

LE PHENOMENE D'UPWELLING LE LONG DES COTES DU SENEGAL
CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET MODELISATION.

par C. TEISSON

R E S U M E

L'upwelling sénégalais présente les caractéristiques habituelles des régions d'upwelling.

La circulation longitudinale se compose d'un courant de surface équatorial et d'un contre-courant en profondeur dirigé vers les pôles. La circulation transversale est constituée d'un écoulement vers le large en surface et d'un écoulement de compensation vers la côte située sous la pycnocline. Les structures hydrologiques observées dépendent de la topographie du fond. Sur la côte nord, où le plateau continental est étroit et abrupt, l'upwelling se produit uniquement à la côte. Sur la côte sud, où le plateau est large et en pente douce, l'upwelling est maximum sur le rebord du plateau continental et une deuxième cellule de circulation apparaît sur le milieu du plateau.

Les eaux d'upwelling sont bordées vers le large par un front en surface, associé à un intense "jet" équatorial. Ce front migre transversalement suivant l'activité de l'upwelling. L'upwelling présente des phases d'intensification et de relaxation liées au régime des vents. Le temps de réponse à une phase de vents favorables est plus long en début de saison froide (forte stratification), qu'en milieu de saison. Les eaux situées au-dessus du rebord du plateau répondent plus rapidement que les eaux côtières. L'upwelling entre la Presqu'île du Cap Vert et Kayar est très instable à cause de la mauvaise orientation de la côte aux vents dominants : cette région joue le rôle de barrière hydrologique entre la côte nord et la côte sud.

ABSTRACT

Upwelling of Senegal exhibits common features of upwelling areas. The alongshore circulation consists of an equatorward surface current and a poleward undercurrent. The cross circulation is constituted by a surface seaward flow and a shoreward compensation layer just below the pycnocline. The observed hydrological features depend on bottom topography. Along the north coast, where the continental shelf is steep and narrow, upwelling only occurs inshore. On the south coast, where the shelf is broad with gentle slope, main upwelling occurs at the shelf break and a second circulation cell appears on the innershelf. Upwelling water masses are bounded seaward by a surface front associated with an intense equatorward jet. This front migrates transversely according to upwelling activity. Upwelling presents intensification and relaxation periods related to wind fluctuations. The time response to a favourable wind phase is greater at the beginning of the cold season (strong stratification) than in mid season. Water above the shelf break answers faster than inshore water. Upwelling between Cap Vert Peninsula and Kayar is very unsteady because of the bad orientation of the coast to prevailing winds : this area acts as a hydrological barrier between north and south coast.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

1. DESCRIPTION DE L'UPWELLING SENEGALAIS - CARACTERISTIQUES PHYSIQUES MOYENNES

- 1.1. Limite géographique et présence au cours de l'année de l'upwelling
- 1.2. Distribution de la température, salinité, oxygène. Stratification
- 1.3. Distribution des sels nutritifs
- 1.4. Largeur de la zone d'upwelling
- 1.5. Courantologie. Ecoulement parallèle et perpendiculaire à la côte
 - 1.5.1. Circulation au nord de la Presqu'île du Cap Vert
 - 1.5.2. Circulation au sud de la presqu'île du Cap Vert
 - 1.5.3. Comparaison avec des schémas simples de circulation
- 1.6. Origine des masses d'eaux "upwellées". Vitesse verticale caractéristique. Temps de résidence des eaux riches dans la zone euphotique
- 1.7. Existence et position des fronts. "Jet frontal".

2. MODELISATION DE L'UPWELLING - FORMATION ET EVOLUTION

- 2.1. Schéma de développement d'un upwelling saisonnier
 - 2.1.1. Le Modèle Hagen
 - 2.1.2. Evolution saisonnière de l'upwelling sénégalais
- 2.2. Modèle d'upwelling dépendant du temps sur le milieu du plateau continental et sur le talus
 - 2.2.1. Formulation
 - 2.2.2. Discussion
 - 2.2.3. Application du modèle à la radiale du Cap Vert

CONCLUSION

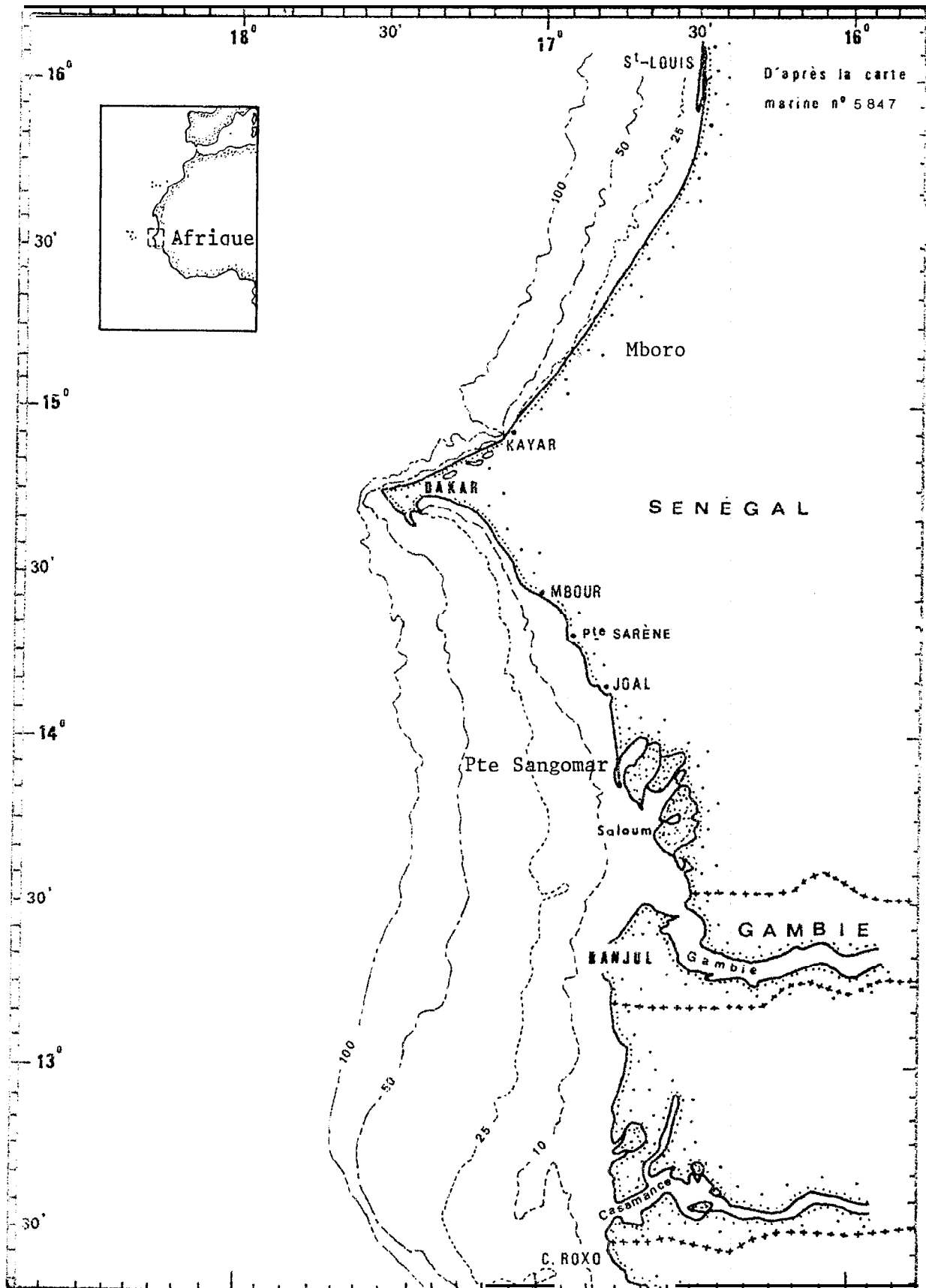


Fig.1 .- Le littoral sénégalais.

INTRODUCTION

Le phénomène d'upwelling est sans aucun doute l'aspect principal de l'hydroclimat des côtes sénégalaises. Responsable des richesses halieutiques des eaux marines côtières, son impact sur la pêche n'est pas à démontrer. Pour en comprendre le mécanisme physique, il est nécessaire de décrire tout d'abord ses variations spatio-temporelles, puis tenter d'isoler, grâce aux modèles, les paramètres susceptibles d'influer sur le phénomène.

Qu'est ce qu'un upwelling ?

L'upwelling **cotier** est un processus océan-atmosphère à moyenne échelle qui apparaît le long des côtes ouest de la plupart des continents à basse et moyenne latitude. Dans un upwelling, les eaux à une profondeur de quelques centaines de mètres, ou moins, sont amenées sous l'action du vent dans la zone euphotique au voisinage de la côte ; on y observe un mouvement ascendant des eaux profondes, riches en sels nutritifs, vers la surface. Ces sels nutritifs, amenés dans les couches superficielles où règnent une photosynthèse importante due à l'insolation, favorisent le développement du phytoplancton, premier élément du réseau trophique : approximativement 50% de la production mondiale de poisson provient de zones d'upwelling.

La connaissance "physique" d'un upwelling se ramène sommairement à l'étude de la vitesse verticale des masses d'eaux et à la répartition spatiale et temporelle des sels nutritifs, liée à la circulation.

La figure 2 propose deux représentations de l'écosystème d'upwelling, sous forme de diagramme et de schéma. L'aspect biologique - distribution du phytoplancton, du zooplancton, broutage, processus hétérotrophiques - ne sera pas abordé ici. L'analyse des processus physiques peut être approchée en deux étapes :

- dans un premier temps, l'étude à moyenne échelle de la circulation avec une attention particulière aux régions situées près de la surface, au champ de vitesse verticale, à la structure température-salinité.
- dans un deuxième temps, l'examen des phénomènes à petite échelle (comme la turbulence, les processus de mélange, les cellules de Langmuir ou les ondes internes) et à grande échelle (interaction océan-atmosphère, courant de type permanent...).

L'état actuel des connaissances sur le milieu sénégalais - le type de données dont nous disposons - limite notre étude à la première étape. **Elle**

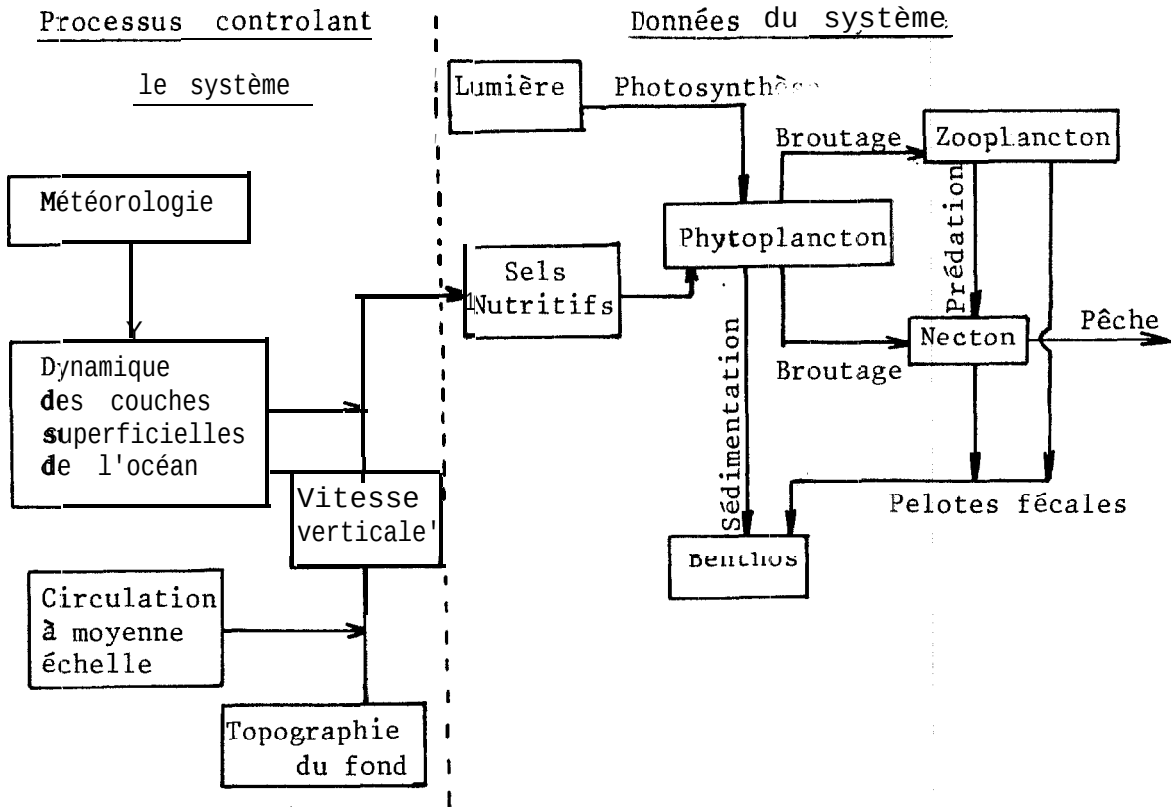


Fig. 2 a .- Diagramme de l'écosystème d'upwelling
(d'après BARBER 1977)

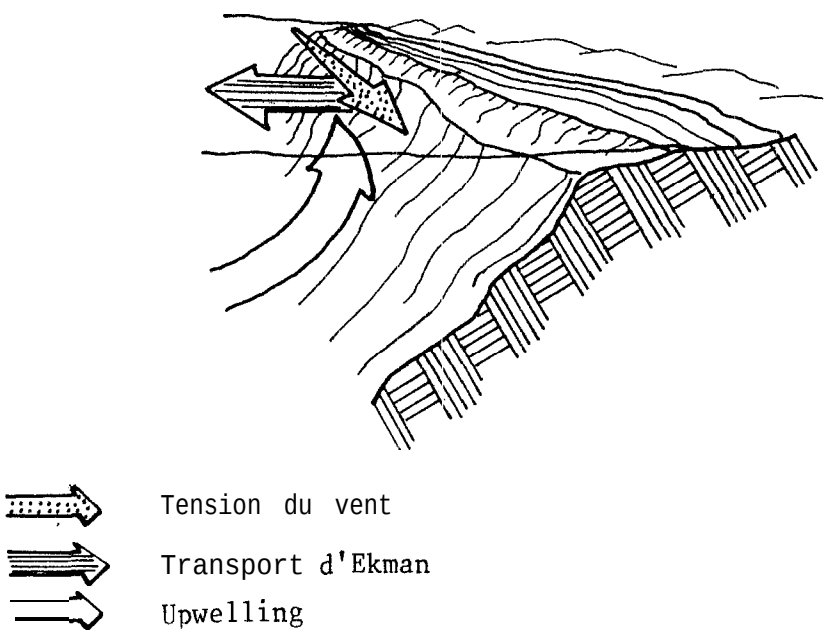


Fig. 2 b.- Schéma d'upwelling (d'après BAKUN 1977)

peut être structurée autour de trois thèmes, en se référant au programme du C U E A* :

- Circulation à moyenne échelle et hydrographie.

