît nulle part de dôme net de la thermocline pas plus que de concentrations remarquables en sels nutritifs. Les isolignes forment un "plateau" plutôt qu'un "dôme" et le bord ouest de ce plateau, où l'on doit s'atten-

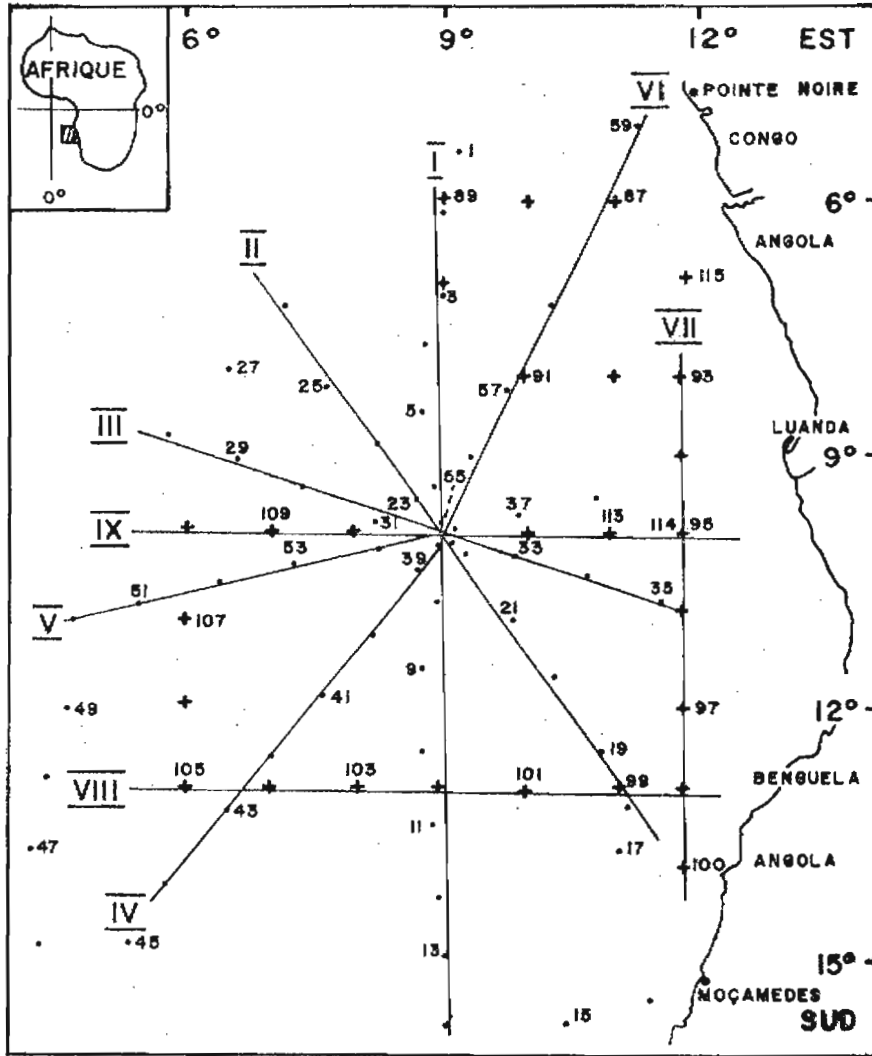


Fig.1: - Stations des N.O. CAPRICORNE et ANDRE NIZERY (février-mars 1971).

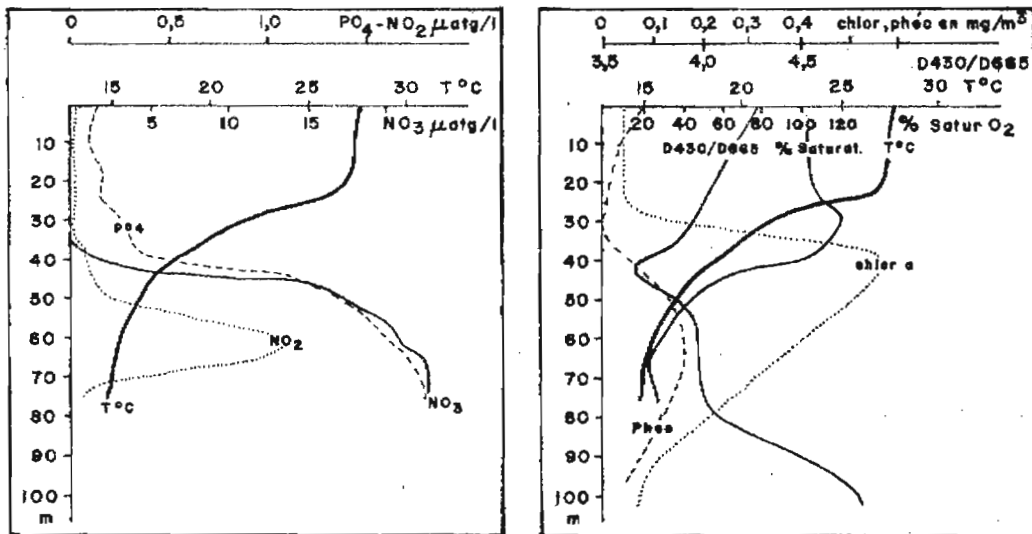


Fig.2a, b: - Distribution verticale type de diverses grandeurs océanographiques dans le région du Dôme d'Angola.

dre à une plongée des isothermes, n'a pas été atteint ; dans les autres directions la plongée des isothermes a été trouvée : ainsi vers le nord l'isotherme 16°C s'enfonce de 40m à 95m.

La tranche d'eau comprise entre 70m et 250m est assez homogène en sels nutritifs et elle présente dans la région centrale un minimum d'oxygène moins accusé qu'à la périphérie (supérieur à 2ml/l).

Toutes les stations enregistrées présentent le même type de distribution verticale (fig. 2a et 2b). Un pic de sursaturation en oxygène dissous atteignant 120% apparaît juste au sommet de la thermocline sous la mince couche pauvre de surface. En général le niveau d'enrichissement en phosphates est légèrement moins profond que celui d'enrichissement en nitrates, tous deux restant très proches du pic d'oxygène. Au-dessous on trouve le maximum de chlorophylle "a", le maximum de nitrite à la base de la thermocline et enfin le minimum d'oxygène (1 ml/l).

Dans la couche profonde enregistrée à la sonde S.T.D.O., les stations très au nord présentent un point d'inflexion de la température vers 300m et le minimum d'oxygène habituel vers 350-400m. Aux stations du SW ce minimum commence dès 100m de profondeur et existe jusqu'à 400m. Aux stations centrales la distribution est plus tourmentée comme s'il y avait plusieurs couches de circulation ou peut-être une activité biologique moins uniforme.

En surface (fig. 3a, b) des eaux équatoriales ($S < 35\text{‰}$) souvent diluées par des eaux issues du fleuve Congo ($S < 32\text{‰}$) sont déviées par des eaux tropicales ($S > 36\text{‰}$) ou par des eaux marginales du courant de Benguela ($S < 36\text{‰}$, $t < 24^{\circ}\text{C}$) apparaissant vers 15°S . Un maximum de salinité très élevé ($S > 36,3\text{‰}$) existe au SW.

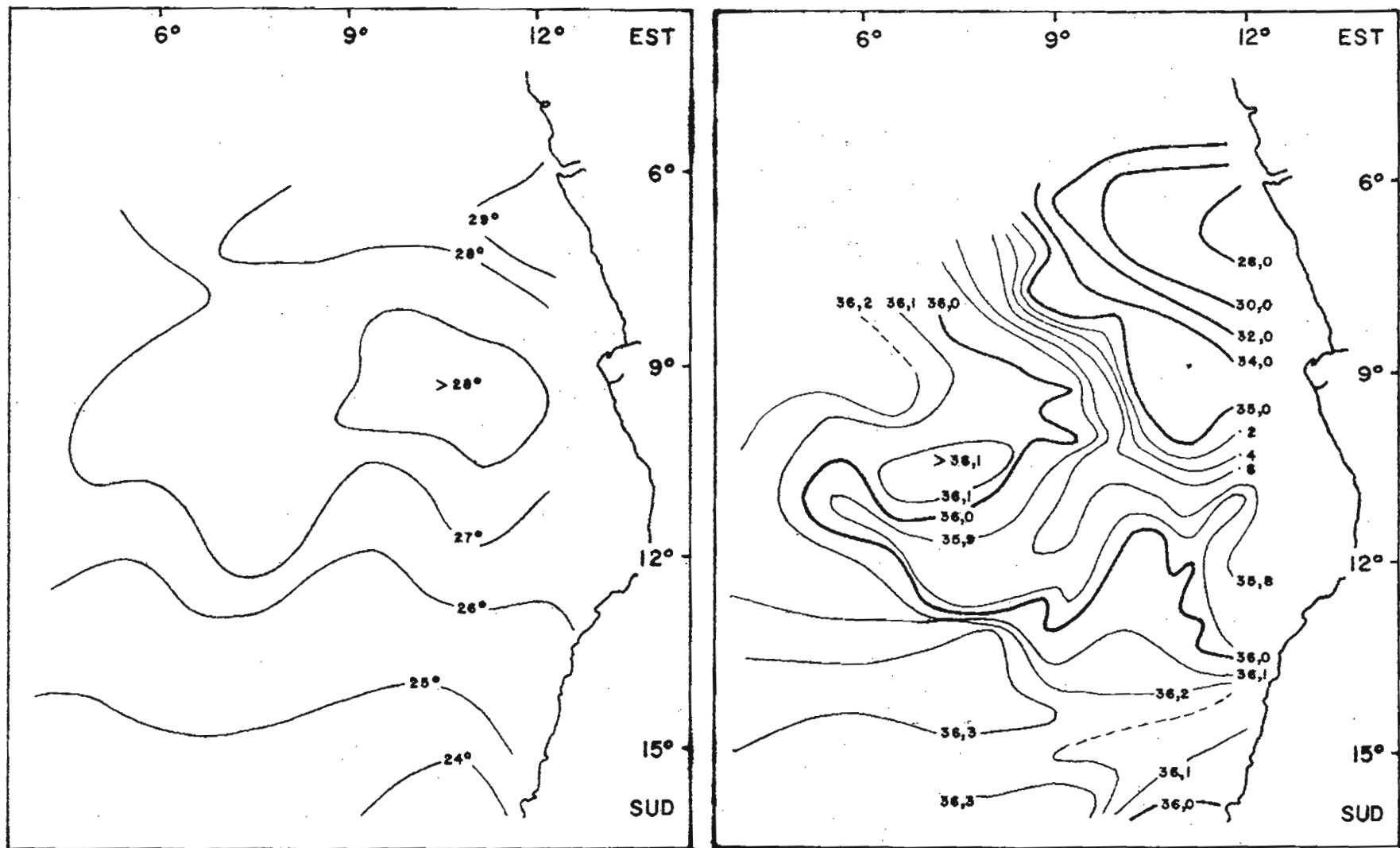


Fig.3a, b: - Température et salinité de surface en février-mars 1971.

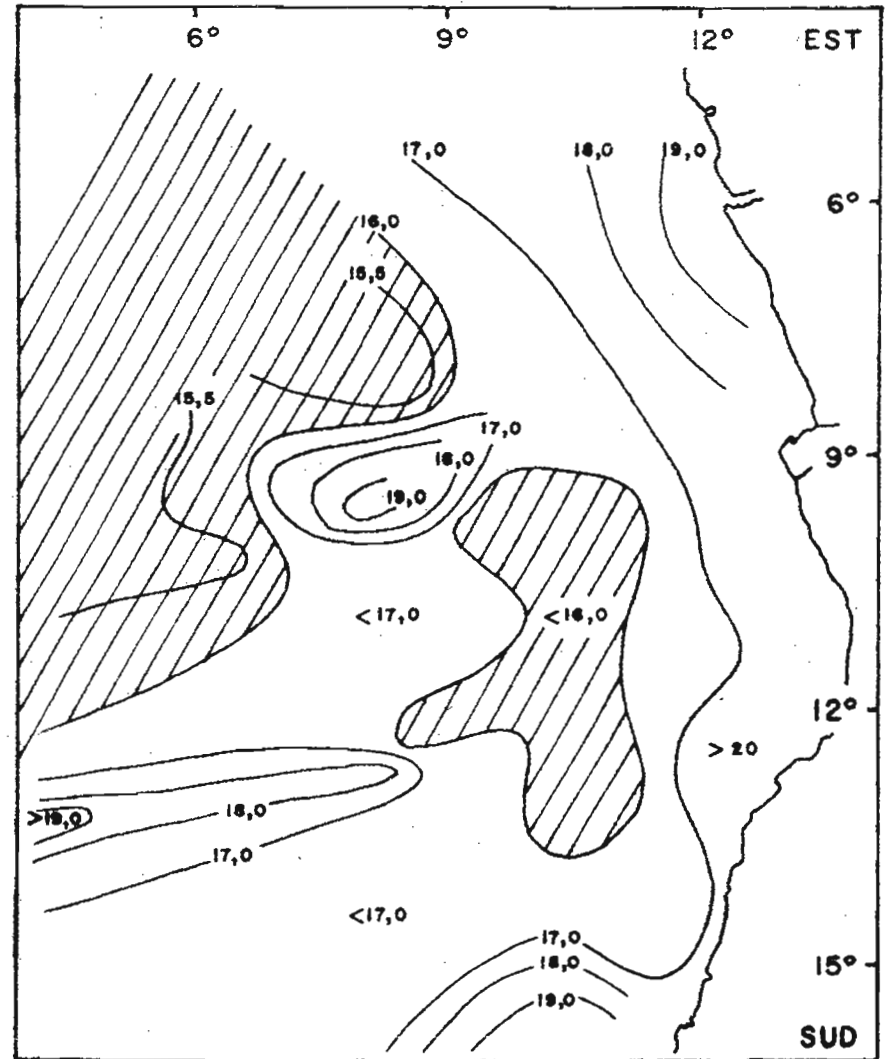
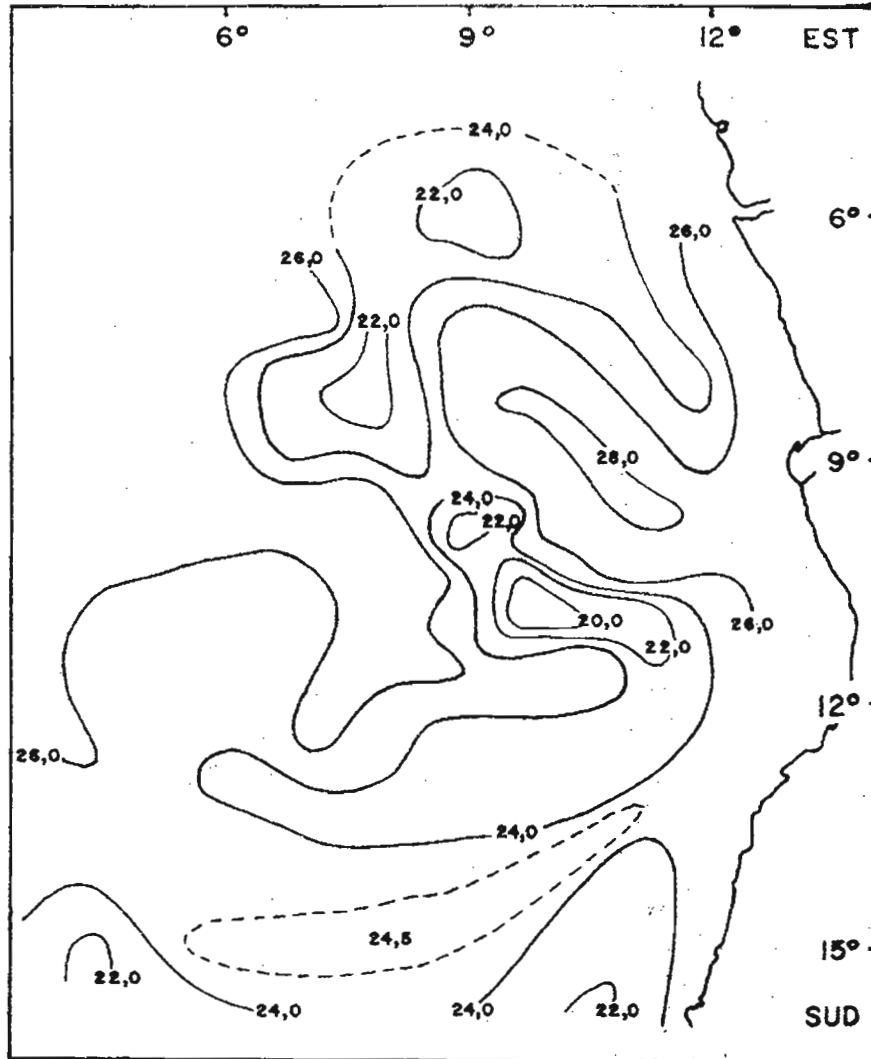


Fig.4a, b: - Température à 20 m et à 50 m en février-mars 1971.

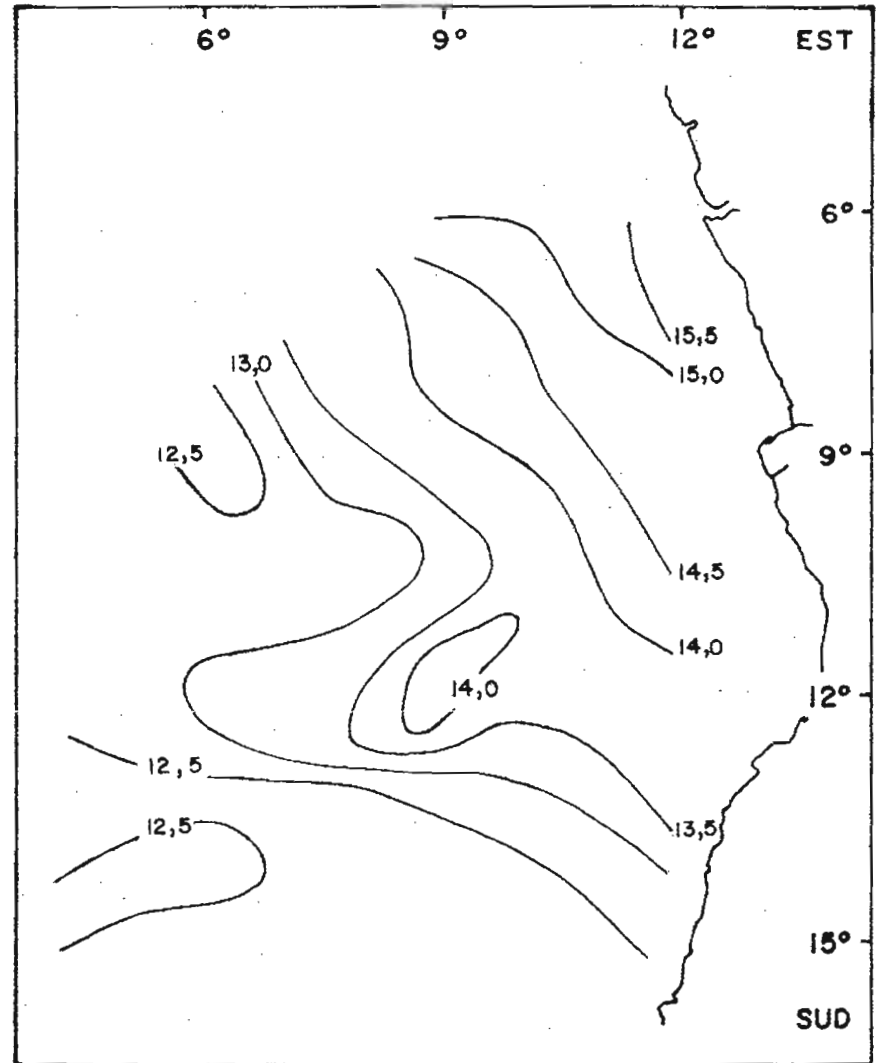
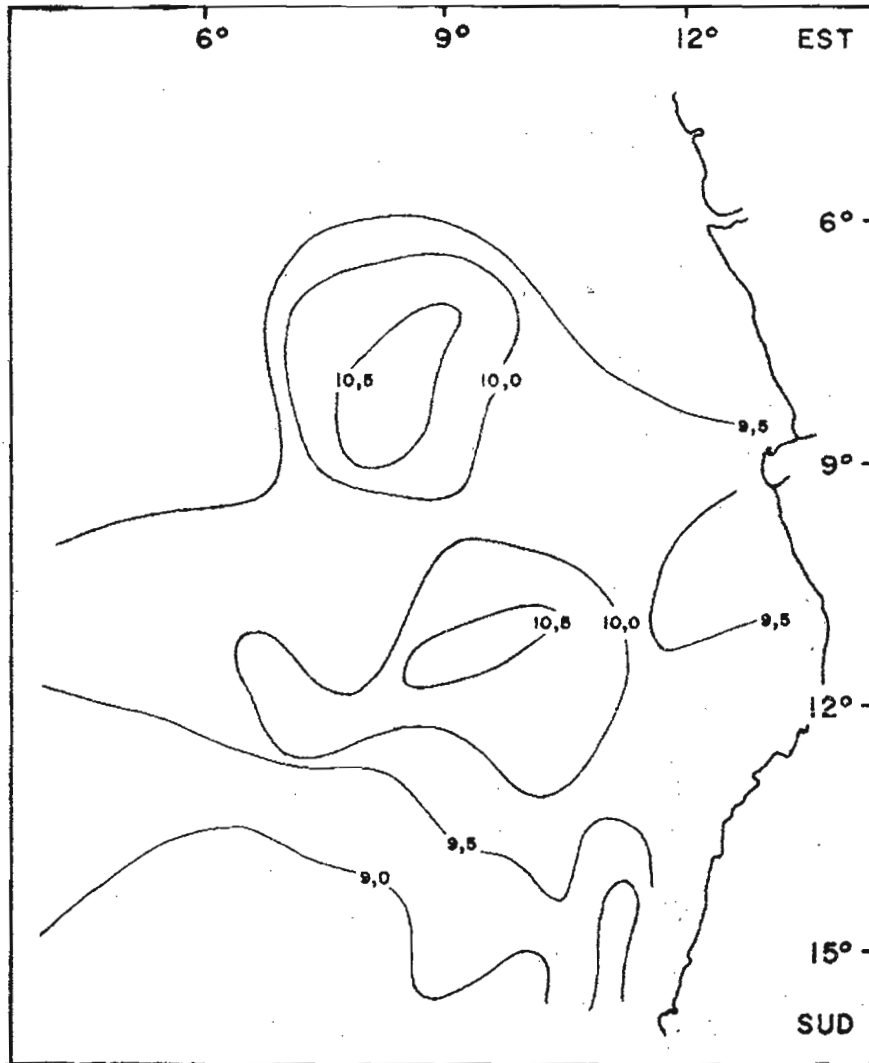


Fig.4c, d: - Température à 150 m et à 350 m en février-mars 1971.