Elles fournissent la description de base de l'environnement physique, le champ de l'écoulement, la distribution de densité, la variabilité spatiale et temporelle.

- Dynamique des couches supérieures de l'océan.

Elle met l'accent sur les détails du transport de masses d'eaux de la côte vers le large, dû au vent : nature de l'écoulement et réponse aux contraintes dues à un vent variable

- Océanographie physique théorique.

L'étude théorique de l'upwelling côtier relève de la mécanique d'un fluide stratifié en rotation, sur un plateau continental de profondeur variable, le long d'une frontière côtière irrégulière. C'est un sujet complexe, dépendant d'un grand nombre de paramètres. L'étude s'effectue au moyen de "modèles conceptuels", modèles très incomplets, ignorant délibérément certains paramètres, et dont le but est de mettre en évidence les traits principaux du phénomène.

L'étude à moyenne échelle doit aboutir à la détermination concrète des caractéristiques physiques de l'environnement :

- largeur et position de la zone d'upwelling.
- champ de température - stratification - distribution des facteurs abiotiques du milieu.
- écoulement parallèle et perpendiculaire à la côte.
- profondeur d'origine des eaux d'upwelling.
- vitesse verticale caractéristique.
- existence et position des fronts.
- temps de résidence des eaux riches dans la zone euphotique.

Cette entrée en matière avait pour but de définir l'écosystème "upwelling", de situer la part des processus physiques et la démarche utilisée pour appréhender le phénomène. Plus modestement, à partir d'une synthèse des observations effectuées, cet article tracera, dans une première partie, les grandes lignes descriptives de l'upwelling sénégalais. La deuxième partie s'intéressera à l'évolution de l'upwelling dans le temps et à ses variations liées au régime de vent.

* C U E A: Coastal Upwelling Ecosystem Analysis, composante de l'IDOE (International Decade of Ocean Exploration), publie CUEA Newsletter, Duke University Marine Laboratories Reaumont, (North Carolina) 28516 U.S.A.

1. DESCRIPTION DE L'UPWELLING SENEGALAIS. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES MOYENNES.

1.1. LIMITE GEOGRAPHIQUE ET PRESENCE AU COURS DE L'ANNEE DE L'UPWELLING.

L'upwelling le long des côtes sénégalaises fait partie de l'upwelling du Nord-Ouest de l'Afrique, qui s'étend suivant les mois de l'année de 10°N à 33°N. Il est directement lié à la présence des alizés sur les régions considérées qui influent sur la durée moyenne de la saison d'upwelling.

Tableau I : Durée moyenne des saisons d'upwelling le long de la côte nord ouest africaine (d'après SCHEMAINDA et NEHRING 1975, WOOSTER et al 1976)

Zone	Latitude	Période d'upwelling	Durée moyenne de la saison d'upwelling
Cap Juby	28°N	Toute l'année, maximum de juin à oct.	12 mois (5 mois)
Baie de Corée	23°N	Toute l'année	12 mois
Cap Blanc	20° 55N	Toute l'année	12 mois
Nouakchott	17° 50N	Octobre à juin	9 mois
Cap Vert	14° 45N	Fin novembre à mi-mai	5.5 mois
Cap Roxo	12° N	Fin décembre à mi-mars	2.5 mois
Cap Verga	10° N	Février	1 mois

L'étude de l'upwelling nord ouest africain s'est développée à partir de 1970 avec les campagnes CINECA* (navire "Alexander von Humboldt" 1970-1973) puis les campagnes JOINT-1 du groupe CUEA à partir de 1974.

* CINECA : Cooperative Investigation of North East Central Atlantic

L'attention s'est surtout portée sur les régions situées au voisinage du Cap Blanc et du Cap Corveiro, et les campagnes de grande envergure descendaient rarement en dessous de Dakar. Plus au sud, BERRIT (1977) a décrit de manière très complète le milieu marin de la Guinée Bissau. Au niveau du Sénégal, les données qui permettent de préciser l'hydrologie locale en période d'upwelling sont nombreuses et disparates :

- 7 radiales couvrant le plateau continental, de la côte jusqu'aux fonds de 500 m, de Saint-Louis à la Casamance, effectuées par le "Gérard Tréca" en novembre 1960, février et mars 1961 (publié en février 1962) ; mesures de température et salinité.
- la radiale du Cap Vert, de la côte aux fonds de 100 m visitée chaque semaine par ROSSIGNOL de juillet 1962 à septembre 1963 -mesures de température et salinité.
- les campagnes "Laurent Amaro" de 1967 à 1970 - 9 radiales effectuées tous les deux mois couvrant l'ensemble du littoral sénégalais jusqu'aux fonds de 1 500 m - forment la meilleure couverture hydrologique de la zone réalisée à ce jour. Mesures de température salinité, oxygène dissous.
- à partir de 1974, l'action de recherche a porté sur la courantologie (REBERT 1974, 1977 non publié).
- depuis cet année (1982), le suivi hebdomadaire de la température sur la radiale du Cap Vert a repris, à bord du "Cauri".
- les travaux de D. TOURE (1982) sur l'upwelling en baie de Gorée apportent de précieux renseignements à une échelle plus fine sur les remontées d'eaux profondes à la côte et leur répartition au cours de l'année.
- les mesures journalières des températures et salinités à six stations côtières réparties le long du littoral (Saint-Louis, Kayar, Yoff, Thiaroye, Mbour et Cap Skirring) viennent compléter les données recueillies au large.

D'une région à l'autre, l'upwelling côtier présente une grande variété d'aspects dus aux conditions spécifiques locales (vent, configuration de la côte, topographie du fond). Nous verrons plus loin que le littoral sénégalais peut être divisé en trois grandes régions aux caractéristiques hydrologiques distinctes en période d'upwelling. Il serait cependant illusoire de vouloir isoler l'upwelling sénégalais de l'upwelling nord-ouest africain et les campagnes de grande envergure (réalisées par "l'Alexander von Humboldt" en février 1973 et le "Capricorne" en janvier 1974 et février 1976) fournissent une vue d'ensemble indispensable du phénomène : ceci explique que notre étude débordera parfois des strictes frontières géographiques du Sénégal. Enfin, depuis 1977, les mesures de la température de la mer obtenues par télédétection grâce à Météosat au voisinage des côtes de Mauritanie et du Sénégal apportent une nouvelle

dimension dans l'étude de l'upwelling en permettant de suivre, pratiquement en temps réel, l'évolution des structures hydrologiques sur de vastes régions.

1.2. DISTRIBUTION DE LA TEMPERATURE, SALINITÉ, OXYGÈNE. STRATIFICATION.

D'après SCHEMAINDA et al. (tableau 1) l'upwelling du Sénégal dure de novembre à mai. Afin d'en étudier les caractéristiques moyennes, nous nous placerons en février, période où l'upwelling peut être considéré comme pleinement développé et permanent (nous reviendrons sur la notion de stationnarité de l'upwelling dans la deuxième partie et étudierons plus en détail la formation et l'évolution du phénomène).

La campagne Alexander von Humboldt de février 1973 nous permet d'avoir une vue d'ensemble de la situation en période d'upwelling développé le long des côtes sénégalaises (fig. 3) :

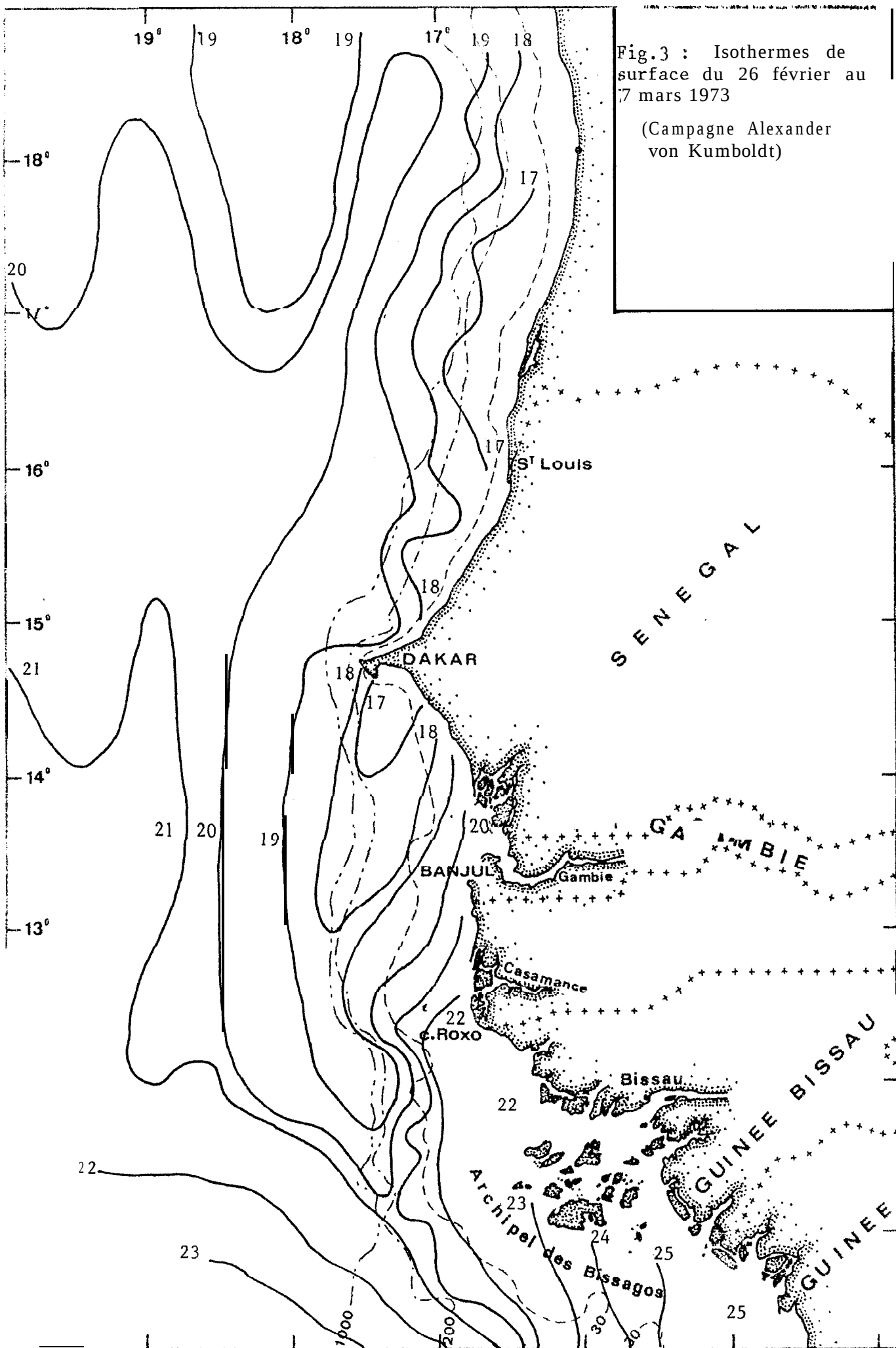
- en surface sur la Grande Côte, les eaux les plus froides (inférieures à 17°) sont observées au voisinage immédiat du rivage ; ces eaux d'upwelling sont limitées vers le large par un front qui se traduit en surface par un resserrement des isothermes 17-18-19°C. Ces isothermes sont grossièrement parallèles à la côte, sauf entre la Presqu'île du Cap-Vert et Kayar où ils ont tendance à s'en rapprocher ; les remontées d'eaux froides semblent moins intenses à ce niveau (cf "Remarques" en 1.4.)
- au sud du Cap-Vert, on observe une structure d'upwelling en forme de langue qui s'étend méridionalement sur plus de 300 km. Les eaux froides n'apparaissent plus à la côte (sauf en baie de Gorée), mais sur le milieu du plateau continental. Une rapide calcul en fonction du bilan thermique nous montre que la structure en forme de langue ne peut simplement être due à l'advection des eaux froides apparues sous la Presqu'île et à leur réchauffement progressif lors de leur descente vers le Sud : d'après l'atlas de HASTENRATH et LAMB (1977), le gain net de l'océan à la latitude du Sénégal en février serait de $Q = 300 \text{ cal/cm}^2/\text{jour}$. En négligeant les phénomènes de mélange latéral et en supposant que la couche de surface est homogénéisée sur une épaisseur h d'une dizaine de mètres, on obtient un réchauffement de :

$$\Delta \theta = Q / \rho C h = 0.3^\circ\text{C/jour}$$

avec C : capacité calorifique de l'eau de mer.