1.3.- Mise en évidence d'un "dôme" dégradé

La carte thermique à 20m (fig. 4a) montre une bande d'eau étroite dont le contour en "S" pourrait représenter une forme dégradée du contour circulaire obtenu par MAZEIKA. La température minimum, 19°C, n'est obtenue qu'à la station 21 vers 11°S 10°E ce qui représenterait une aire à 19°C bien moins vaste que celle obtenue par MAZEIKA. Devant ces résultats très différents on doit admettre que des conditions particulières ont marqué le mois de février 1971. On peut déjà contrôler à l'aide de l'Atlas des températures de surface de MAZEIKA et des températures en février à la station côtière de Pointe-Noire que les eaux de surface sont en février 1971 plus chaudes de 1°C qu'en moyennes janvier-avril sur plusieurs années : on trouve respectivement, vers 10°S, 28°C en février 1971 et 27°C en moyenne janvier-avril et à Pointe-Noire 28,5°C en février 1971 et 27,6°C en moyenne janvier-avril 1961-69. Or une comparaison des cartes à 0m et à 20m montre que l'occlusion d'eau caractérisée par $t > 28^\circ\text{C}$ (fig. 3a), qui coïncide avec l'intérieur de la boucle supérieure du "S" délimité par $t < 24^\circ\text{C}$ (fig. 4a), est certainement une cause de cette dégradation du contour circulaire de MAZEIKA. La seconde cause de dégradation, qui intéresse la boucle inférieure du "S", est certainement due à la langue d'eau tropicale salée (fig. 3b) qui s'est anormalement rapprochée de la côte. En outre il est probable qu'une plongée des eaux tropicales sous les eaux côtières peu salées a provoqué un ralentissement ou même un renversement des ascendances qu'on peut logiquement associer à la structure en dôme, effet qui doit se répercuter en profondeur. La carte des températures à 50m (fig. 4b) étaye cette hypothèse par la présence de deux creux thermiques atteignant 19°C et accompagnant les langues d'eaux salées à 36,2° (9°S) et à 36,3° (14°S):

ces "creux" semblent avoir coupé en deux le dôme qu'on peut délimiter par $t < 16^{\circ}\text{C}$.

Entre les immersions 100m et 250m (fig. 4c) les isothermes forment un méandre curieux : le méandre de l'isotherme 13°C à 150m coïncide si bien avec celui de l'isohaline 36‰ en surface qu'il ne peut encore s'agir que d'oscillations (latérales et verticales) limitées toutefois à la frontière de l'isohaline 36‰, c'est à dire à la zone de contact des eaux tropicales et des eaux équatoriales. Enfin à l'immersion 350m (fig. 4d) la répartition des températures s'inverse : on trouve au-dessous du dôme thermique deux "creux" à température plus élevée que $10,5^{\circ}\text{C}$.

En résumé, c'est seulement vers l'immersion 50m qu'apparaît un dôme des isothermes. Au-dessus une convergence d'eaux tropicales et équatoriales a sûrement provoqué sa dégradation et les oscillations observées. Au-dessous le dôme disparaît à la profondeur de la base de la thermocline ; ces résultats prouvent que le dôme concerne exclusivement la couche de la thermocline (10m à 70m environ), que celle-ci peut facilement osciller (ondes internes) à la suite de déplacements latéraux des eaux (tropicales) de surface et que la dégradation du dôme constatée en février-mars 1971 est à relier avec des mouvements verticaux vers le bas.

1.4.- Existence d'une courbure de la circulation.

La topographie dynamique de la figure 5 apparaît très morcelée avec des courbures nombreuses et des tourbillons de plusieurs dizaines de milles de diamètre et généralement cycloniques (sens des aiguilles d'une montre). Dans toute la couche de la thermocline on retrouve cet aspect de la topographie dynamique. Les tableaux suivants rendent compte de la lenteur des courants géostrophiques et de leur direction générale SE, dans la couche des cent premiers mètres. Ce résultat corrobore, à notre avis, l'existence et la courbure

du contre-courant sud équatorial de REID (1964) dans cette région, courant E mis en évidence en avril-mai 1968 par MOROSHKIN et al., (1970) et en novembre 1971 par LEMASSON et REBERT (1973).

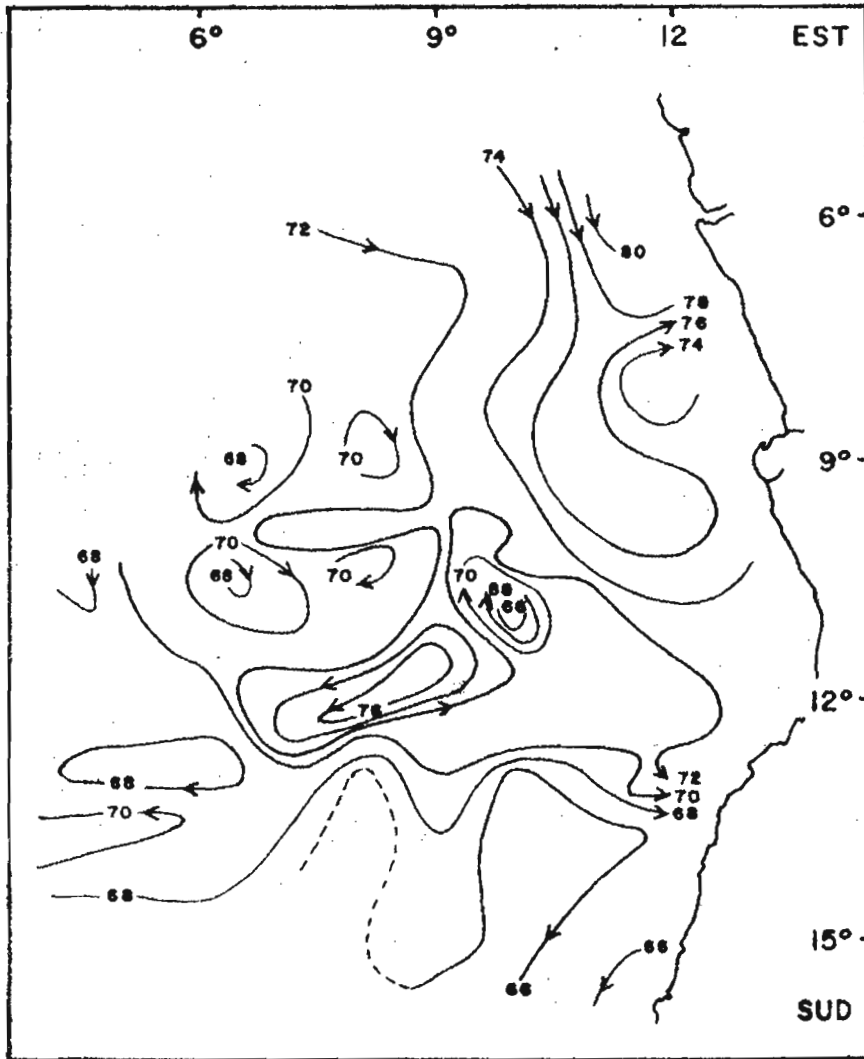


Fig.5: - Topographie dynamique de surface par rapport à 450 mètres.

TABLEAU I. Composantes zonales moyennes de la vitesse géostrophique dans la couche 0 - 100m.

Position moyenne	Stations utilisées	Vitesse (cm/s)
9 S - 11,5 E	92, 93, 95, 113, 114	0
9 S - 10 E	33, 57, 91, 112	+ 3
9 S - 9 E	5, 7	+ 5
9 S - 8 E	25, 110	+ 5
12 S - 12 E	96, 98	
12 S - 10 E	21, 101	+ 1
12 S - 9 E	9, 11	+ 9
12 S - 6 E	107, 105	+ 2
14 S - 11 E	97 19, 15 16	+ 1
14 S - 9 E	10, 13	+ 4
14 S - 5,5 E	48, 46	0

TABLEAU II. Composantes méridiennes de la vitesse géostrophique moyenne dans la couche 0-100m.

Position moyenne	Stations utilisées	Vitesse (cm/s)
6 S - 10 E	89, 87	- 14
7 S - 9 E	26, 58	- 2
9 S - 7 E	28, 24	- 3
9 S - 9 E	24, (55,57)	- 3
9 S - 10,5 E	55, 57, 94	- 3
10 S - 7 E	108, 110	- 2
10 S - 9 E	110, 112	0
10 S - 11 E	112, 114	- 7
12 S - 6 E	49, 41	- 2
12 S - 9 E	41, 20	- 1
12 S - 11 E	19, 20, 97	+ 3
13 S - 5 E	48, 105	- 1
13 S - 7 E	105, 103	0
13 S - 9 E	103, 101	- 1
13 S - 11 E	101, 98	- 7
15 S - 7 E	45, 13	- 1
16 S - 10 E	14, 16	- 2

Les topographies dynamiques à 50m et à 100m montrent des zones de convergence (9 S - 9 E et 13 S - 8 E) et de divergence (11 S - 9 E) ; une circulation anticyclonique rappelant celle trouvée par le N.O. AKADEMIK-KURCHATOV (MOROSHKIN et al., 1970) se dessine au SW de l'embouchure du Congo.

2.- VARIABILITE

2.1.- Station centrale

Le tableau suivant rend compte des oscillations importantes affectant cette région ; les résultats sont tirés de la station centrale étudiée 6 fois à quelques jours d'intervalle. La variabilité qu'on peut estimer est de l'ordre du jour.

On remarque qu'en surface et à 20m les paramètres physiques ont des amplitudes importantes tandis que les paramètres chimiques restent à peu près inchangés dans la couche de surface. De plus la symétrie observée des écarts maximums à la moyenne montre qu'il doit s'agir d'oscillations et que leur période serait d'un à quelques jours. A cette latitude le demi-jour pendulaire est très proche de 3 jours, mais il n'est pas vérifiable avec ces rares mesures qu'il s'agit d'oscillations d'inertie.

La température à 20m montre qu'il existe deux situations nettes à "dôme" de la thermocline les 20 et 28 février (avec augmentation des sels nutritifs qui dépassent 0,5 $\mu\text{atg/l}$) ; la température moyenne de 24,6°C ferait appartenir cette station centrale à la région périphérique du dôme décrit par MAZEIKA.

A 50m la température est inférieure à 17°C sauf le 21 février. On peut admettre que cette station centrale appartient à un dôme mais que ce dernier n'est cependant pas permanent dans cette zone.

TABLEAU III - Station centrale

Station n°	7	22	111	32	38	55	Moyenne	Amplitude max.
Date	15/2	20/2	21/2	23/2	28/2	6/3		
Heure	8	8	17	16	17	8		
Vent	150-4	160-2	220-2,5	170-4	310-3	190-5		
Temp. surface	26,9	27,1	27,7	27,9	28,5	27,9	27,7	+ 0,8 -
Salinité surface	35,95	35,81	36,04	35,90	35,85	35,95	35,92	+ 0,12 - 0,11
NO ₃ moyen couche surface	0,0	0,0	-	0,05	0,0	0,0	0	0
SiO ₂ moyen couche surface	0,90	0,89	-	0,85	1,15	-	0,95	
PO ₄ moyen couche surface	0,13	0,14	-	0,13	0,11	0,12	0,13	+ 0,02 - 0,01
Surseturation O ₂ surface	100	103	-	100	102	101	101	+ 2 -
Temp. 20m.	25,9	22,5	25,6	24,3	22,5	26,8	24,6	+ 2,2 - 2,1
Surseturation Max. O ₂	111	120	-	116	114	110	114	+ 6 - 4
Temp. 50m.	16,5	15,8	18,0	15,7	16,0	16,6	16,4	+ 1,6 - 0,7
Max. NO ₂	0,50	0,77	-	0,51	0,17	0,51	0,49	+ 0,28 - 0,32

Il semble qu'une diminution de la salinité de surface soit liée à un refroidissement des eaux à 20m et à 50m. Le pic de sursaturation en oxygène vers 20m semble moins accusé dans les eaux chaudes (stations 7 et 55) que dans les eaux relativement froides. Mais vu le petit nombre de mesures, cette différence n'est pas probante. Le maximum de nitrite ne semble pas suivre l'évolution hydrologique. Enfin les vents (moyenne sur 3 heures avant et pendant la station) ne sont pas constants en direction et en intensité. Ainsi à la station 38 les vents soufflent du NW alors que leur direction la plus fréquente est le SSE (Alizé).

2.2.- Remarques sur la variabilité dans cette région

Dans le tableau suivant sont rassemblés les salinités de surface et les températures à 20m des couples ou des groupes de stations à position voisine ; on cherche à estimer une variabilité de toute la région d'étude afin de la comparer à celle de la station centrale. Les valeurs entre parenthèses ont été interpolées ou extrapolées.

D'une façon générale la variabilité est plus grande à la station centrale qu'aux stations périphériques ; la grande amplitude observée entre les stations 91 et 57 peut provenir du trop grand intervalle de temps, quatre semaines, les séparant.

On remarque qu'à l'ouest de la station centrale (groupe 110, 31, 54) il y a une évolution semblable, quoique atténuée, et des salinités de surface et des températures à 20m. A 60 milles à l'est, il y a une évolution au groupe (112, 33, 37) différente de la station centrale : les températures croissent entre le 22 et le 28 février.

TABLEAU IV - Variabilité de la région

Station n°	Date	Distance de la stat. cent. (milles)	Salinité Surface	Température à 20m	Amplitude Salinité	Amplitude Température	Salinité stat. cent.	Température stat. cent.
110 31 54	21/2 23/2 6/3	50 Ouest	36,06 36,07 36,15	27,2 25,8 26,5	0,09	1,4	36,04 35,90 35,95	25,6 24,3 26,8
112 33 37	22/2 24/2 28/2	60 Est	35,79 35,71 35,83	24,7 25,0 26,5	0,12	1,8	(35,96) (35,89) 35,85	(25,0) (24,0) 22,5
91 57	11/2 7/3	120 nord-est	35,44 35,02	23,1 28,2	0,42	5,1		
90 3	11/2 14/2	180 nord	35,54 35,20	23,8 25,0	0,34	1,4		
95 114	13/2 22/2	180 est	35,50 35,05	26,8 27,8	0,45	1,0		
99 18	14/2 19/2	230 sud-est	36,07 35,95	24,5 24,5	0,12	0,0	(35,94) (35,83)	(25,4) (23,2)
89 2	10/2 13/2	240 nord	33,85 32,30	21,8 21,3	1,55	0,5		
104 43	19/2 2/3	240 sud-ouest	36,27 36,27	24,8 24,5	0,00	0,3	(35,83) (35,88)	(23,2) (23,9)

Pour les stations très éloignées de la station centrale (à 240 milles) les conditions sont quasi-stationnaires à 20m. et ceci quelle que soit la variation de salinité des eaux de surface.

Pour les stations dans les secteurs N, NE et E on remarque un accroissement de la température à 20m. pour toute la période s'étendant entre le 11 février et le 7 mars. Si des mouvements verticaux ont eu lieu dans cette région, ils ont été certainement dirigés vers le bas et ont favorisé la dégradation du dôme.

En résumé il semble qu'une évolution importante ait marqué la région au NE de la station centrale ; les eaux sont stationnaires à la périphérie ; le régime d'oscillations admis à la station centrale ne semble intéresser que le secteur W.

2.3.- Production primaire

Les mesures de pigments photosynthétiques ont été faites à six niveaux répartis entre 0 et 100m. et choisis d'après les profils de température et d'oxygène fournis par la sonde STDO. Les résultats intégrés par mètre carré de 0 à 100m., sont répartis sur la carte d'une façon très irrégulière, et les zones individualisées d'un point de vue physico-chimique

Les teneurs en chlorophylle "a" en particulier sont distribuées d'une manière très morcelée (fig. 6) où le hasard pourrait bien jouer un grand rôle : en effet, la station centrale, a une moyenne (19, 504 mg chlor "a"/m²) qui ne diffère pas significativement de celle de l'ensemble des stations (19, 070 mg/m²) et une variance qui est du même ordre (25, 97 à la station centrale et 18, 71 à l'ensemble des stations). Il est donc très tentant de conclure qu'il s'agit d'une région

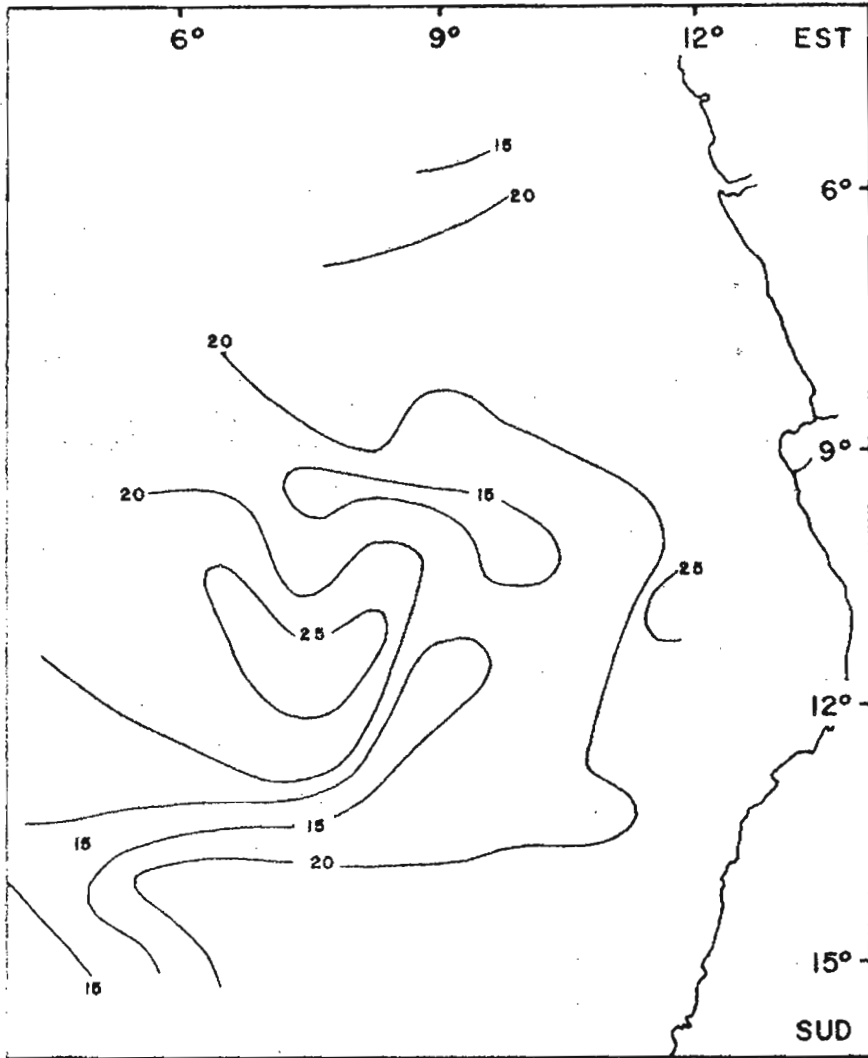


Fig.6: - Concentration en chlorophylle "a" entre 0 et 100m (mg/m²).

non différenciée dans laquelle les teneurs en chlorophylle "a" par mètre carré sont en moyenne égales à 19,07 mg et dont la station centrale donne un aperçu de l'hétérogénéité.

Cette hypothèse paraît d'autant plus vraisemblable que, bien que les données physicochimiques individualisent nettement plusieurs masses d'eau, la circulation dans cette région ne présente pas de différenciations. Une étude zone par zone, en isolant les eaux du NE ($S < 35,7\%$), les eaux du nord ouest en oxygène du sud-ouest (plus de 15 l/m²), les eaux salées du sud-est ($S > 36\%$) et la langue centrale moins salée ($S < 36\%$), ne montre pas non plus de différence significative d'une zone à l'autre :

TABEAU V : Chlorophylle par région

	Nombre de stations	Chlor. "a" moy. de 0 à 100m (mg/m ²)	Ecart type
Eaux peu salées N.E.	8	19,22	6,29
Eaux salées N.W.	10	18,50	3,55
Station centrale	5	19,58	5,10
Eaux riches en oxyg. (S.W.)	4	16,32	5,33
Eaux salées S.E.	8	18,45	3,72
Langue centrale	9	20,02	4,73

La même étude appliquée à l'indice D 430/D 665, ou aux teneurs en phéophytine, ne conduit pas non plus à une relation entre les zones physicochimiques et d'éventuelles zones biologiques.

Si, pourtant, on essaie de tracer des isoplèthes de chlorophylle "a", on obtient une répartition qui se compose schématiquement d'une zone riche, centrée sur les stations 40, 41 et 52, et ouverte à l'ouest, entourée par une étroite zone pauvre elle même bordée à l'extérieur par des eaux plus riches (fig. 6). Cette répartition est incertaine, du fait de l'hétérogénéité qui est apparue à la station centrale et qui introduit une très forte erreur d'échantillonnage. On doit cependant la prendre en considération car cette station centrale s'y trouve dans une zone de fort gradient entre le noyau central riche et la bande pauvre qui l'entoure ; elle se trouve aussi au voisinage de l'isohaline 36‰ qui sépare les eaux du large des eaux peu salées, et en bordure des eaux du sud-ouest bien oxygénées (plus de 10 % de sursaturation par mètre carré), et moins pauvres en phosphate. Dans ces conditions, un déplacement horizontal des masses d'eau peut fort bien être à l'origine de la variance élevée calculée à la station centrale. De plus, la répartition obtenue, très simplement structurée, reflète, par delà la variété des masses d'eau en présence, une tendance uniforme à une plus grande richesse des stations du centre-ouest, celles qui sont le siège d'oscillations. La topographie dynamique de la région (fig. 5) explique mal cette répartition, mais cette topographie est virtuelle et on sait qu'elle est peu contrastée et très instable dans le détail. La chlorophylle "a" étant le résultat de réactions biologiques très étalées dans le temps, cette zone riche pourrait bien être l'effet d'une fréquence plus élevée des cellules divergentes dans la région du centre-ouest.

Ces divergences sont modérées et la structure de la couche d'eau touchée par les phénomènes biologiques est partout celle d'une masse d'eau qui a atteint un équilibre entre l'apport de sels nutritifs et leur consommation (fig. 2, a et b).

- La couche homogène est pauvre en sels nutritifs (nitrates surtout, qui sont l'élément limitant) et en pigments.

- Le gradient des phosphates débute sous la thermocline au-dessus de celui des nitrates, qui, moins abondants sont épuisés plus vite par la photosynthèse.

- Cette dernière a son maximum (marqué par le maximum d'oxygène) entre les débuts des gradients de nitrates et de phosphates. Que le pic d'oxygène soit au-dessus du début des nitrates prouve bien que ceux-ci sont utilisés entièrement dès leur arrivée en zone euphotique, et que les observations faites correspondent à des situations d'équilibre.

- En dessous, le pic de chlorophylle "a" se forme par sédimentation des produits synthétisés dans le maximum d'oxygène, et un peu plus bas, les pics de pheophytine et de nitrite correspondent à une prépondérance des phénomènes de reminéralisation (LORENZEN, 1967, WADA et AKIHIDO, 1971).

- Enfin, un minimum d'oxygène se crée sous toutes ces couches en l'absence de photosynthèse, dû aux diverses formes d'oxydation de la matière organique.

Les stations 11, 12, 13, 35, 45, 46 et 58 échappent partiellement à ce schéma : il s'agit pour les unes d'eaux côtières, pour les autres d'eaux du Benguela, mais dans les deux l'évolution biologique a été fortement marquée par des phénomènes plus violents qu'en milieu océanique oligotrophe,

et ces eaux n'ont pas encore atteint un équilibre stable. Pour les autres stations, ce schéma s'applique toujours, et il apparaît une tendance à l'éloignement les unes des autres des couches exposées ci-dessus au fur et à mesure que la teneur en chlorophylle diminue: on trouve ainsi, en calculant les corrélations qui lient la teneur en chlorophylle "a" par mètre carré avec successivement les distances qui séparent le sommet de la thermocline, le début du gradient de phosphates, le maximum d'oxygène, et le maximum de chlorophylle, que ces corrélations sont négatives et assez significatives, (tableau VI) sauf en ce qui concerne la distance début des phosphates-sommet de la thermocline, qui ne semble pas jouer un rôle important, ce qui est en faveur de l'hypothèse de l'absence de mélange avec la couche homogène.