Fig.3 : Isothermes de surface du 26 février au 7 mars 1973

(Campagne Alexander von Humboldt)



Nous verrons au paragraphe 1.5 que le courant de surface sur le plateau au sud du Cap Vert porte au Sud-Sud-Ouest avec une vitesse de l'ordre de 25 cm/s. Le gradient de température longitudinal à partir d'une région source d'upwelling prise en baie de Gorée serait de l'ordre de 1° pour 70 km. Lors de la campagne, les eaux observées sous la Presqu'île du Cap-Vert avaient une température de 16.8°C. Si le bilan thermique devait seul être pris en compte, ces eaux en atteignant la latitude du Cap Roxo situé 300 km plus au sud, auraient dû se réchauffer de 4.2 °C, soit une température de 21°C. Les eaux inférieures à 19" observées au niveau du Cap Roxo ne peuvent être attribuées au simple réchauffement des eaux, et proviennent donc d'une remontée d'eaux froides à ce niveau. Ainsi, la structure en forme de langue correspond à un upwelling actif sur le milieu du plateau, tout le long du littoral sud sénégalais.

La comparaison des régions d'upwelling au nord et au sud du Cap Vert peut être poursuivie en étudiant les coupes perpendiculaires au rivage réalisées au niveau de Mboro (15" 12'N) et Sangomar (13" 50'N), c'est à dire dans des régions où la côte est à peu près rectiligne et où l'on peut espérer s'affranchir des effets d'upwelling dynamique dus à la courbure des lignes; de courant (effet de cap, par exemple). Ces radiales ont été effectuées par le Laurent Amaro en février 1969 (fig.4 et 5)

- à Mboro, sur la côte nord, les eaux froides profondes remontent le long de la côte : un écart de 2°C existe entre les eaux côtières et les eaux du large. La salinité varie très peu en saison froide et n'apporte aucun complément d'information sur les remontées d'eaux profondes ; par inférence les isopycnes suivront l'allure des isothermes. Par contre l'oxygène dissous se révèle un très bon traceur, les eaux profondes nouvellement remontées, pauvres en oxygène (inférieures à 3 ml/l) apparaissant à la côte.

- à Sangomar, sur la côte sud, les eaux les plus froides en surface se trouvent au-dessus des fonds de 25 à 50 m, au milieu du plateau (température inférieure à 16°). Au voisinage immédiat de la côte, les eaux sont plus chaudes, à 18.9°. La salinité varie toujours très peu, les eaux chaudes situées sur les fonds inférieurs à 20 m sont cependant légèrement plus salées. Les isoplèthes d'oxygène suivent remarquablement l'allure des isothermes, les eaux de teneur inférieure à 3 ml/l apparaissent au-dessus des fonds de 40 m. Sur les petits fonds, les eaux sont sursaturées en oxygène (plus de 7 ml/l) : c'est peut-être le signe d'une activité photosynthétique intense.

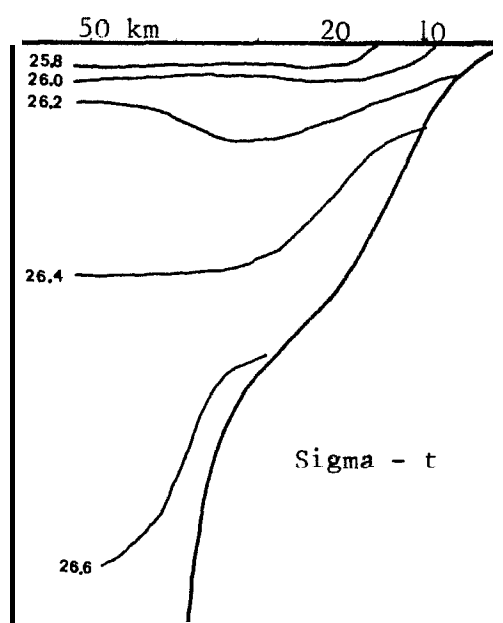
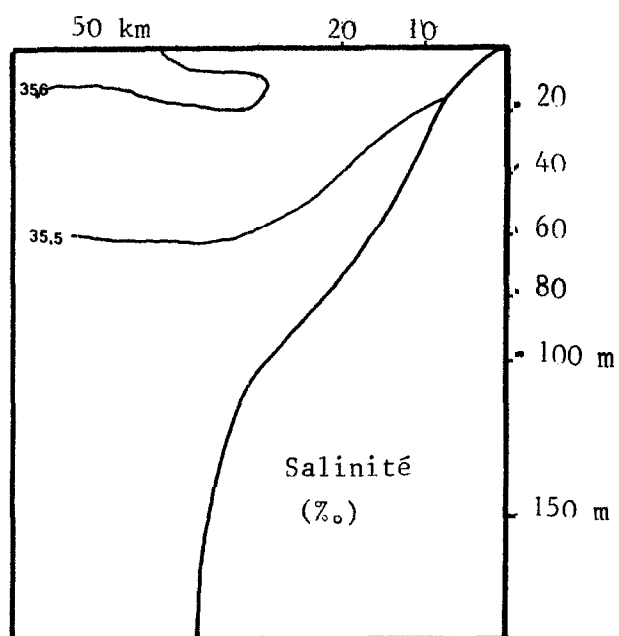
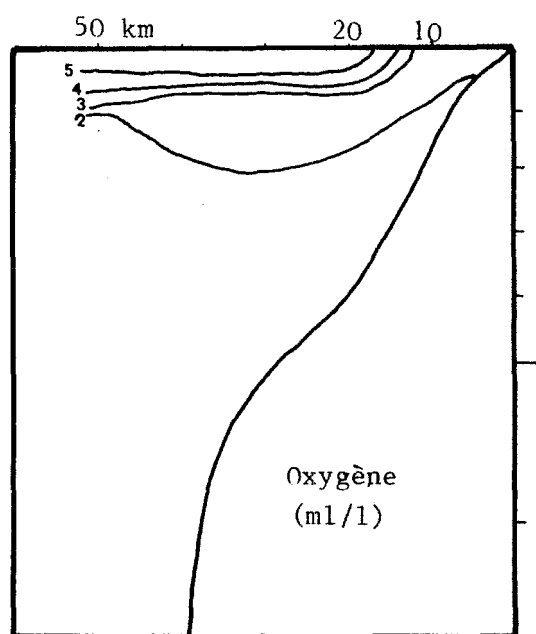
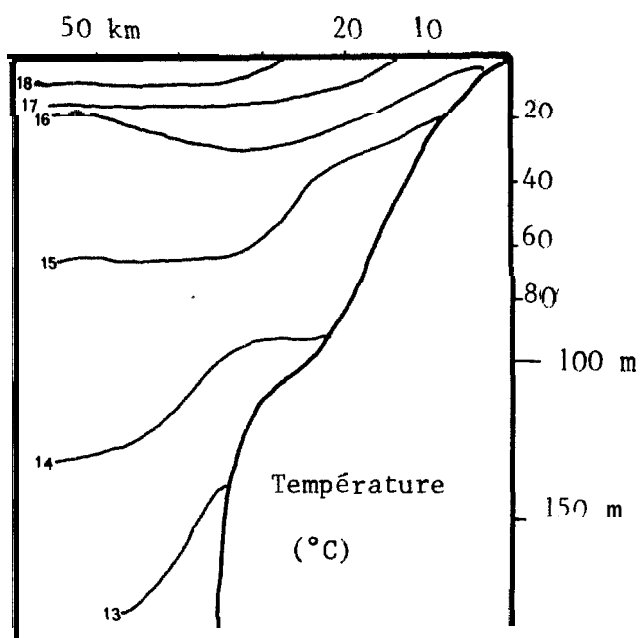


Fig. 4 .- Conditions de milieu sur la Grande Côte en période d'upwelling (radiale de Mboro le 20 février 1969).

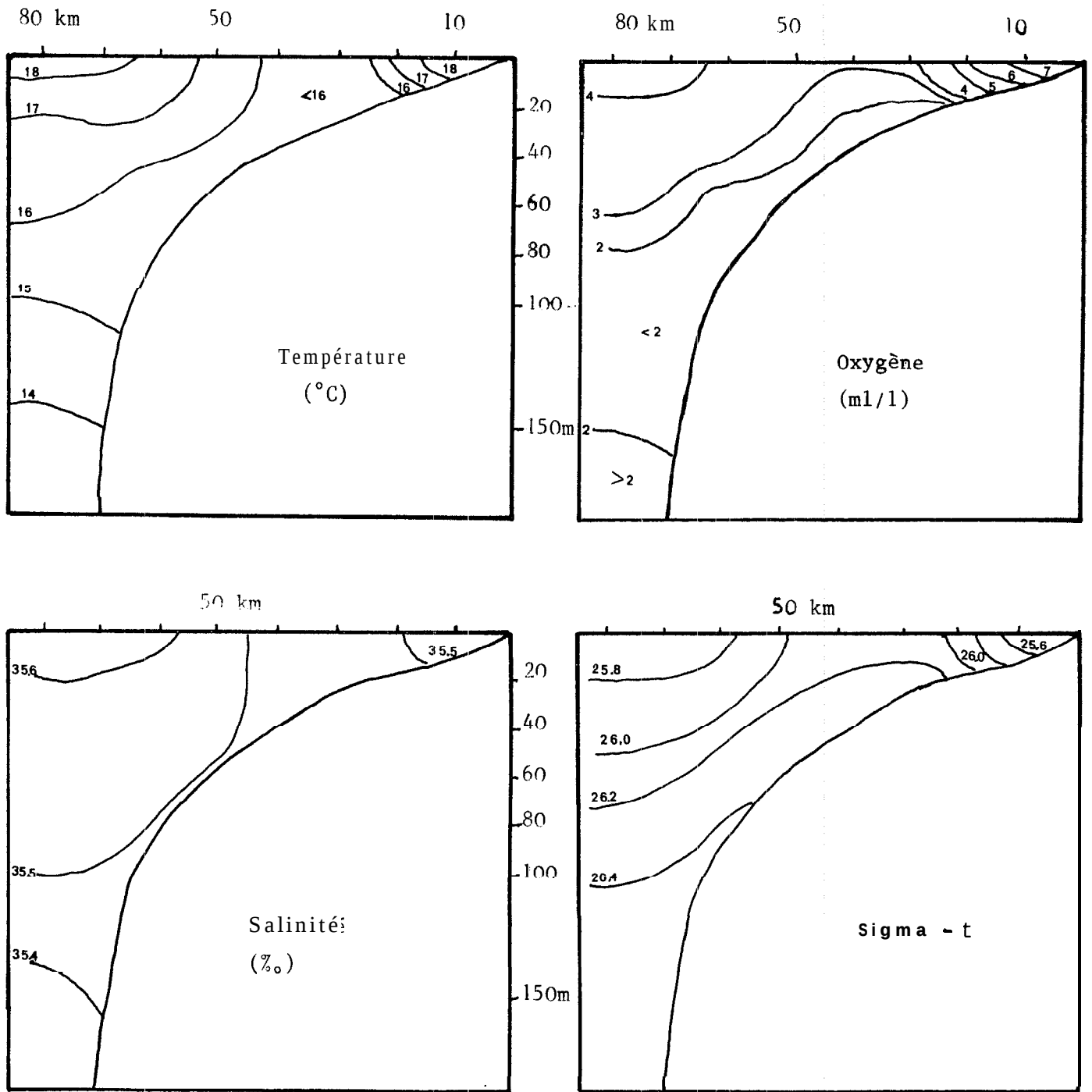
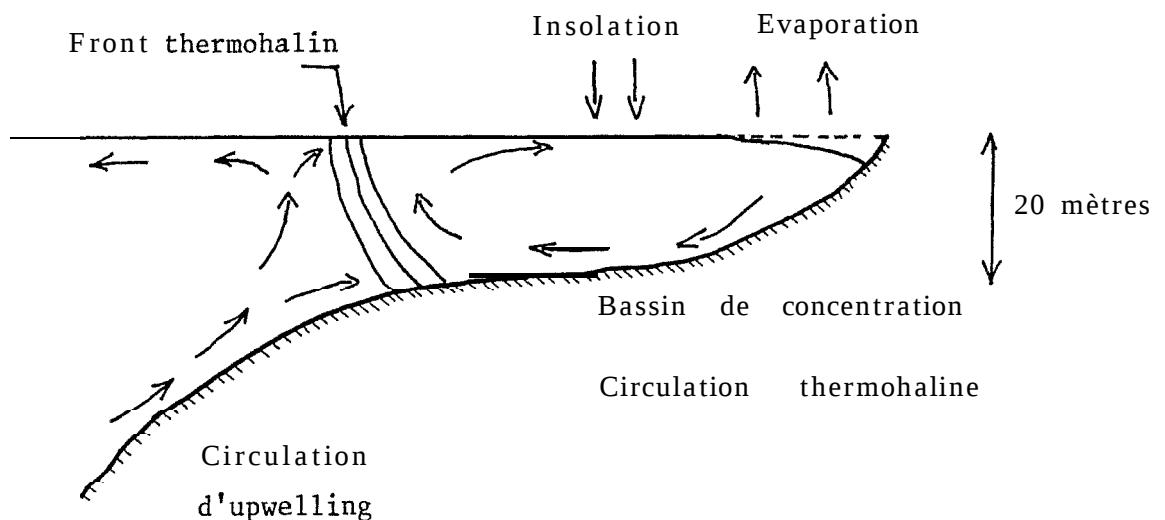


Fig. 5 .- Conditions de milieu sur le Petite Côte en période d'upwelling (radiale de Sangomar le 22 février 1969).