TABLEAU VI

	corrélation avec la teneur en chlorophylle "a"/m ² (37 degrés de liberté)
distance sommet de la thermocline début PO ₄	r = 0,072 non significatif (variables indépendantes)
distance début PO ₄ - Max. O ₂	r = -0,421 significatif au niveau 99%
dis. Max. O ₂ Max. chlor. "a"	r = -0,284 significatif au niveau 91%

Bien qu'entrant parfaitement dans le schéma ci-dessus, une langue d'eaux salées au sud-ouest, axée sur les stations 47 et 43, se différencie nettement des autres eaux par un plus grand étalement vertical des profondeurs remarquables des divers paramètres, mais aussi par des températures plus basses en profondeur, par des profils d'oxygène beaucoup plus contrastés, où l'on trouve à la fois les plus fortes et les plus faibles valeurs rencontrées au cours de la croisière. La forte quantité d'oxygène dans ces eaux fait supposer un passé très productif et une origine dans le courant de Benguela. Ces eaux pénètrent dans la région du dôme d'Angola alors que la matière organique photosynthétisée a été en grande partie reminéralisée, ce qui a conduit à un minimum d'oxygène très marqué au-dessous du maximum.

Dans l'ensemble, la région n'est nulle part très pauvre, et les indices D430/D665 calculés à cette croisière, qui varient en fonction inverse du taux de renouvellement des populations (MARGALEF, 1963), sont en faveur de l'hypothèse d'une production active, confirmée par les sursaturations en oxygène importantes au niveau du minimum de cet indice : en effet, à 40m, ces indices sont compris entre 3, 5 et 4, 5, valeurs relativement basses correspondant à des eaux assez jeunes et productives.

3.- ETUDE DE LA STABILITE VERTICALE

Dans "THE SEA, vol II, p. 354," RYTHER exprime que "ni la stabilité verticale ni une forte turbulence ne contribuent en elles-mêmes à une haute productivité. Des conditions favorables de croissance surgissent plutôt d'une alternance de ces conditions ; la turbulence enrichit les couches de

surface et elle serait suivie d'une stabilité permettant au phytoplancton de rester dans la zone euphotique suffisamment longtemps pour utiliser les éléments nutritifs fournis.

Le développement du phytoplancton suit un rythme saisonnier et le changement de saison est marqué par une variation de la stabilité des eaux, les eaux instables d'hiver tendant à se stabiliser dans la couche de surface avec l'apparition d'une thermocline au printemps.

On retiendra donc qu'une alternance stabilité-instabilité dans la couche euphotique doit favoriser l'enrichissement des eaux.

Un calcul de la stabilité verticale fait pour 13 stations en février-mars 1971, utilise le nombre de RICHARDSON

$$R_i = \frac{\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} - \frac{g^2}{c^2}}{\left(\frac{dv}{dz}\right)^2}$$

z : profondeur

ρ : masse spécifique de l'eau

g : accélération de la pesanteur

c : vitesse du son à la profondeur z

v : vitesse du courant

Ce coefficient exprime que si l'énergie cinétique $\left(\frac{dv}{dz}\right)^2$ acquise par une "balle d'eau" est suffisante pour vaincre l'énergie potentielle, - liée à la force de rappel existant entre

le particule et son point d'équilibre, exprimée par le numérateur de Ri - cette balle d'eau quitte sa position d'équilibre, ce qui déclenche une instabilité. Si l'énergie cinétique reste inférieure à l'énergie potentielle, la couche d'eau considérée reste stable. D'une façon générale les coefficients de RICHARDSON dénotent une forte stabilité au-dessus de 75m et une instabilité en dessous ($10 < Ri < 10^5$ et $-10^4 < Ri < -10^2$). Cependant on trouve sur la radiale II une couche de stabilité relativement peu élevée et dont l'épaisseur est minimum, de l'ordre de 50m.

On détermine une zone mince à la base de la couche euphotique (calculée à partir du Secchi) où il peut y avoir instabilité : sur les 13 stations* calculées on en trouve 7 où les conditions de turbulence et d'éclairement favorables à l'essor du phytoplancton seraient réunies. La radiale II (stations 19, 21 et 24) répond à ces conditions. En moyenne, la profondeur, où commence l'instabilité, et l'épaisseur de la couche euphotique sont voisines de 70m.

Une comparaison de la stabilité statique (exprimée par le numérateur du coefficient de RICHARDSON) entre deux régions délimitées par le méridien 3E (campagne de l'AKADEMIK KURCHATOV) montre que la région ouest est à la fois moins stable dans la couche 0-75m et moins instable dans la couche 75m-200m que la région à l'est de 3E correspondant au dôme.

En effet on trouve respectivement un gradient vertical de densité suivant :

Région W (0-75m)	2,3	(75m-200m)	0,57
Région E (0-75m)	4,0	(75m-200m)	0,36

* Il s'agit des stations n° 3, 7, 9, 11, 19, 21, 24, 32, 36, 52, 58 et 90.

Le critère d'enrichissement serait tout simplement lié à l'existence d'une thermocline très marquée, c'est à dire à la rencontre des deux masses d'eaux tropicales et équatoriale dans la couche euphotique.

On a voulu contrôler qu'il y avait une dépendance entre le pic de sursaturation et la stabilité de la couche euphotique et que celle-ci subissait une évolution saisonnière dans la région du dôme. La comparaison s'est faite entre trois périodes

-février-mars 1971 où le Secchi moyen est de 27m (110% de sursaturation)		
-Juin 1970	" "	20m (105%)
-novembre 1965	" "	20m (120%)

On trouve dans la couche 0-75m le gradient vertical de densité suivant :

- 2,9 en février-mars
- 2,8 en juin
- 2,0 en novembre

Entre 75m et 200m le gradient est le même (0,27). Le critère favorable à la productivité plus grande en novembre semble être une diminution de la stabilité dans la couche euphotique.

Il est donc difficile de conclure sur la qualité de la relation Productivité-stabilité. La richesse de la radiale II où la couche euphotique peut être en partie instable et les résultats précédents tendent à faire penser qu'une diminution de la stabilité verticale dans la couche euphotique favorise la productivité primaire dans la région du dôme d'Angola, bien qu'une thermocline soit nécessaire au développement du phytoplancton. L'instabilité n'apparaît que vers 60-70m.

Enfin l'immersion du maximum d'instabilité augmente du centre vers la périphérie, résultat confirmant que l'affrontement des masses d'eaux de surface a lieu dans la région centrale.

4.- ETUDE DES VENTS ET DES COURANTS DE SURFACE

4.1.- Existence d'une frontière d'Alizé

Les résultats de vents (observés toutes les trois heures à bord du N.O. CAPRICORNE) montrent deux régions distinctes : une région ouest où souffle en permanence l'alizé, une région est où prédominent les vents de secteur SW et où les fluctuations du vent sont importantes. La ligne de démarcation définie par une composante zonale nulle du vent, passe approximativement par les stations suivantes, en allant du nord au sud :

27, 25, 24, 23, station centrale, 8, 9, 41, 42, 13.

La carte des pressions met en évidence un minimum (inférieur à 1012 mb) entouré d'une bande de pression relativement plus élevée (supérieure à 1015 mb). Ces vents mesurés ont une distribution spatio-temporelle qui s'harmonise assez bien avec celle des gradients de pression atmosphérique. Il serait illusoire d'entrer plus dans les détails puisqu'il ne s'agit pas de mesures synoptiques. Mais on peut dégager un certain nombre de constatations.

- La région centrale où règnent les pressions et les vents (fig. 7) les plus faibles est celle où la thermocline a sa position la plus élevée (fig. 8).

- La ligne de démarcation E des alizés de SE et l'isohaline 36‰ sont presque confondues le long d'un tracé en méandre.

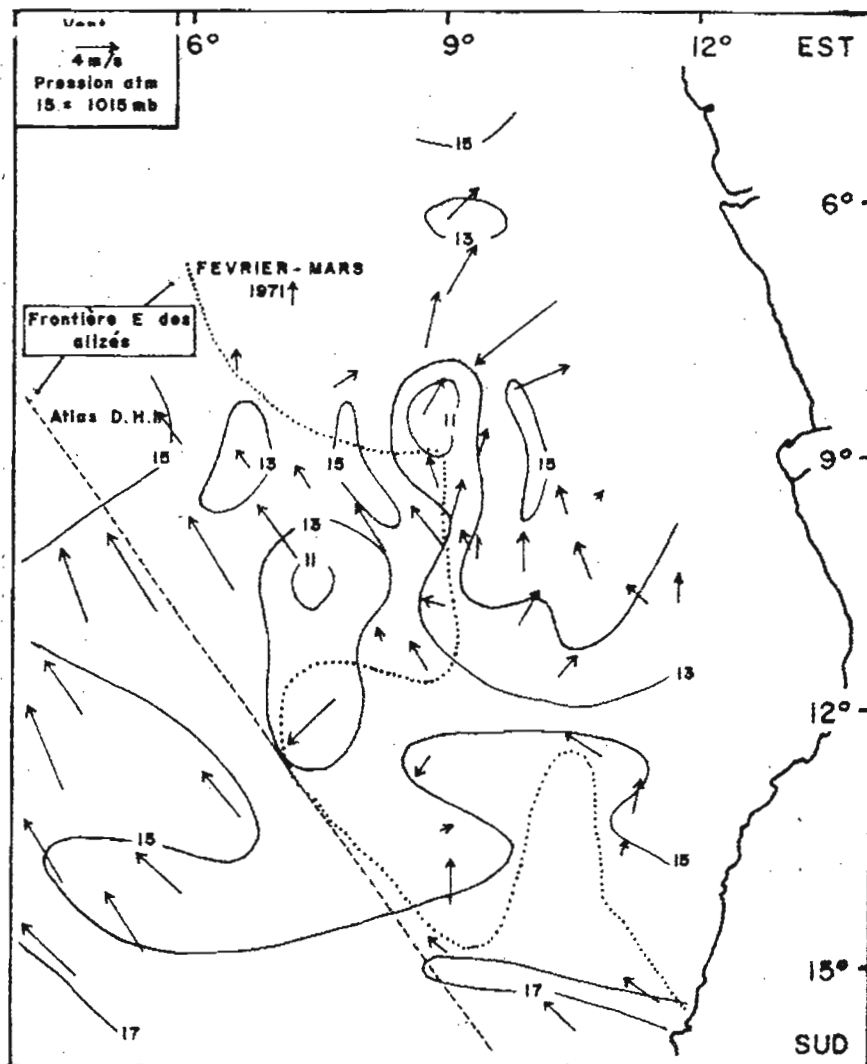


Fig.7: - Vents et pressions observés par le N.O. CAPRI-CORNE. Frontière E des alizés observés comparés à celle des statistiques.