A partir des observations effectuées sur la radiale de Sangomar, certaines hypothèses peuvent être avancées pour expliquer le "décollement" de l'upwelling par rapport à la côte :

de 12°N à 14°40N (au sud de Dakar) le plateau continental est large et descend en pente très douce. A 15 km au large de Sangomar, les sondes indiquent seulement 10 m ; le record se situe au niveau du Cap Roxo où à 80 km au large, on ne se trouve que dans les fonds de 15 m. Les eaux froides d'upwelling pour atteindre la côte, devront parcourir une grande distance sur des petits fonds, et subiront un réchauffement intense : c'est ce qui explique les eaux à 18.9' observées dans les fonds de 10 m à Sangomar. Ces hypothèses concorderaient avec les travaux de BRUNET (1969) pour qui la Casamance joue le rôle de bassin de concentration en saison sèche. Le front observé sur les fonds de 20 mètres marquerait la limite entre la circulation thermohaline côtière et la circulation d'upwelling.



D'après Les observations, le début du décollement des eaux froides de la côte se situerait à Mbour, là où les isobathes inférieurs à 20 m s'éloignent de la côte (isobathe 20 m à 6 km au large devant Popenguine, à 25 km devant Joal). De Dakar à Mbour, les isobathes 15-20 m sont proches de la côte et les eaux froides peuvent atteindre le rivage. Notons au passage la faible représentativité de la station côtière de Mbour, qui

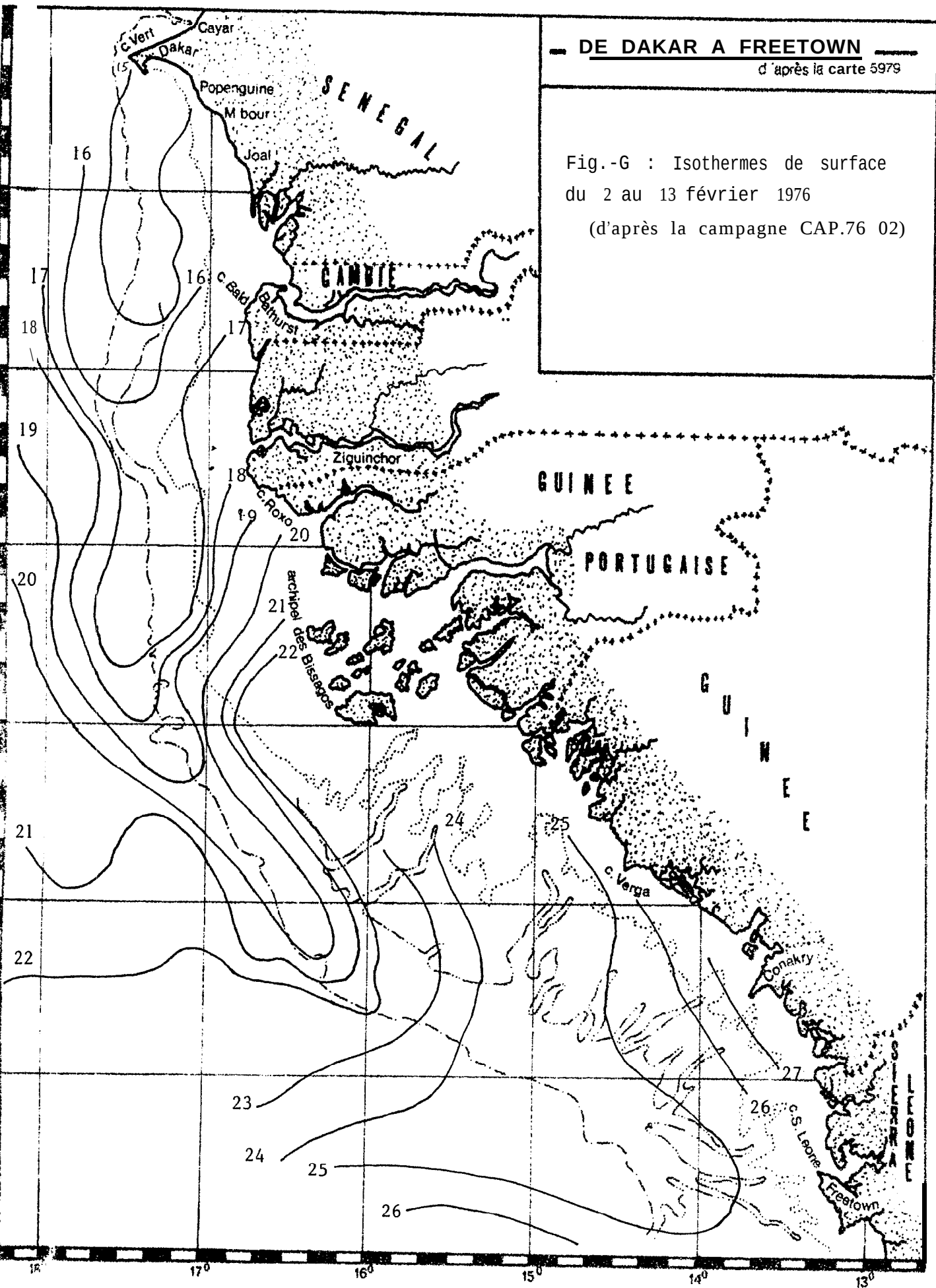
située à la frontière des processus thermohalins ne pourra donner une image fidèle des Conditions de milieu qui règnent sur le plateau. D'autre part, la direction des courants de surface dus au vent a une composante orientée vers le large (cf. 1.5). Les eaux d'upwelling arrivant en surface auront tendance à s'éloigner vers le large, en suivant d'ailleurs la direction moyenne du courant de surface d'Ekman (TEISSON 1982) (fig. 13).

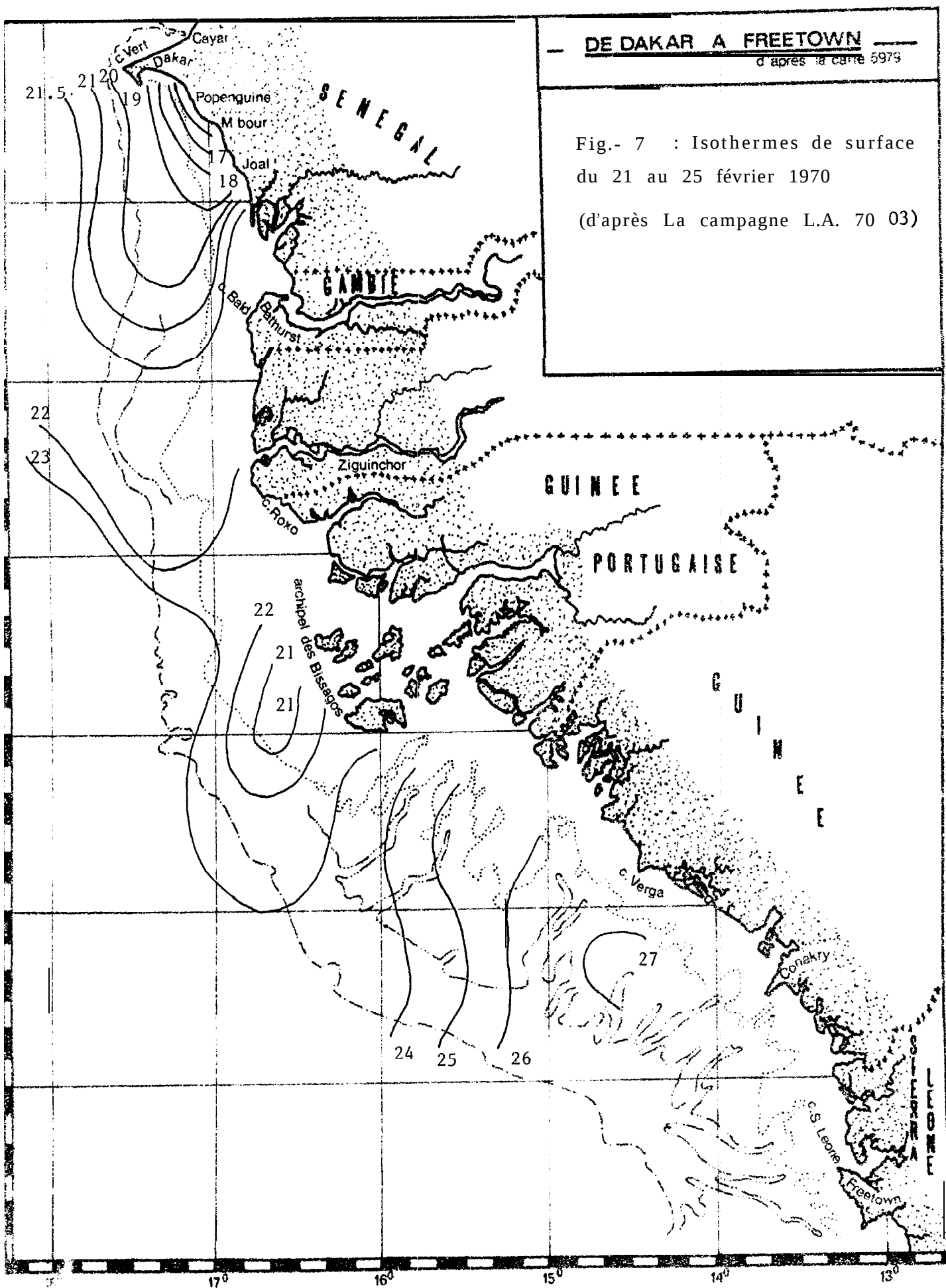
La persistance de la langue d'upwelling au milieu du plateau continental jusqu'à la latitude du Cap Verga serait caractéristique du maximum d'extention vers le sud de l'upwelling nord-ouest africain : cette structure a également été observée par le Capricorne en février 1976 (fig. 6). Les années où les alizés sont faibles ou mal établis — en 1970 par exemple — la langue d'upwelling sous le Cap Vert n'est pas aussi développée et on observe une deuxième langue d'eaux froides au niveau de l'Archipel des Bissagos (fig. 7). On peut donc penser, par opposition, que lorsque les alizés sont forts et bien établis, l'upwelling du Cap Vert descend suffisamment sud pour "absorber" l'upwelling des Bissagos et ne former qu'une structure unique comme celle mise en évidence par le Capricorne en février 1976.

1.3. DISTRIBUTION DES SELS NUTRITIFS

Les seules données dont nous disposons sur la distribution des sels nutritifs au large du Sénégal sont celles recueillies par "l'Alexander von Humboldt" en février 1973. A partir de ces données, nous avons réalisé deux coupes, perpendiculaires à la côte au niveau de Saint-Louis et du Cap Roxo, censées représenter la répartition transversale moyenne des sels nutritifs pour les régimes d'upwelling de la côte nord et de la côte sud (fig. 8 et 9).

A Saint-Louis, l'enrichissement en phosphates et nitrates est strictement côtier et se limite aux fonds inférieurs à 80 m : on y observe des teneurs deux à trois fois plus fortes qu'aux stations du large. Au Cap Roxo, le plateau continental est très large, et les eaux d'upwelling n'atteignent pas les fonds de moins de 15 m. L'enrichissement maximal s'effectue dans les couches juste au dessus du rebord du plateau continental. En surface, les teneurs les plus élevées sont observées au dessus du talus continental ; elles sont cinq à dix fois plus fortes que les teneurs des prélèvements effectués à la côte ou très au large. Notons que sur une coupe verticale, les teneurs en sels nutritifs augmentent à partir du moment où l'on rencontre l'isotherme 18°. Comme nous ne disposons souvent que de mesures de température, nous pouvons associer, approximativement, l'isotherme 18° au début de l'enrichissement en sels nutritifs.





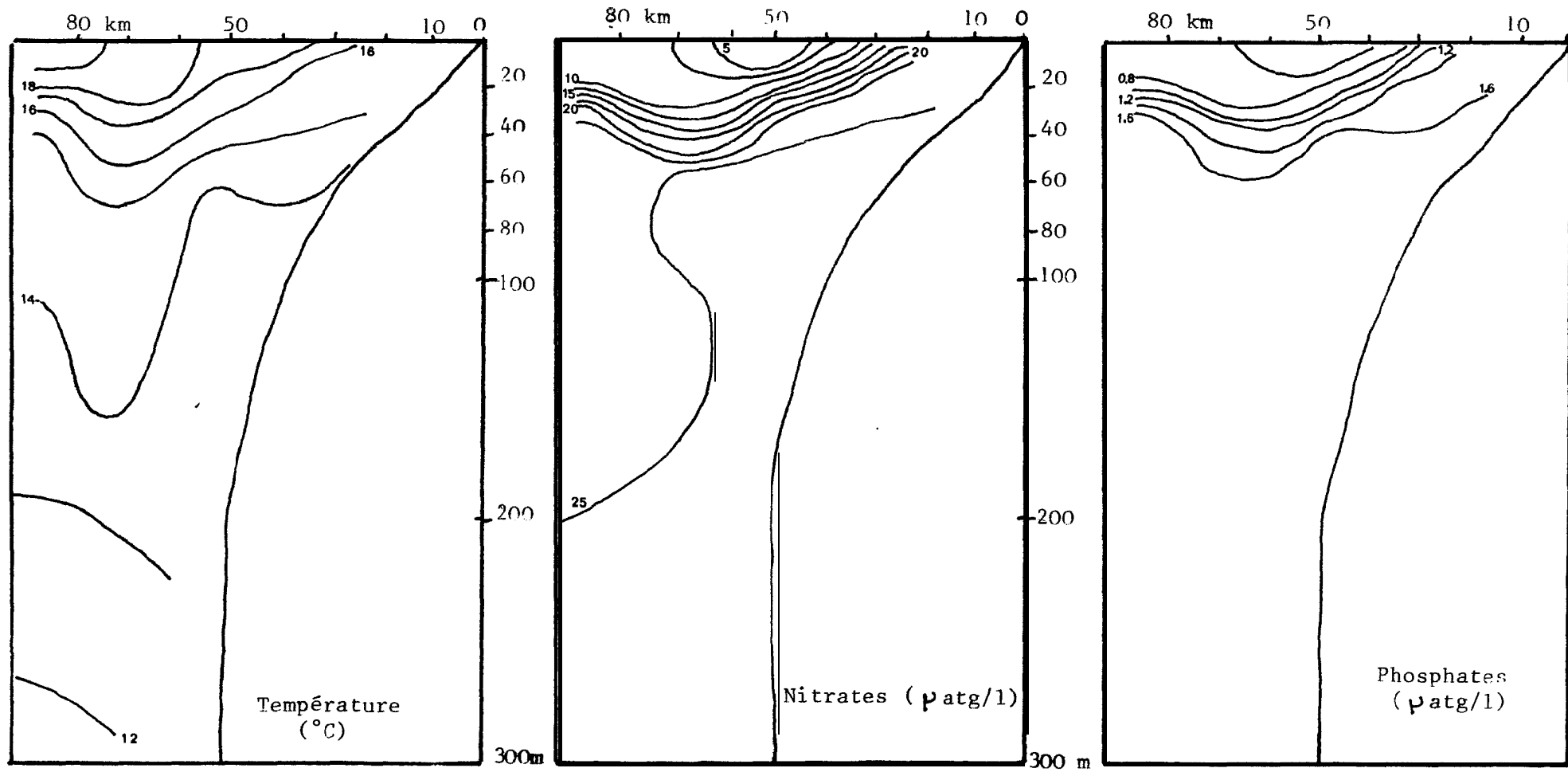


Fig. 8 - Répartition de la température et des sels nutritifs à Saint-Louis le 4 mars 1973.