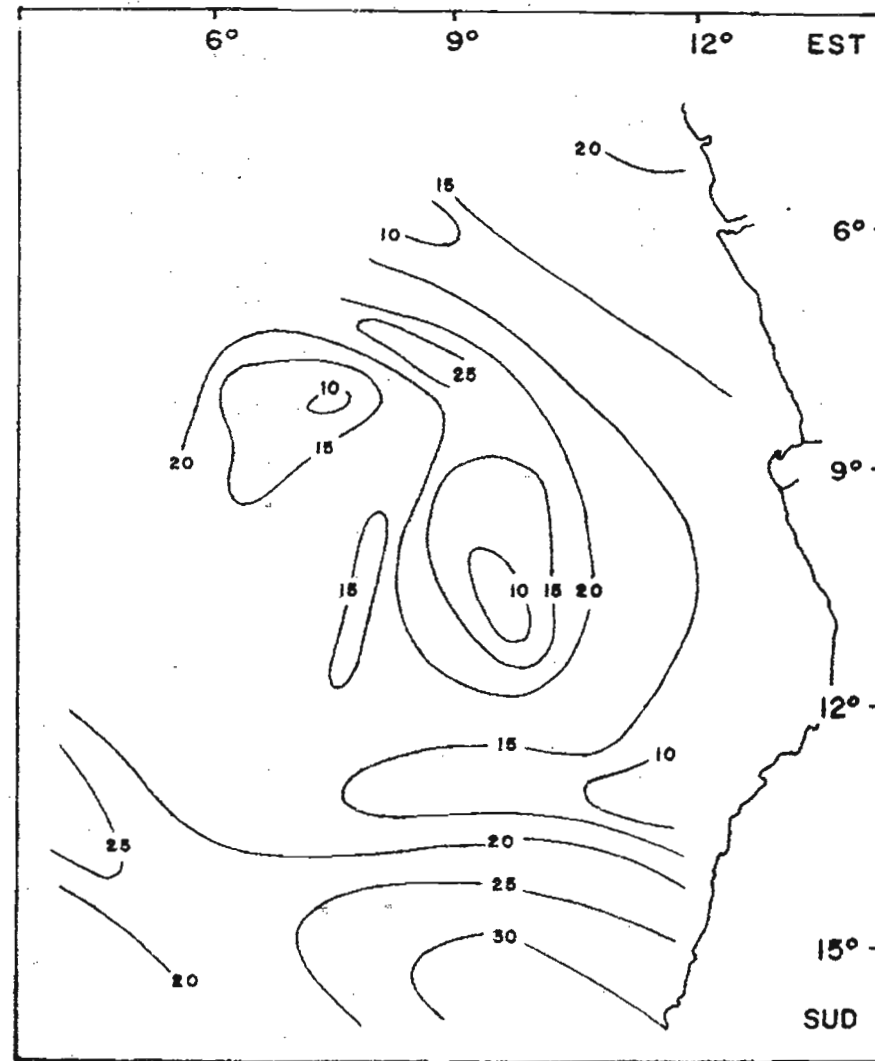


Fig.8: - Topographie du sommet de la thermocline.

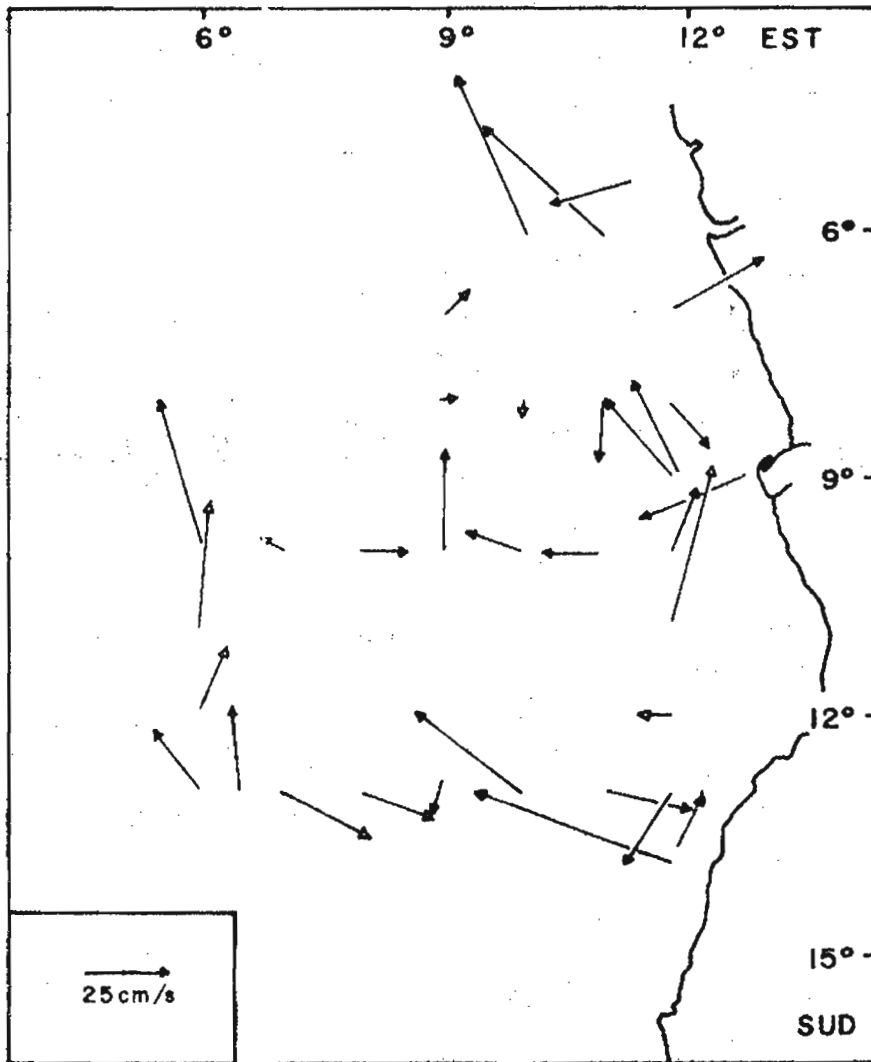


Fig.9: - Courants de surface mesurés au GEK (février 1971)
(d'après I.M. GUILLERM).

- Les mesures du courant de surface au G.E.K. (fig. 9) font ressortir une zone centre-est de courants faibles et variables et une zone ouest de courants nord plus rapides. Les courants NW, les plus rapides, ont été observés au large de l'estuaire du Congo et dans la zone SE. La zone centre-est correspond aux vents faibles et changeants, la zone ouest à l'Alizé. Plus près de la côte il n'apparaît pas de correspondance entre les circulations atmosphériques et océaniques.

4.2.- Circulations atmosphériques et vortex océaniques.

BJERKNES (1959) a montré que le vent pouvait influencer la température de surface de la mer par des processus autres que ceux de convection (courant de dérive). Il pose comme principe qu'un changement dans la distribution verticale de la température d'une zone donnée apparaît si s'installe au-dessus de cette zone une perturbation atmosphérique.

- En présence d'une perturbation anticyclonique l'épaisseur de la couche chaude de surface augmente à l'intérieur d'un vortex anticyclonique.

- En présence d'une perturbation cyclonique cette couche s'amincit.

Des vents forts accompagnant une zone de dépression cyclonique peuvent provoquer un refroidissement important de la couche mince de surface par brassage avec la couche de la thermocline.

Donc un vortex anticyclonique induit par la circulation atmosphérique favorise une convergence des eaux de surface vers son centre, i.e. un épaissement de la couche de surface, tandis qu'un vortex cyclonique est favorable à une

divergence des eaux, amincissant la couche de surface. Ce principe de BJERKNES est corroboré par nos observations de vent, de pression et par la carte donnant la topographie du sommet de la thermocline (fig. 7 et 8).

4.3.- Existence d'une variation diurne des vents.

Le tableau suivant donne les vents observés toutes les trois heures pendant la campagne du CAPRICORNE ; le premier chiffre indique en dizaine de degrés la direction d'où il souffle et le second sa vitesse en m/s ; au-dessous figure le numéro de la station hydrologique.

En faisant la moyenne des directions, toutes les trois heures, indépendamment de la vitesse, on observe une rotation des vents au cours de la journée. En effet on trouve successivement entre 0h et 21h les directions moyennes suivantes :

0h	3h	6h	9h	12h	15h	18h	21h
179°	183°	173°	150°	155°	164°	163°	194°

Ceci montre qu'à 9 heures du matin et 9 heures du soir, la direction moyenne des vents diffère de 40 degrés, différence très sensible qui doit avoir une répercussion sur l'hydrologie.

Si on regarde le tableau plus en détail, il ressort que cette évolution diurne tend à disparaître dans la zone des stations 42 à 56, c'est-à-dire entre les 2 et 6 mars.

On estime que la direction des vents diffère de façon significative entre le jour (150°, 155°, 164°, 163° respectivement à 9h 12h 15h et 18h) et la nuit (194°, 179°, 183°, 173° respectivement à 21h, 0h, 3h et 6h), par une rotation moyenne du 158° au 182°.

TABLEAU 7 : Vents observés sur le CAPRICORNE

Heure Date	0	3	6	9	12	15	18	21
12-2					21-3	20-4	26-6	17-5
13	17-6,5	20-8	20-6	16-6	17-7	20-6	27-7	23-7
				1			2	
14	18-5	21-6	20-5,5	19-5	19-5	19-5	19-5	20-7
	3			4			5	
15	20-3,5	20-3,5	17-3	13-4,5	16-4,5	16-3	19-2,5	19-4
	6			7			8	
16	17-4	16-5	16-1	8-3	8-2,5	8-1	10-0,5	22-1
	9			10			11	
17	19-1,5	18-1	18-6	13-3,5	13-4	13-1	13-1	10-3,5
	12			13			14	
18	12-3	13-3	14-3	16-4,5	16-2	16-1	16-3	0
	15			16			17	
19	21-2	21-3,5	12-4	17-5	17-4	22-4	20-2,5	19-6
	18			19			20	
20	19-4	20-4	17-3	15-1,5	15-1	16-1	2-1,5	32-3
	21			22			23	
21	23-2	23-2	22-2	18-3	18-3	18-3	18-2	19-2
	24			25			26	
22	19-2	19-2	14-2	14-3,5	14-3	14-3	16-3	22-2
	27			28			29	
23	14-1,5	14-1,5	22-2,5	16-4	16-4	16-4	19-4	22-5
	30			31			32	
24	10-5	18-5	18-4,5	14-4,5	14-4	14-2	18-4	0
	33			34			35	
25	20-4	20-4	16-4					
27								33-6,5
28	23-6,5	22-4	0	17-4	19-1	30-1	31-3	29-4,5
			36		37		38	
1-3	26-3	26-4	25-3	14-3	14-3,5	14-4	7-3	17-3
	39			40			41	
2	14-3	17-3	13-6	13-6	14-6	12-5	17-5	15-7,5
	42			43			44	
3	16-7	16-7	15-8	15-8	15-8	15-7	15-6	14-8
	45			46			47	
4	15-7	15-6	16-6	16-6	16-6	17-6	14-7	16-7,5
	48			49			50	
5	16-7	16-6	18-5,5	16-6,5	16-6,5	16-6,5	16-6	17-7
	51			52			53	
6	18-4	19-4	18-2,5	19-5,5		19-4	18-4	36-4
	54			55			56	
7	26-6	26-3	12-2	5-9	10-7,5	9-4	7-4	29-4
	57			58				
8	2-3	2-3						
	59							

Le calcul des composantes de vent, en prenant pour direction celle vers laquelle il souffle, donne une composante, faible vers l'est la nuit ($< 0,5\text{m/s}$), vers l'ouest le matin (1 à $1,5\text{m/s}$) et l'après-midi ($0,5\text{m/s}$). La composante vers le nord est maximum entre 3h et 12h ($> 3,2\text{m/s}$) et minimum entre 21h et minuit ($2,5\text{m/s}$). Il y a une évolution diurne des composantes du vent.

5.- ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

5.1.- En régime stationnaire

WYRTKI suggère que l'upwelling du dôme de Costa-Rica est dû à la courbure du contre-courant E vers le nord vers la latitude 10 N dans le Pacifique oriental. Il ajoute que dans cette région les vents sont faibles et irréguliers et que le champ de vents local n'est pas assez important pour maintenir l'upwelling dans le dôme. Devant l'Angola on a fait ressortir une circulation géostrophique SE mais aussi l'existence d'une frontière E de l'Alizé.

Or la vitesse verticale du courant de dérive à sa profondeur de pénétration h s'exprime en fonction des tensions tangentiels du vent : CHEKOTILLO (1966) donne une formule approchée de cette vitesse verticale, (oz vers le haut, ox vers l'est, oy vers le nord)

$$w_h = \frac{\text{Rot } \tau_a + \beta f^{-1} \tau_{ax}}{\rho f}$$

τ_a : tension tangentielle du vent

f : paramètre de coriolis, de l'ordre de -10^{-5} au sud de l'équateur

$$\beta = \frac{df}{dy}$$

Si le champ de vents est irrotationnel, il existe toujours une vitesse verticale à l'est de la frontière d'Alizé où τ_{ax} est positif, donc il y a upwelling.