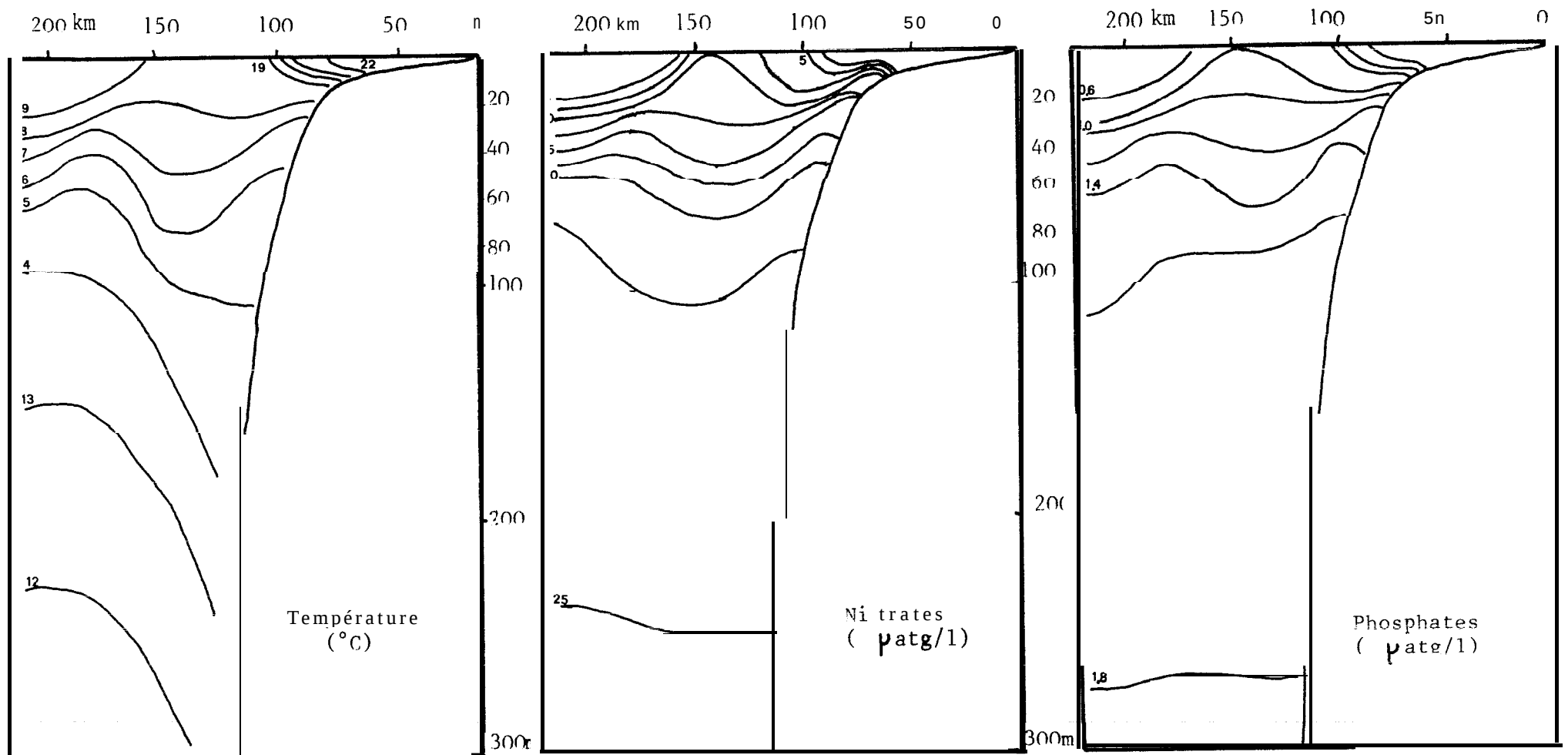


Fig. 9 .- Répartition de la température et des sels nutritifs au Cap Roxo le 23 février 1973.

1.4. LARGEUR DE LA ZONE D'UPWELLING

La largeur de la zone d'upwelling est un paramètre important puisqu'elle permet de préciser l'extension vers le large de la zone enrichie. Il est par contre malaisé d'en donner une définition précise : elle peut être limitée par un isotherme arbitrairement choisi ; elle est plus facile à visualiser lorsqu'un front borde la zone d'upwelling vers le large. En fait l'influence de l'upwelling peut se faire sentir très au large. La fig. 10 d'après WOOSTER et al (1976) représente l'écart mensuel entre les températures au large du Cap Vert et les températures du milieu de l'océan à la même latitude : de juin à novembre, le gradient zonal de température est faible, les températures de surface varient de moins d'un degré par rapport à celles du milieu de l'océan. Mais la saison d'upwelling est très prononcée : de janvier à mai, les eaux sont 4.5 °C plus froides que celles du milieu de l'océan, jusqu'à plus de 100 km du rivage. A 600 km au large, on note encore un déficit de 2.5 °C par rapport au milieu de l'océan.

L'enrichissement du strict upwelling côtier est beaucoup plus restreint dans l'espace. Un paramètre fréquemment utilisé pour caractériser la limite entre processus côtier - tel l'upwelling - et processus du large, est le rayon de déformation barocline de Rossby : il représente la distance à l'intérieur de laquelle les processus côtiers jouent un rôle et différent des processus du large. On l'obtient en étudiant la réponse d'un océan à deux couches à un vent constant :

$$R = \frac{1}{f} \times (gh \frac{\Delta \rho}{\rho})^{1/2}$$

avec

f : paramètre de Coriolis : $3.7 \cdot 10^{-5} s^{-1}$ au niveau du Sénégal

g : accélération de la pesanteur

ρ : densité de la couche supérieure

$\Delta \rho$: écart de densité entre les deux couches (de part et d'autre de la pycnocline)

h : épaisseur de la couche de surface au large, jusqu'à la thermocline.

En utilisant les données de la radiale du Cap Vert de février 70 (fig. 11) on obtient :

$$\rho \approx 1025 \text{ kg/m}^3 ; \frac{\Delta \rho}{\rho} = \frac{1026.2 - 1025}{1025} = 1.2 \cdot 10^{-3} ; h = 60 \text{ mn}$$

$$R = 22 \text{ km}$$

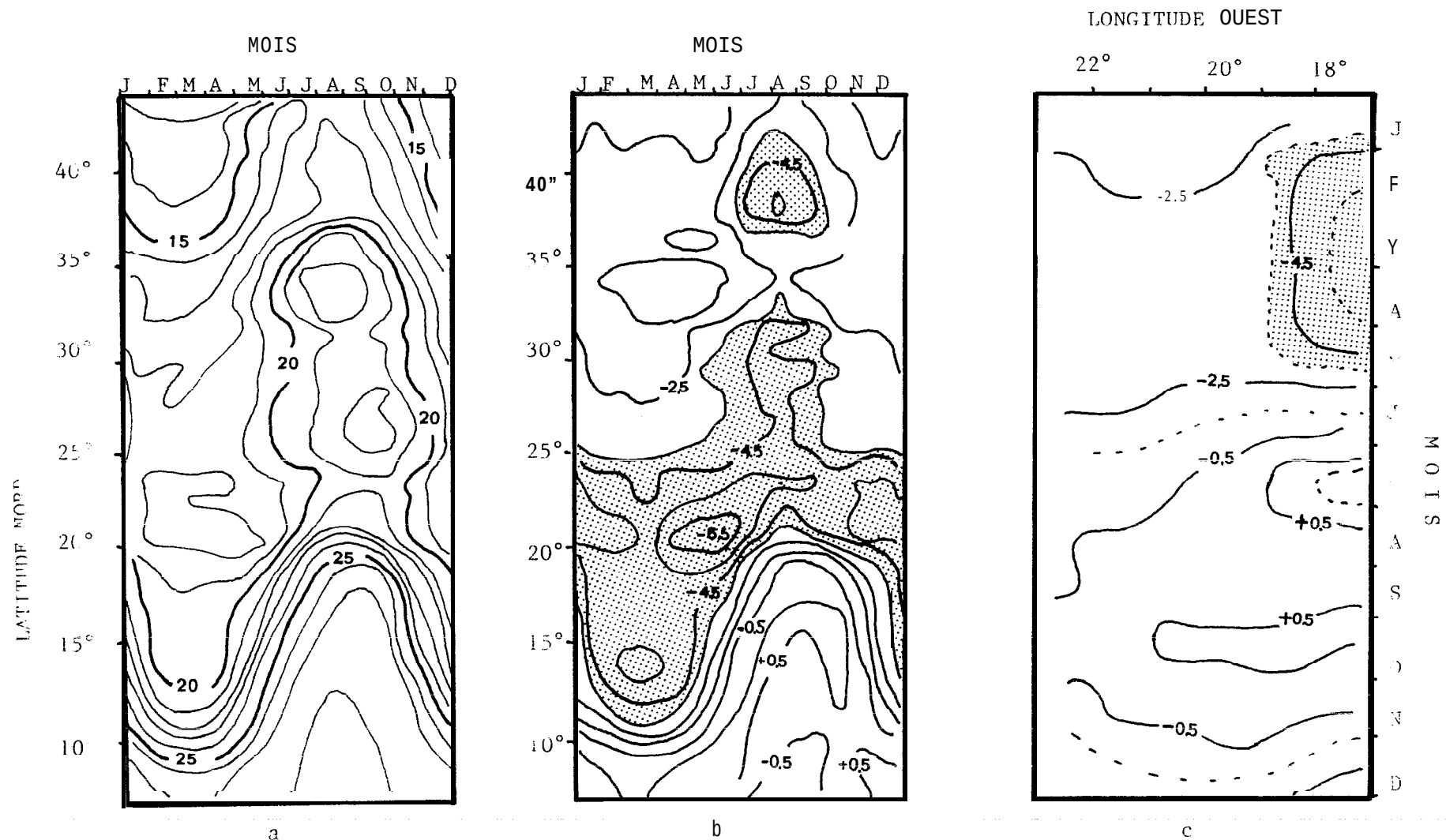


Fig.- 10 : (d'après WOOSTER et al. 1976)

- a) Températures moyennes mensuelles de surface sur le bord oriental de l'Atlantique Nord
 - b) Ecart mensuel entre la température à la côte et la température au milieu de l'océan
 - c) Ecart mensuel entre la température au large du Cap Vert et la température au milieu de l'océan
- La trame représente les écarts de plus de 3.5"

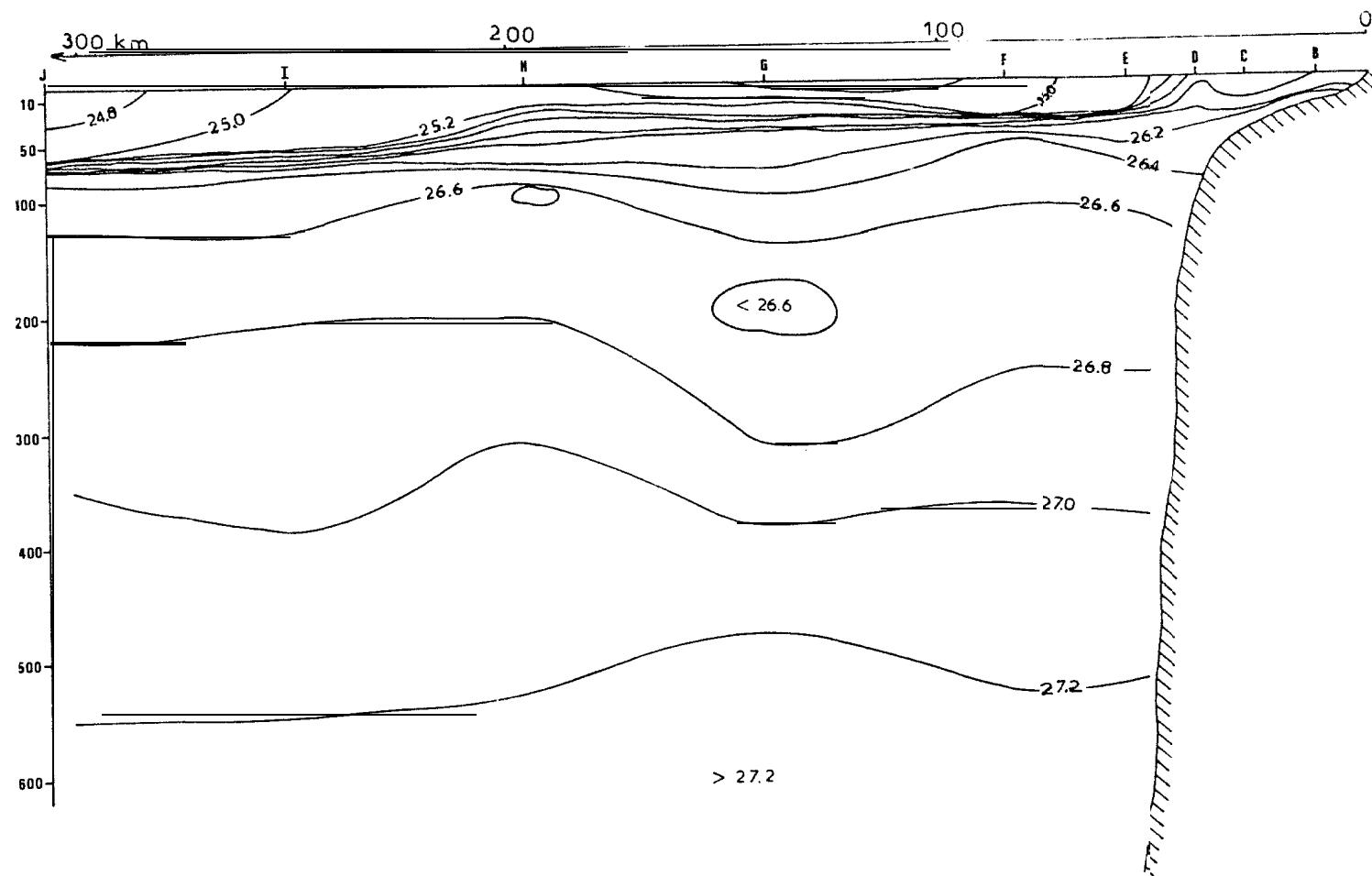


Fig. 11.- Isopycnal surfaces on the radial line of Cap-Vert on February 5, 1970.

Au niveau de pentes suffisamment abruptes (comme au nord du Cap-Vert), R peut être interprété comme une distance depuis la côte. Lorsque le plateau est en pente très douce (**comme** sur la côte sud), la distance correspondante doit être comptée à partir du voisinage du rebord du plateau. D'après la théorie, les modifications des structures hydrologiques doivent être **confinées** grossièrement dans cette distance R. L'upwelling sur la côte nord (fig. 3 et coupes au niveau de Mboro) se développe bien à la côte, et jusqu'à une vingtaine de km au large. Sur la côte sud, la distance de 20 km au delà du rebord du plateau représente une bonne approximation de l'extension vers le large de la zone d'upwelling. A la côte, au sud de Mbour, sur les fonds de moins de 20 mètres, les processus thermohalins prennent le pas sur le phénomène d'upwelling. La zone d'upwelling sur la côte sud s'étendra donc des fonds de 20 m jusqu'à une vingtaine de kilomètres au delà du plateau, soit une largeur d'environ 60 km : cela correspond à la largeur et à la position de la langue d'eaux froides sur la côte sud.

Remarque : le cas particulier de la région située entre Kayar et la Presqu'île du Cap-Vert.

A partir du mois d'avril, les alizés, qui soufflaient jusque là du nord, commencent à tourner vers l'ouest et la région située entre la Presqu'île du Cap Vert et Kayar se trouve orientée perpendiculairement aux vents dominants, ce qui est une situation défavorable pour l'upwelling. Ainsi, durant, le dernier tiers de la saison froide (avril-mai) il sera fréquent d'observer des eaux plus chaudes dans cette région, alors que l'upwelling se maintient à Saint-Louis et au sud du Cap Vert (croisière Capricorne 77.05 du 5 et 6 mai 1977 ; fig. 12). De même, en pleine saison froide, les alizés soufflent en général du Nord au Nord-Nord-Est, mais leur direction n'est pas constante et peut virer vers le Nord-Nord-Ouest pour quelques jours. Nous aurons alors une situation de piling-up (convergence des eaux de surface vers la côte) entre Kayar et la Presqu'île du Cap Vert, alors que l'upwelling restera développé dans les autres régions. Cette zone se révèle hydrologiquement instable et très ouverte aux conditions du large en saison froide (cf. DOMAIN 1979), l'upwelling pouvant se résorber à la moindre rotation des vents vers le Nord-ouest.

Le littoral sénégalais se divise donc en trois régions aux conditions hydrologiques distinctes en saison froide :

- la Grande Côte au niveau de Saint-Louis où l'upwelling se développe dans une bande côtière d'une vingtaine de kilomètres de large,

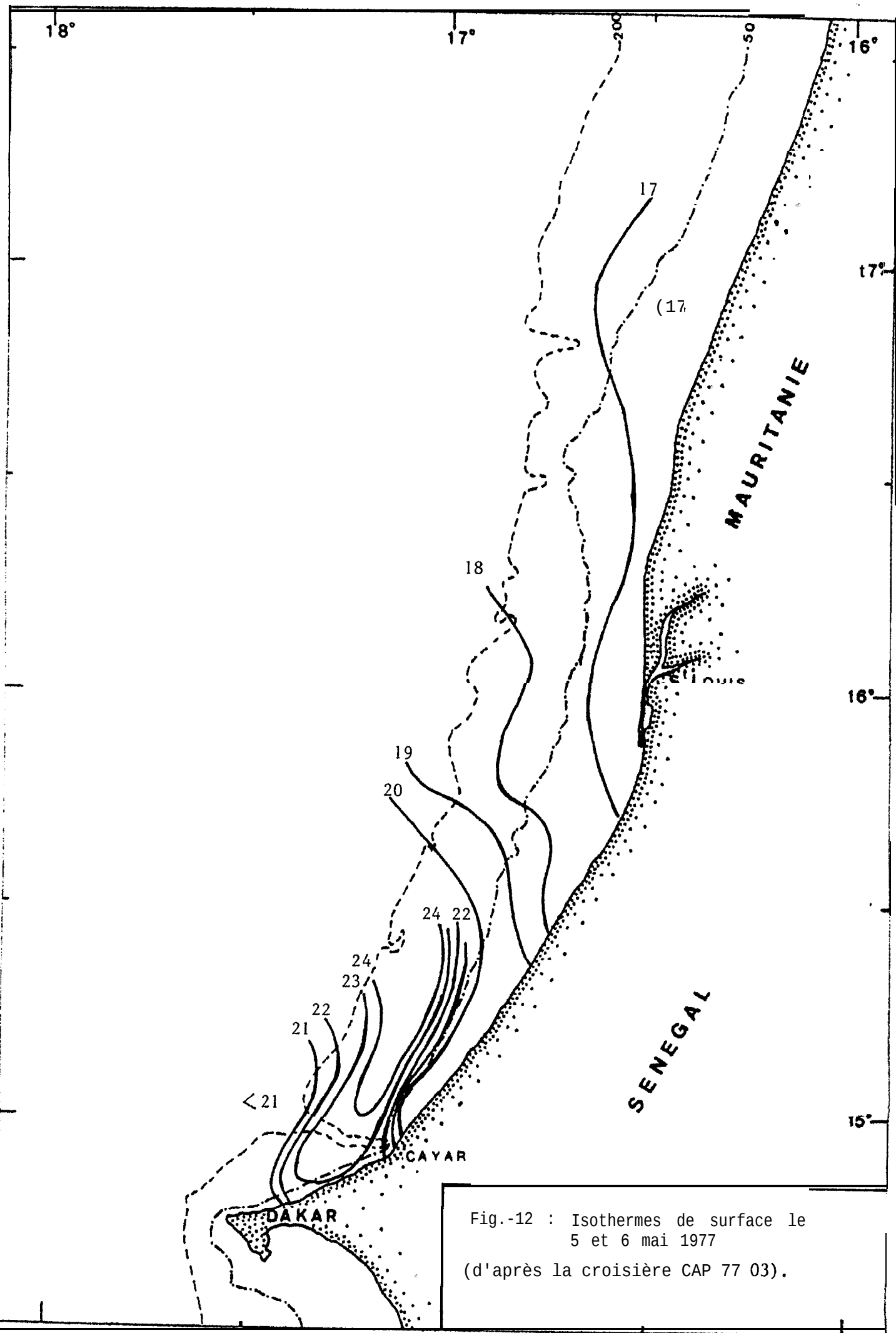


Fig.-12 : Isothermes de surface le
5 et 6 mai 1977
(d'après la croisière CAP 77 03).

- la région située entre Kayar et la Presqu'île du Cap Vert, avec un upwelling beaucoup plus instable et disparaissant: plus tôt que dans les autres régions (mi-avril au lieu de mi-mai), dès que les vents amorcent leur rotation vers le Nord-Ouest. Lorsque l'upwelling est présent il a les mêmes caractéristiques qu'au niveau de Saint-Louis (strictement côtier);
- la côte sud, de Dakar à la Casamance, siège d'un upwelling très intense généré par la Presqu'île du Cap Vert, qui prend la forme d'une langue d'environ 250 km de long sur 60 km de large. Les plus fortes remontées d'eaux profondes s'observent à la côte en baie de Gorée : plutôt que l'orientation de la côte et l'effet de Cap, c'est surtout l'allure des isobathes sous la Presqu'île qui génère l'upwelling de la baie de Gorée (TEISSON, 1982) . Ce résultat est en accord avec les modèles plus sophistiqués de O'BRIEN et PEFLEY (1976) sur les côtes de l'Orégon.

A partir de Mbour, où l'isobathe 20 m s'éloigne de la côte, les eaux froides n'atteignent plus la côte et la langue d'eaux froides se détache du rivage : l'upwelling se développe au milieu du plateau. Un front sépare les eaux d'upwelling, des eaux qui se trouvent sur les fonds de moins de 20 m, soumises à un i-échauffement' intense.

1.5. COLJRANTOLOGIE. ECOULEMENT PARALLELE ET PERPENDICULAIRE A LA COTE.

La dynamique des courants est largement soumise à des influences extérieures au plateau. A la latitude du Sénégal, de novembre à mai, les courants du large appartiennent au courant des Canaries dont la direction est à peu près Nord-Sud au voisinage du continent africain. Localement, le phénomène d'upwelling, la direction de la côte, la topographie du plateau continental, créent d'importantes modifications à cette circulation. Nous nous intéresserons aux situations moyennes et n'étudierons pas les fluctuations à courte période liées au régime des vents. Nous séparerons une nouvelle fois le littoral sénégalais par rapport à la Presqu'île du Cap Vert.

1.5.1. CIRCULATION AU NORD DE LA PRESQU'ILE DU CAP VERT

Peu de renseignements sont disponibles dans cette région sur les courants de surface en saison d'upwelling. Diverses mesures éparses font état de courants de surface parallèles à la côte, de vitesse 20 cm/s environ.

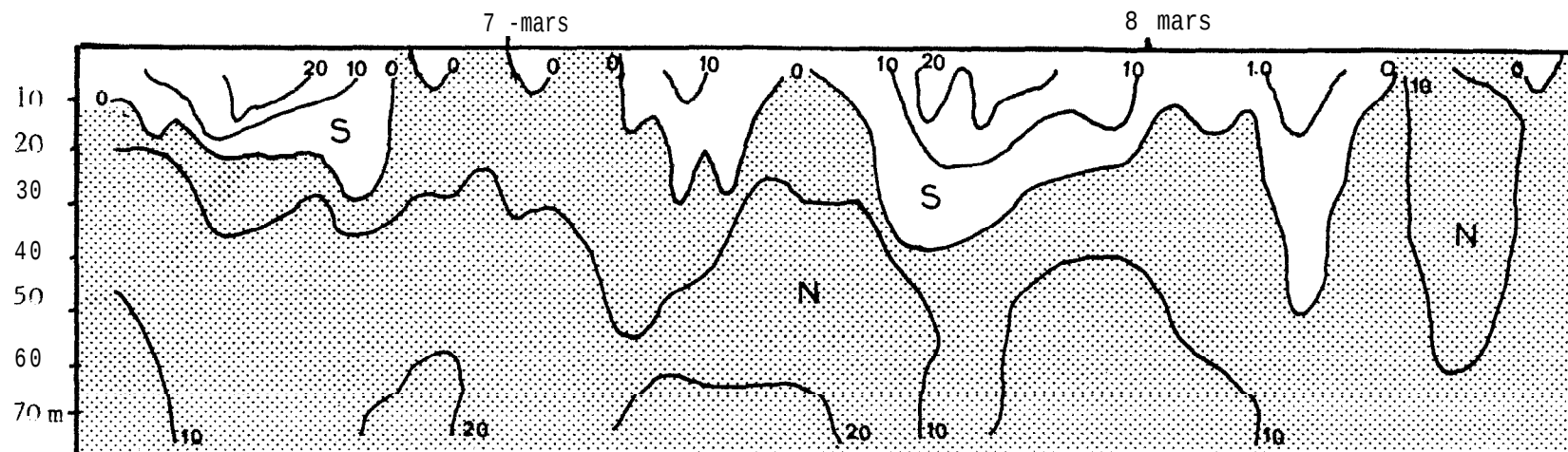
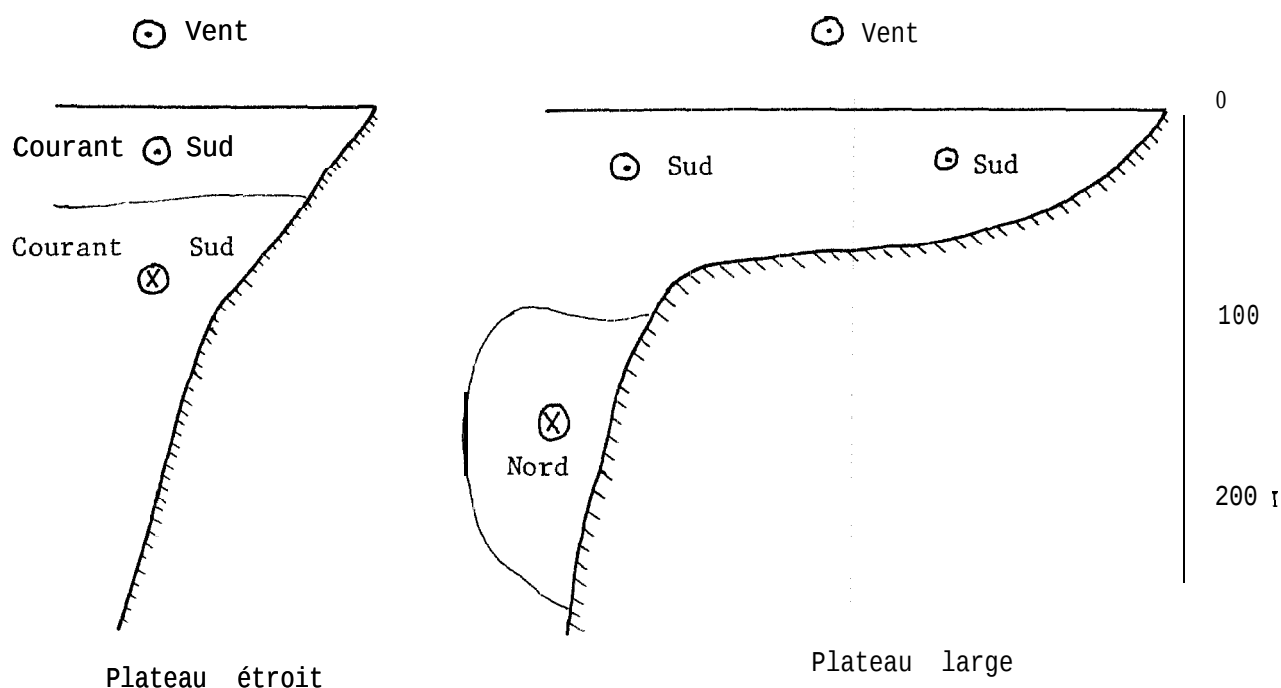