Si $\text{Rot}_z \tau_a$ est différent de 0 il suffit d'étudier le signe du numérateur pour avoir le signe de la vitesse verticale due au vent.

A la latitude 10° , βf^{-1} vaut $9 \cdot 10^{-8}$.

Plusieurs auteurs admettent une loi en V^2 de la tension tangentielle du vent, le coefficient de résistance variant avec la vitesse du vent. Ce coefficient étant mal connu, le calcul de τ n'offre pas d'intérêt. Nous écrivons vectoriellement $\tau_x = \tau \frac{V_x}{|V|} = k |V| V_x$ et $\tau_y = k |V| V_y$ c'est à dire que τ_x et V_x d'une part, τ_y et V_y d'autre part ont le même sens par définition.

En reprenant la formule ci-dessus de la vitesse verticale, le signe de cette dernière sera celui de l'expression

$$\frac{1}{\beta f} \left[\frac{\Delta(VV_y)}{\Delta x} - \frac{\Delta(VV_x)}{\Delta y} + 9 \cdot 10^{-8} \cdot VV_x \right] \text{ (à la latitude } 10^\circ \text{)}$$

Comme f est négatif dans l'hémisphère sud, il y aura ascendance quand l'expression entre parenthèses sera négative.

5.1.1. Février-mars 1971

Calculons cette expression en un point équidistant des stations 21 et 22 qui correspond à une crête de la thermocline (fig. 8) : la station 21 est celle où la température à 20m est minimum.

Deux axes SN et WE passant par ce point délimitent quatre secteurs dans lesquels on calcule VV_x et VV_y .

- secteur NE: stations 33, 34, 36, 37 (10 observations)
- secteur NW: stations 6, 22, 23, 31, 39 (13 observations)
- secteur SW: stations 8, 9, 39, 40 (12 observations)
- secteur SE: stations 20, 21, 34 (8 observations)

Dans ce quadrillage Δx et Δy sont voisins de $1,5 \cdot 10^5 m$.

On obtient la distribution suivante (VVx en haut, VVy en bas)

		9,5 E	
VVx	2,23	0	
VVy	4,46	12,25	
			10,5 S
VVx	1,35	0	
VVy	3,47	12,25	

$$D'où \quad \frac{\Delta(VVy)}{\Delta x} \# 0,5 \cdot 10^{-4}$$

$$\frac{-\Delta(VVx)}{\Delta y} \# -0,3 \cdot 10^{-5}$$

$$9 \cdot 10^{-8} VVx \# 0,8 \cdot 10^{-7}$$

Cette expression est positive, par conséquent l'upwelling ne peut être favorisé par la distribution locale des vents. Mais le crédit à accorder à ce résultat est faible, vu le petit nombre d'observations ; de plus ce calcul supposait une permanence des vents.

On doit accorder plus de crédit au signe de cette vitesse verticale calculé pour l'ensemble de la région en un point situé vers 10 S -- 9 E, i.e. à la station centrale. On delimité de nouveau quatre secteurs autour de ce point :

- secteur N E : stations 1 à 7, 36 à 38, 55 à 59 (49 observations)
- secteur N W stations 1 à 7, 22 à 32 (55 observations)
- secteur S W : stations 7 à 14, 38 à 55 (69 observations)

- secteur S E : stations 7 à 22, 32 à 35 (54 observations)

Dans ce quadrillage Δx et Δy sont respectivement voisins de 4.10^5 et 5.10^5 m.

On obtient la distributions des VVx et VVy suivants :

9 E		
$VVx : 0,99$	$1,38$	
$VVy : 11,00$	$4,69$	
		10 S
$- 5,39$	$-1,65$	
$+13,86$	$+7,45$	

$$D'o\grave{u} \quad \frac{\Delta(V Vy)}{\Delta x} \# - 1,5.10^{-5}$$

$$- \frac{\Delta(V Vx)}{\Delta y} \# - 10^{-5}$$

$$9. 10^{-8} VVx \# - 3,2.10^{-7}$$

L'expression donnant le signe de la vitesse verticale est négative ; par conséquent la distribution moyenne des vents est dans l'ensemble favorable à l'upwelling.

5.1.2.- D'après les données d'HIDAKA

Si on utilise les données d'HIDAKA sur les tensions de vent moyennes entre mars et mai, (elles sont incomplètes entre décembre et février), la distribution est la suivante autour de 10 S - 10 E

10 E		
$T_x = 1$	$T_x = 20$	
$T_y = 52$	$T_y = 44$	
		10 S
$T_x = -26$	$T_x = 27$	
$T_y = 75$	$T_y = 30$	

$$0,9. 10^{-8} t_x = 4,5 . 10^{-7} \quad (T_x \text{ et } T_y \text{ en } 10^{-2} \text{ dyne/cm}^2)$$

$$\frac{\Delta T_y}{\Delta x} = \frac{44 - 52 + 30 - 75}{10. 10^5} \# - 5.10^{-5}$$

$$- \frac{\Delta T_x}{\Delta y} = - \frac{20 - 27 + 1 + 26}{10. 10^5} \# - 2.10^{-5}$$

Ce qui donne une vitesse verticale dirigée vers le haut.

5.1.3.- Discussion

Ces différents résultats peuvent être interprétés comme suit :

- En février-mars 1971 le rotationnel du vent peut être localement la cause de "dégradation" du dôme (cf. 1.3)

- Le rotationnel des tensions de vent moyennes d'HIDAKA, implique entre mars et mai un mouvement moyen vers le haut en accord avec la structure en dôme déduite par MAZEIKA, pendant une période légèrement différente entre janvier et avril.

La variabilité de cette région nécessite une étude en régime transitoire.

5.2.- En régime transitoire

Dans l'upwelling étudié comme un phénomène transitoire, des termes importants apparaissent qui risquent de masquer sporadiquement l'effet du rotationnel de la tension de vent. ARTHUR (1965) estime qu'à l'extrémité est des océans, aux faibles latitudes, la dérivée spatio-temporelle du tourbillon de la vitesse peut avoir un effet important sur la vitesse verticale ; elle s'exprime comme suit :

$$\frac{D\zeta}{Dt} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}$$

En coordonnées de LAGRANGE, dans un système orthonormé lié à la particule, défini par $u = V \cos \varphi$, $ds = R d\varphi$, $d\vec{s} \cdot d\vec{n} = 0$ on obtient une expression pratique du tourbillon $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$

$$\zeta = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial n}$$

où V représente la vitesse, R le rayon de courbure de la trajectoire et $\frac{\partial V}{\partial n}$ le gradient compté sur sa normale positive.

L'équation des tourbillons et l'équation de continuité conduisent, après avoir négligé les frottements latéraux A_h et le gradient horizontal du volume spécifique, à l'expression suivante du gradient vertical de la vitesse verticale w

$$(\zeta + f) \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{D\zeta}{Dt} + \beta v - A_v \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} \quad (1)$$

Les mesures au G.E.K. donnent un tourbillon ζ de l'ordre de -5.10^{-7} ; par conséquent il peut être négligé devant le tourbillon planétaire f qui est en 10^{-5} (-3.10^{-5} à $10^{\circ}S$).

Remarquons qu'on retrouve bien la formule de CHEKITILLO en faisant $\frac{D\zeta}{Dt} = 0$ et $[A_v \frac{\partial \zeta}{\partial z}]_h = 0$

En intégrant sur la verticale entre la surface, où on suppose $w=0$, et la profondeur h de pénétration du courant de dérive, il vient

$$\begin{aligned} [\Delta w]_{-h}^0 &= \frac{\beta}{f} \int_{-h}^0 v dz - \frac{A_v}{f} \int_{-h}^0 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} dz \\ w_0 - w_{-h} &= \frac{\beta}{f} \frac{M_y}{P} - \frac{A_v}{f} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} \right)_0 + \frac{A_v}{f} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} \right)_{-h} \end{aligned}$$

il est logique de supposer nul le terme de frottement au niveau de la thermocline ; si on suppose le transport méridien dû exclusivement au vent on pose $M_y = -\frac{\tau_x}{f}$

$$w_{-h} = \frac{\beta}{f} \frac{\tau_x}{\rho f} + \frac{A_v}{f} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} \right)_0$$

Comme $\tau_x = \rho A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_0$, $\tau_y = \rho A_v \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_0$

il s'ensuit que $\text{rot}_z \tau = \rho A_v \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} \right)_0$

d'où la formule liant la vitesse verticale du sommet de la thermocline et la distribution des tensions tangentiellles de vent:

$$w_{-h} = \frac{\beta}{f} \frac{\tau_x}{\rho f} + \frac{\text{rot}_z \tau}{\rho f} \quad (2)$$

Evaluons les différents termes de l'équation (1) en février-mars 1971 : d'après les mesures au G.E.K. et les topographies dynamiques on estime les rayons de courbure à 30 milles au minimum et les vitesses à 15 milles par jour au maximum, si bien que $\xi = \frac{v}{R} - \frac{\partial v}{\partial n}$ en coordonnées naturelles reste inférieur à $\frac{15}{30} \text{ j}^{-1} \approx 6 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Rappelons que ξ en surface donné par les résultats du GEK était de $-5 \cdot 10^{-7}$, ce qui est compatible. On admet que le gradient de vitesse normal à la trajectoire $\frac{\partial v}{\partial n}$ est négligeable devant v/R .

Si une trajectoire encore rectiligne au point A ($\xi_A = 0$) prend au bout d'un jour, au point B, la courbure précédente

$$\frac{D\xi}{Dt} = \frac{\xi_B - \xi_A}{1 \text{ jour}} \approx \frac{6 \cdot 10^{-6} - 0}{10^5} \frac{\text{s}^{-1}}{\text{A}} = 6 \cdot 10^{-11} \text{ s}^{-2}$$

soit $v = 10 \text{ cm s}^{-1}$, $\beta v = 2 \cdot 10^{-13} \cdot 10 = 2 \cdot 10^{-12} \text{ s}^{-2}$
 soit $\tau = 1 \text{ dyne/cm}^2$, $dx = dy = 10^7 \text{ cm}$, $h = 10^3 \text{ cm}$

$$\frac{\text{rot } \tau}{h} = \frac{10 \cdot 10^{-7}}{10^3} = 10^{-10} \text{ s}^{-2}$$

On voit que le terme βv est le plus faible. Il reste donc la dérivée particulière du tourbillon et le rotationnel du vent comme termes essentiels de la vitesse verticale, dans la mesure où on peut négliger les échanges latéraux, c'est-à-dire les termes en

$$A_h \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right)$$

En dernière remarque, il semble raisonnable d'admettre que la rotation diurne des vents ait un effet important sur le terme en $\frac{\partial \xi}{\partial t}$. En effet une particule soumise à un champ de vent tournant de $d\alpha$ qui lui communique une vitesse moyenne de 10cm/s va décrire une trajectoire ds de courbure R.

$$R = \frac{ds}{d\alpha} \quad d\alpha = \frac{\pi}{6}$$

$$ds = v dt = 10 \cdot (12h) \approx 4 \cdot 10^5 \text{ cm}$$

$$\text{Soit } R \approx 10^6 \text{ cm} \quad \text{et} \quad \xi \approx \frac{10}{106} \approx 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

Le tourbillon spatio-temporel induit par le vent sur la vitesse de l'eau est de l'ordre de grandeur de celui calculé avec les résultats du G.E.K. A l'échelle de la variation diurne-nocturne on obtient un $\frac{\partial \xi}{\partial t}$ de l'ordre de 10^{-10} , c'est-à-dire du même ordre que la vitesse verticale associée au rotationnel du vent.