Fig. 13 .- Composante Nord-Sud (cm/s) des courants devant Saint-Louis sur les fonds de 100 m (D'après TOMCSZAK 1970)

Cela correspondrait à un pur courant de surface d'Ekman, lié à l'orientation de la côte et à la direction des alizés (TEISSON, 1982). La meilleure série de mesures reste celle étudiée par TOMCZAK (1970) à partir des données du Météor recueillies devant Saint-Louis pendant 3 jours en mars 1933 (fig.13) sur les fonds de 100 m. On note un courant de surface confiné dans les vingt premiers mètres et portant au Sud, et un contre-courant dirigé vers le Nord occupant les couches profondes. Ce contre-courant vers les pôles (alors que les vents soufflent vers le Sud) est un aspect caractéristique de la circulation d'upwelling : il a été observé dans plusieurs autres régions d'upwelling et serait lié à l'allure du plateau continental ; limité au niveau du talus dans le cas d'un plateau large en pente douce, il envahirait le plateau si ce dernier est étroit et abrupt.



1.5.2. CIRCULATION AU SUD DE LA PRESQU'ILE: DU CAP VERT

Les résultats sur la Petite Côte sont plus nombreux, avec notamment l'étude courantvlogique sur la radiale 14°N de janvier à juillet 1977 (REBERT, PRIVE et WAGNER, non publié). La meilleure représentation du champ des courants de surface en période d'upwelling a été effectuée

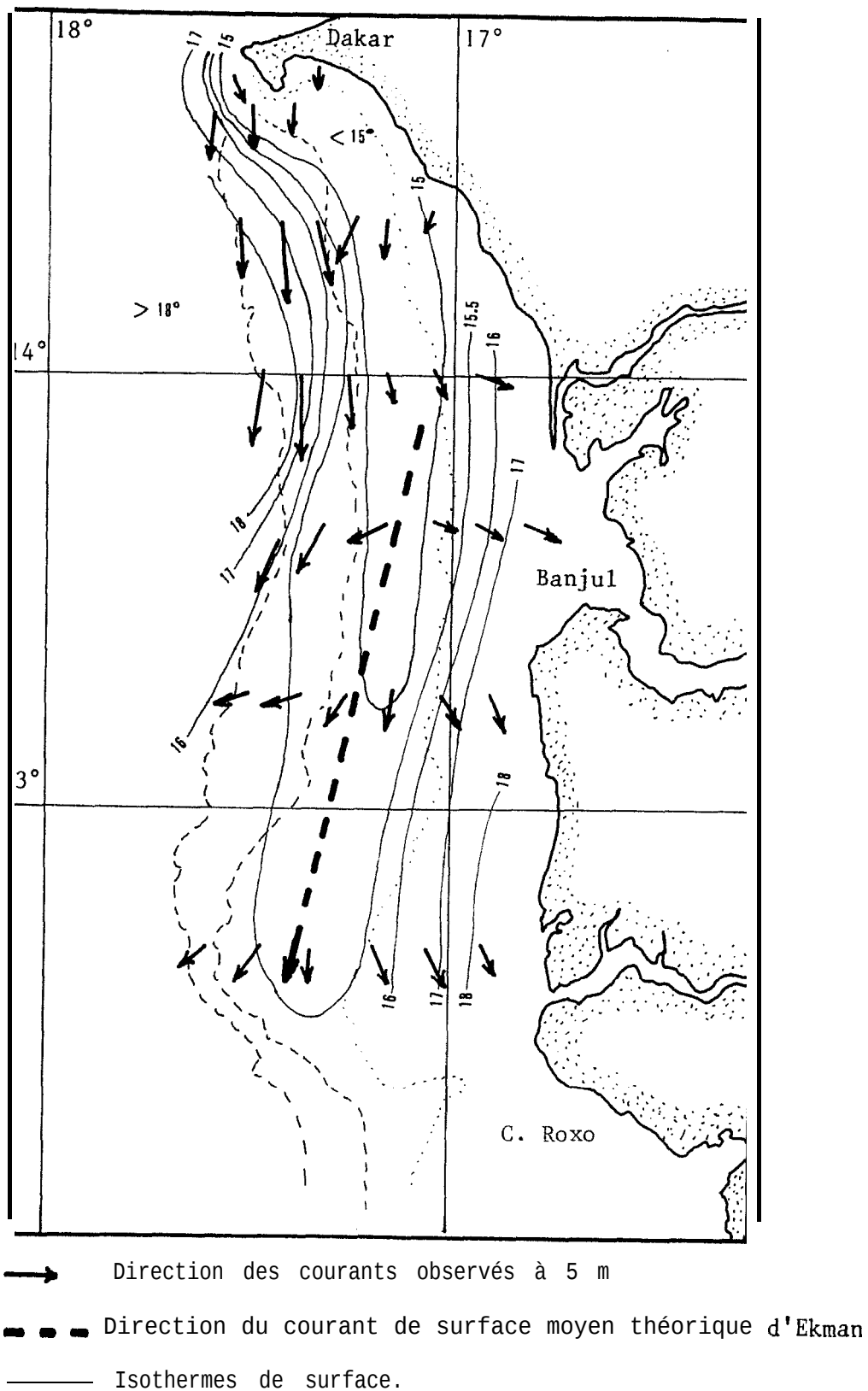


Fig.14.- Campagne du 20 au 31 mars 1974 (d'après REBERT et PRIVE 1974).

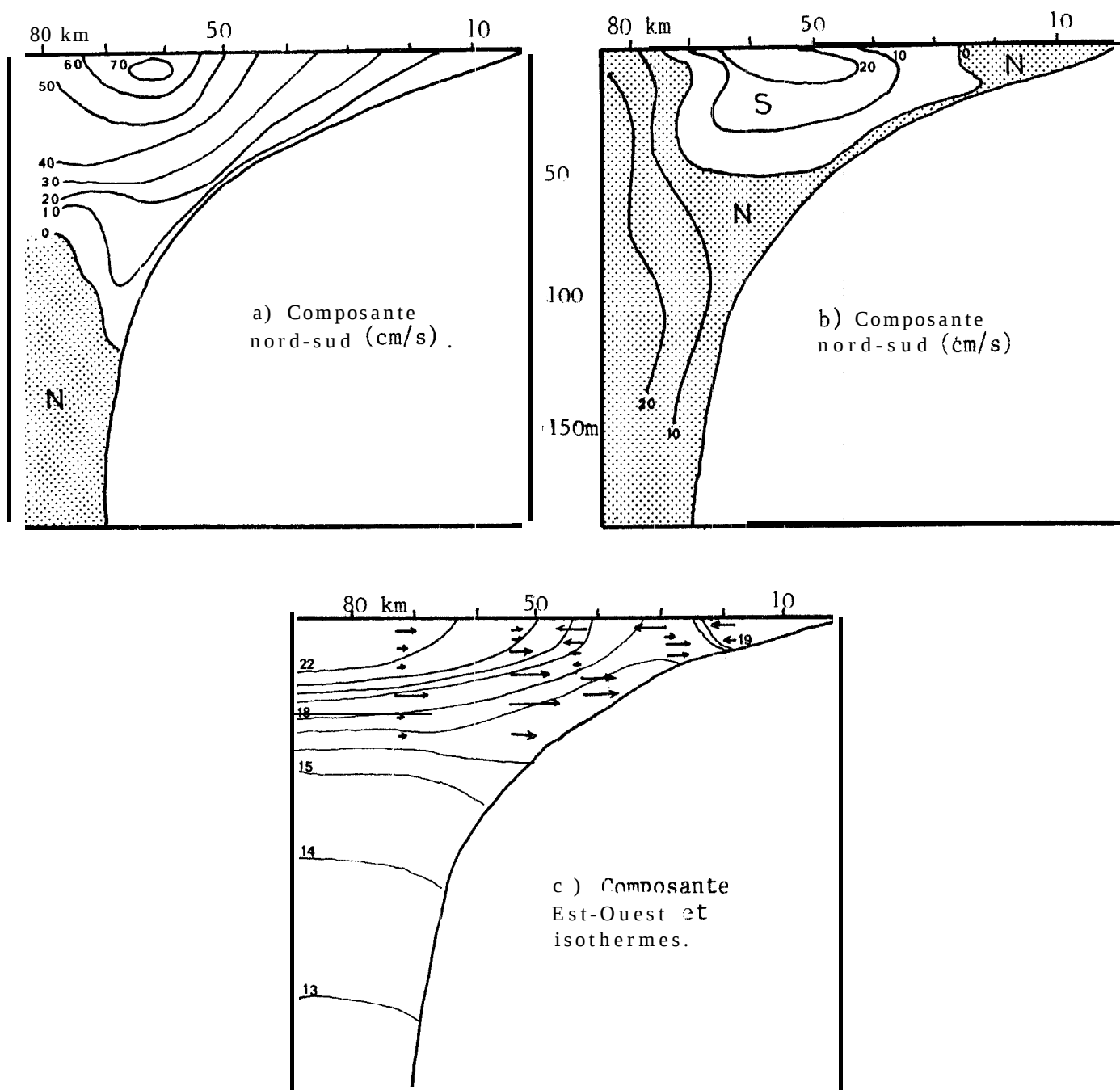


Fig. 15 .- Courantométrie sur la radiale 14°N.

- a) Composante nord-sud en période d'alizés forts (26 mars 1974)
- b) Composante nord-sud en période d'alizés faibles (11 février 1977).
- c) Composante est-ouest et isothermes (12 avril 1977).

en mars 1974 (REBERT, 1974). Les courants et le tracé des isothermes de surface ont été reproduits sur la fig. 14. On note, au centre de la langue d'eaux froides, une divergence des courants qui indique la zone de remontées d'eaux profondes et qui conduit à un espacement des isothermes. La convergence des eaux du large avec les eaux d'upwelling plus froides provoque un front au dessus du rebord du plateau continental qui se traduit par un resserrement des isothermes. La coupe verticale de la composante Nord-Sud au niveau de 14°N pendant cette campagne fait apparaître un "jet" de 75cm/s au niveau du front (fig. 15a). Ce "jet" est un trait caractéristique des zones frontales d'upwelling et il a été observé dans d'autres régions (BANG et ANDREWS, 1974). Le contre-courant profond vers le pôle n'apparaît pas sur le plateau et se limite au talus continental.

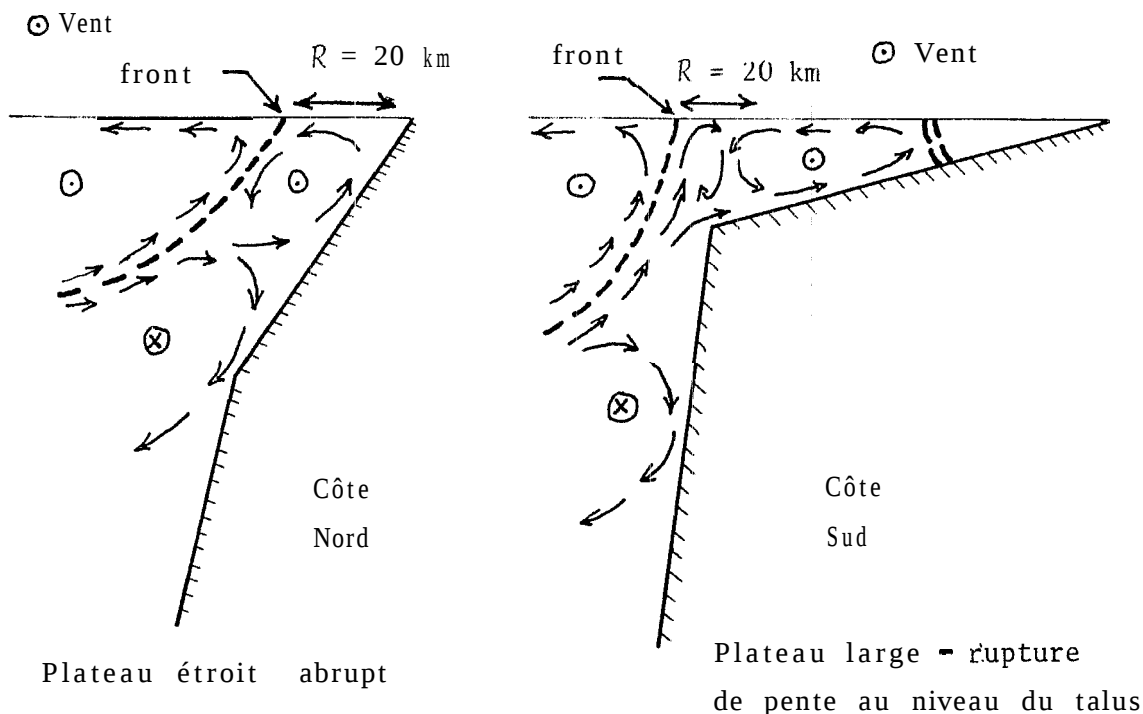
Cette campagne a eu lieu en période d'upwelling très intense (alizés de 7 m/s). Lorsque les vents sont plus faibles (fig. 15b) les processus thermohalins apparaissent sur les petits fonds et sont liés à une circulation vers le Nord. Une très légère circulation vers le Nord existe également dans la couche au dessus du fond sur le plateau, mais il suffit que les alizés soufflent régulièrement à 5 m/s pour que les courants portent au Sud sur l'ensemble du plateau continental et que le contre-courant vers le Nord soit rejeté au niveau du talus.