En conclusion, la distribution spatiale des vents et leur rotation diurne paraissent les causes essentielles des mouvements verticaux associés à ces structures. L'influence de la courbure de la circulation est secondaire, conclusion différente de celle de WYRTKI à propos du dôme de Costa-Rica.

6. - DISCUSSION

Les teneurs en chlorophylle mesurées durant cette croisière sont nettement plus élevées que celles rencontrées lors de la radiale Abidjan-Sainte-Hélène par DUFOUR et STRETTA (10 à 34 mg/m² au lieu de 0 à 22 mg/m²). On

retrouve le même écart entre les résultats de NELLEN (1967) lors de l'EQUALANT II de février-mars dans la région enveloppant la divergence équatoriale, alors peu marquée, et les résultats de la campagne du N.O. JEAN CHARCOT en mai-juin (DANDONNEAU, MENARD, 1960) époque où la divergence à l'équateur est plus intense.

Les sursaturations en oxygène dissous sont modérées, le pic de sursaturation est de 110% en moyenne en février-mars, alors qu'on a observé 105% en juin et 120% en novembre. Compte tenu de la grande étendue où s'exercent les sursaturations, le potentiel de production primaire de la région est important. Il diminue rapidement vers l'ouest puisqu'en novembre la sursaturation disparaît à la longitude de l'île Sainte-Hélène.

L'origine bengueléenne de ces eaux du dôme pourrait expliquer à elle seule les sursaturations en oxygène. Toutefois, d'une part l'étagement régulier des différentes couches biochimiques matérialisées par les pics d'oxygène, chlorophylle et nitrite, et d'autre part les rapports $\frac{D430}{D665}$ de l'ordre de 3,5 prouvent une activité biologique encore assez importante pour expliquer en partie ces sursaturations.

La situation rencontrée en 1971 n'est pas représentative des mois de février-mars. MAZEIKA observe des températures plus basses de 1°C à 2°C sur une aire très vaste. FUGLISTER a trouvé à 50m des températures minimums de 14,5°C en mars 1957, c'est-à-dire inférieures de 1°C aux minimums de 1971.

Sans doute les ascendances étaient-elles, en 1971, contrariées par les vents. La faible intensité, l'extension

sud réduite et la déviation vers l'ouest des eaux côtières à basse salinité s'accordent avec la prédominance des courants nord et ouest sur les courants sud, observés au G.E.K. Ces observations concourent à montrer l'importance des perturbations issues des branches côtières du courant de Benguela qui atténuent la circulation cyclonique, mais apportent en revanche des eaux froides salées et productives.

L'originalité du dôme d'Angola réside plus dans la permanence de son activité biologique (entretenu soit par les divergences dues aux vents ou aux courants, soit par les apports d'eaux froides remontées à la côte, soit enfin par des branches côtières du courant de Benguela) que dans une structure thermique régulière et bien établie.

En surface les eaux tropicales à salinité maximum et les alizés envahissent plus ou moins la région du dôme provoquant ainsi des perturbations très sensibles dans les topographies dynamiques de surface. Mais, comme nous l'avons dit, la continuité de l'activité biologique de cette région est assurée toute l'année car :

- L'installation des alizés favorise les apports à partir d'upwelling côtiers bien qu'elle brise la structure en dôme.

- La prédominance des vents de sud-ouest sur les alizés favorise l'intrusion du contre-courant sud équatorial et le renforcement du courant d'Angola, d'où une intensification de la circulation cyclonique.

- Sous l'effet de ces alternances des vents le dôme se met à osciller avec des périodes s'étendant jusqu'à celles d'inertie.

Dans le premier cas, la région est recouverte par des eaux qui, en général ont servi de support à un bloom, et en sont au stade de la reminéralisation des produits photosynthétisés. Cette reminéralisation fournit les éléments nécessaires à une production qui peut ainsi se poursuivre. Dans le second cas, les éléments nutritifs sont portés dans la couche euphotique par la remontée de la thermocline.

CONCLUSION

La région parcourue se caractérise avant tout par la lenteur des courants et la rencontre de catégories d'eaux d'origines très diverses, qui forment un tout complexe et sensible aux perturbations atmosphériques. Les écosystèmes périphériques, eaux tropicales, bengueléennes, upwellings côtiers, eaux peu salées du Golfe de Guinée et du Congo se partagent le dôme d'Angola auquel ils apportent leurs caractéristiques, et où ils peuvent dominer tour à tour selon l'alternance des alizés et des vents de sud-ouest. Quelles que soient les conditions, les eaux de cette région sont assez riches, mais les modalités de l'enrichissement revêtent des formes très diverses dont la répartition rencontrée en février-mars 1971 n'est qu'un cas particulier. La nature transitoire des phénomènes dans cette région, les conditions hydrologiques dissemblables d'une année à l'autre, nécessitent des croisières répétées avec des études au "point fixe", au centre et à la périphérie, s'étalant sur quelques périodes d'inertie.

B I B L I O G R A P H I E

- ARTHUR, R.S. (1965) - On the calculation of vertical motion in eastern boundary currents from determinations of horizontal motion. J. Geoph. Res., 70, 12, pp. 2799-2803
- BEARDSLEY, G.L. (1969) - Distribution and apparent relative abundance of yellowfin tuna (*thunnus albacares*) in the eastern tropical atlantic in relation to oceanographic features. Bull. Mar. Sci., 19, 1, pp. 48-56
- BEERS, J.R., STEVENSON, M.R., EPPLEY, R.W., BROOKS, E.R. (1971) - Plankton populations and upwelling off the coast of Peru. June 1969, Fish. Bull. Seattle, Wa., 4 pp. 859-876
- BERRIT, G.R., REPELIN, R., ROSSIGNOL, M., SOARES, G. (1963) OM 14. Cahiers Océanogr. XV, 10, pp. 738-756
- BOISVERT, W. E. (1967) - Major currents in the north and south atlantic ocean between 64°N and 60°S. Naval oceanogr. Office, Wash. D.C. 20390, TR - 193, pp. 22-25
- BJERKNES, J. (1959) - The recent warming of the North Atlantic. The atmosphere and the sea in motion. Scientific contribution to the Rossby memorial volume. New-York, the Rockefeller Institute Press, pp. 65-73

- CARLUCCI, A.F., HARTWIG, E.O., BOWES, P.M. (1970) - Biological production of nitrite in sea water. *Mar Biol.*, 7, pp. 161-166
- CHEKOTILLO, K.A. (1966) - Vertical water movements in the ocean. The results of the investigations under the international geophysical projects. *Nauka, oceanology*, 17, pp. 5-71 (russe)
- CROMWELL, T. (1958) - Thermocline topography, horizontal currents and "ridging" in the eastern tropical pacific. *Inter. Amer. Tropic. Tuna Commission*, 8, 3, pp. 135-164
- DANDONNEAU, Y. MENARD, H. (1969) - "Guinée I" croisière du navire océanographique "Jean Charcot". *Phytoplankton. Trav. et Doc. de l'ORSTOM*, 3, pp. 15-19
- DEFANT, A. (1961) - *Physical oceanography*, I - Pergamon press, London, pp. 457-475
- DUFOUR, P., STRETTA, J.M. (en préparation) - Production primaire, biomasses du phytoplancton et du zooplancton dans l'Atlantique tropical sud le long du méridien 4°W.
- FUGLISTER, F. C. (1960) - *Atlantic ocean atlas* - WHOI, Woods Hole, Massachussetts, I, p. 11 et pp. 61-63
- GALLARDO, Y. (1966) - Contribution à l'hydrologie du bassin d'Angola. *Doc. Centre ORSTOM Pointe-Noire*, 343, 31 p. multigr.

- GALLARDO, Y., CROSNIER, A., GHENO, Y., GUILLERM, J. M.,
LE GUEN, J.C., REBERT, J.P. (1969) -
Résultats hydrologiques des campagnes du
Centre ORSTOM de Pointe-Noire (Congo-
Brazza) devant l'Angola, de 1965 à 1967.
Cahiers Océanogr., XXI, 4, pp. 387-400
et XXI, 6, pp. 585-595
- GALLARDO, Y., LE GUEN, J.C. (1972) - Caractères hydrologiques
des régions frontales d'Angola du Gabon
et du Congo favorables aux concentrations
d'Albacores. Doc Centre ORSTOM Pointe-
Noire, Nelle série, 23, 18 P. multigr.
- HIDAKA, K. (1968) - Computation of the wind stresses over
the oceans. Records ocean. Works Japan,
4, pp. 72-123
- LACOMBE, H., (1970) - Physical oceanography of the eastern
boundary current of the atlantic ocean.
Inst of Geol. Sci. Rep. n° 70/13, pp.
47-65
- LEMASSON, L., REBERT, J.P. (1973) - Circulation dans la par-
tie orientale de l'Atlantique sud. Centre
Rech. Oceano. Abidjan, 4, 1, pp. 91-124
- LORENZEN, C.J. (1967). - Vertical distribution of chlorophyll
and phaeopigments: Baja California. Deep
sea. res., 14, 6, pp. 735-745
- LORENZEN, C.J. (1967). - Determination of chlorophyll and
phaeopigments. Spectrophotometric equations.
Limn. and oceanogr., 12, 2 pp. 343-346

- MARGALEF, R. (1967). - Correlaciones entre parámetros oceanográficos del Caribe. *Inv. pesq.*, 31, 1, pp. 1-15
- MARGALEF, R. (1963). - Modelos simplificados del ambiente marino para el estudio de la sucesión y distribución del fitoplancton y del valor indicador de sus pigmentos *Inv. Pesq.* 23, pp. 11-52
- MAZEIKA, P.A. (1967). - Thermal domes in the eastern tropical atlantic ocean. *Limn. and oceanogr.*, 12, 3, pp. 537-539
- MAZEIKA, P.A. (1968). - Serial Atlas of the Marine Environment, Folio 16, mean monthly sea surface temperatures and zonal anomalies of the tropical atlantic *Amer. Geogr. Society. opl.*
- MOROSHKIN, K.V. (1969). - Third cruise of the R. V. Akademik Kurchatov in the atlantic ocean (main scientific results). *Oceanology*, 9, 3, pp. 449-454
- MOROSHKIN, K.V., BUBNOV, V.A., BULATOV R.P. (1970). - Water circulation in the eastern south atlantic ocean. *Oceanology* 10, 1, pp. 27-34
- MRATOV, K.J. (1968). - Synoptic conditions and field of the vertical component of drift current speed in the north-eastern part of the tropical atlantic. *ICES, ref. J. (Pelagic) (5) cttee*, 11 p.
- NELLEN, V.W. (1967). - Horizontale and vertikale Verteilung der Plankton produktion im Golf von Guinee und in angrenzenden Meeresgebieten während der Monate Februar bis Mai 1964. *Kieler Meeresforschungen*, XXIII, 1, pp. 48-67

- REID, J.L. (1964) - Evidence of a south equatorial counter-current in the atlantic ocean in july 1963. *Natura*, 203, 4941, p. 182
- RYTHER, J.M. (1963) - Geographic variations in productivity. *The sea*, edit. Hill, II, pp. 369-372
- SAINT-GUILY, B. (1963) - On vertical heat convection and diffusion in the south atlantic. *Dt. hydrog. Z.*, 16, 6, pp. 263-268
- STEIGNER, J.R., INGHAM, M.C. (1971) - Surface wind of the south-eastern tropical atlantic ocean. NOAA technical repport NMFE SSRF - 643, Seattle, WA, 20p.
- WADA, E., AKIHIDO, H. (1971) - Nitrite metabolism in the euphotic layer of the central North Pacific ocean. *Limn. and Oceanogr.*, 16, 5, pp. 766-772
- WOOSTER, W. S., REID, J.L. Jr. (1963) - Eastern boundary currents. *The Sea*, edit. Hill, II, pp. 253-280
- WYRTKI, K. (1964) - Upwelling in the Costa-Rica dome. *Fish Bull. Fish. Wildl. Serv., U. S.*, 63, 2, pp. 355-372