La circulation zonale (fig. 15c) permet de visualiser les remontées d'eaux profondes vers la côte dans les couches situées au dessus du fond, tandis que les eaux superficielles sont chassées de la côte et convergent avec les eaux du large en formant un front.

1.5.3. COMPARAISON AVEC DES SCHEMAS SIMPLES DE CIRCULATION

A partir des différences de structures observées dans l'hydrologie et la courantologie au nord et au sud du Cap Vert, nous proposons un schéma simple de la circulation transversale en période d'upwelling développé, schéma qui dépend de l'allure du plateau continental. Pour ce faire nous nous sommes inspirés du modèle empirique de HAGEN (1974) - détaillé dans TEISSON (1981) - et des travaux de la commission CUEA (1975)*.

* SCOR WORKING GROUP 36 : Report of second meeting Kiel, FRG, 24-28 juin 1974 CUEA NEWSLETTERS (1975).



- ⊙ Courant portant au Sud
- ⊗ Contre-courant portant au nord
- - - Pycnocline
- R Rayon de déformation barocline de Rossby
- = = Front thermohalin

Côte nord :

L'upwelling se produit au dessus d'un plateau continental étroit et abrupt. Les remontées d'eaux s'effectuent de part et d'autre de la pycnocline. Au voisinage de la côte cette pycnocline s'élève et vient crever la surface en formant un front ; l'upwelling principal a lieu à la côte. Les eaux d'upwelling côtier, entraînées vers le large en surface, plongent sous le front. L'écoulement vers la côte sous la pycnocline est associé à un contre-courant dirigé vers le pôle et à un downwelling en profondeur. Au large, au dessus de la pycnocline, les eaux amenées en surface proviennent de la couche mélangée superficielle : il n'y a pas de véritable enrichissement puisque les sels nutritifs sont concentrés sous la pycnocline.

Côte sud :

L'upwelling se produit en présence d'un plateau continental large avec une rupture de pente au niveau du talus. L'upwelling principal se situe sur le rebord du plateau continental. Une deuxième cellule d'upwelling apparaît au dessus du plateau. Le contre-courant vers

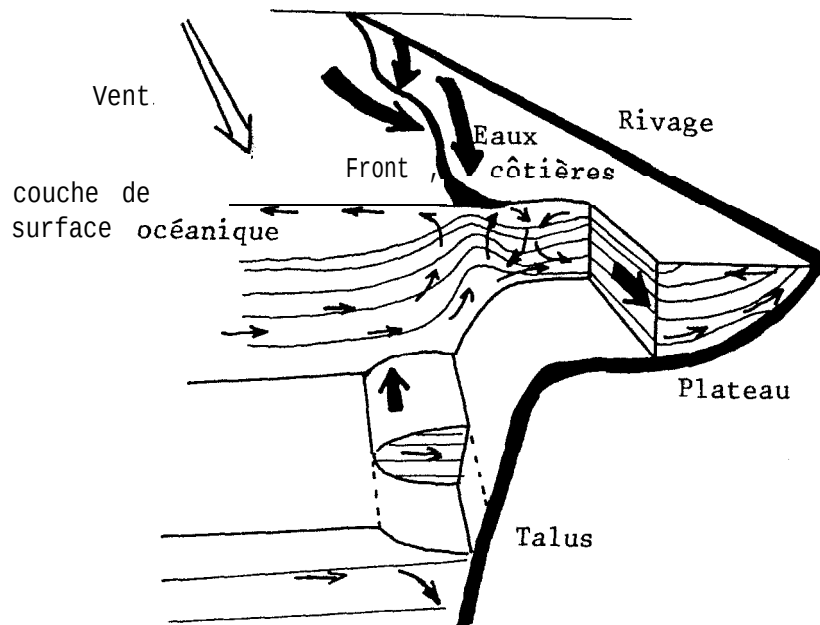


Fig. 16.- Circulation tridimensionnelle schématique dans une région d'upwelling au-dessus du plateau et du talus (d'après SMITH 1968).

le Nord et le downwelling associé sont rejetés sur le talus. Au large, la pycnocline crève la surface en formant un front. Les processus thermohalins sur les petits fonds sont indépendants du phénomène d'upwelling : ils ne sont présents que lorsque les fonds descendent très lentement au voisinage de la côte. De Dakar à Mbour, où les fonds augmentent régulièrement depuis la côte, ces processus n'existent pas et les eaux froides amenées par la deuxième cellule d'upwelling bordent la côte.

La figure 16 représente un schéma tridimensionnel de l'écoulement sur la Petite Côte au nord de Mbour.

1.6. ORIGINE DES MASSES D'EAUX UPWELLES. VITESSE VERTICALE CARACTERISTIQUE. TEMPS DE RESIDENCE DES EAUX RICHES DANS LA ZONE EUPHOTIQUE
La profondeur d'origine des eaux "upwellées" et la vitesse de remontées de ces eaux sont les paramètres fondamentaux pour l'estimation de la productivité des régions côtières. La profondeur d'origine renseigne sur la richesse potentielle des eaux qui remontent - les eaux plus Profondes étant théoriquement les plus riches la vitesse verticale sur le taux de renouvellement des eaux de surface.

Une estimation de la. profondeur d'origine peut être réalisée à l'aide du diagramme Température - Salinité des masses d'eaux le long d'une radiale perpendiculaire à la côte, en supposant l'upwelling bidimensionnel et stationnaire.

Le diagramme T.S. des stations sur les radiales Mboro et Sangomar (fig. 17) montre que la profondeur d'origine des eaux amenées à la côte serait sensiblement plus importante sur la côte sud (75-100 m) que sur la côte nord (30-50 m), Cette différence de profondeur semble s'accorder avec les schémas de circulation de 1.3.3., les masses d'eaux upwellées semblant avoir une origine plus profonde dans le cas d'un plateau continental large bordé par un talus abrupt. L'upwelling sur la Petite Côte serait donc potentiellement plus riche.

Vitesse verticale :

L'estimation de la vitesse verticale est extrêmement délicate : vu la faiblesse de sa valeur vis à vis des courants horizontaux, il est très difficile d'en obtenir une mesure directe. Les méthodes indirectes ne fournissent qu'un ordre de grandeur et les résultats sont à utiliser avec beaucoup de précaution. Par exemple l'étude des migrations des isothermes en régime transitoire montre que du 6 au 13 janvier 1982, l'isotherme 18°C est monté de 35 m le long de la radiale (fig. 18). On peut donc proposer une vitesse verticale de remontée

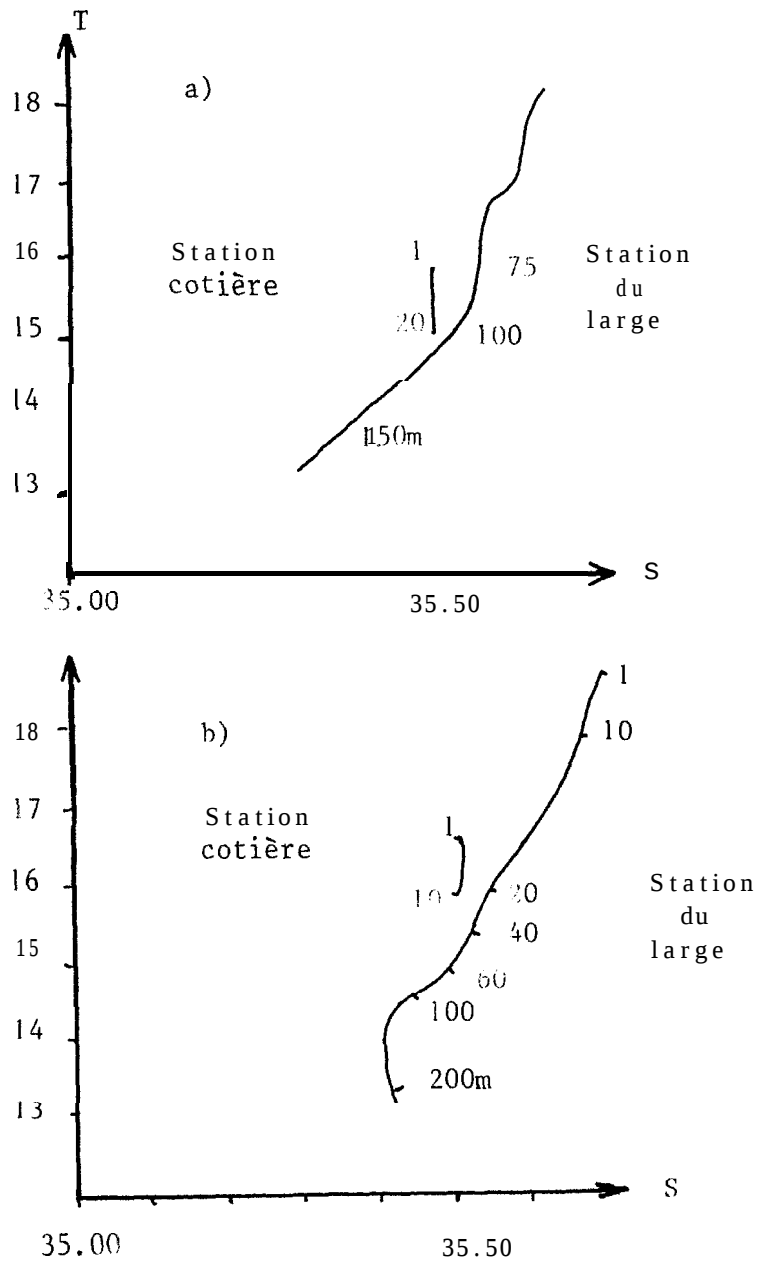


Fig. 17.- Diagramme T-S sur la radiale de Sangomar (a) et Mboro (b) en février 1969.

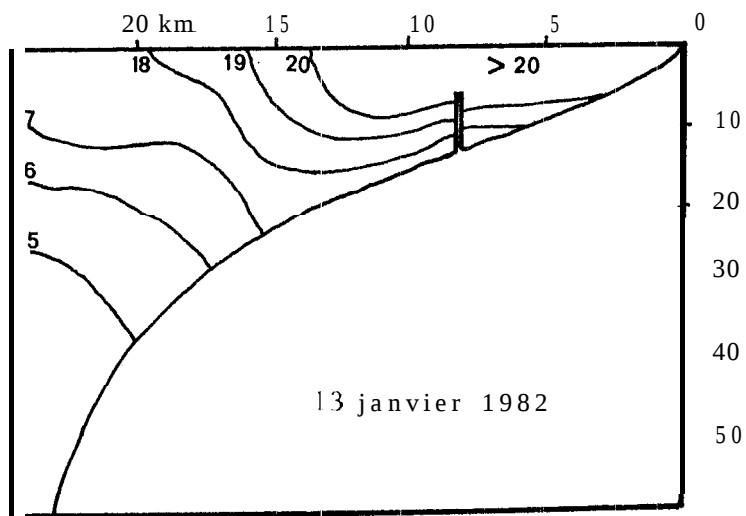
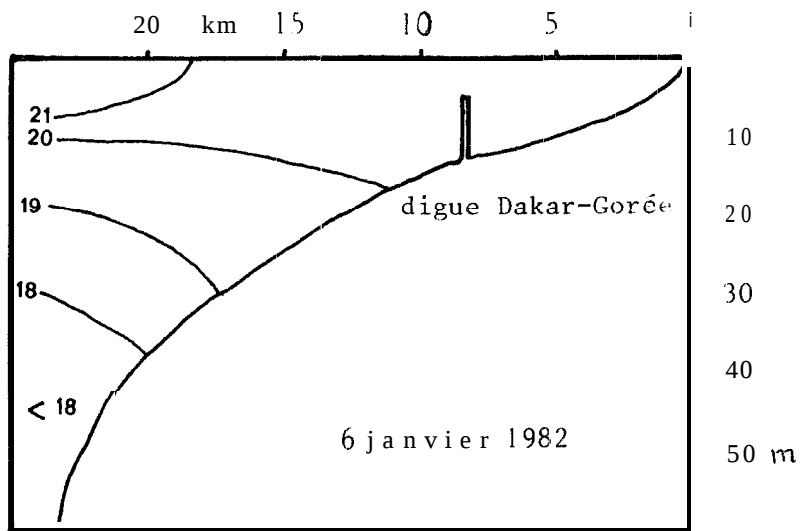
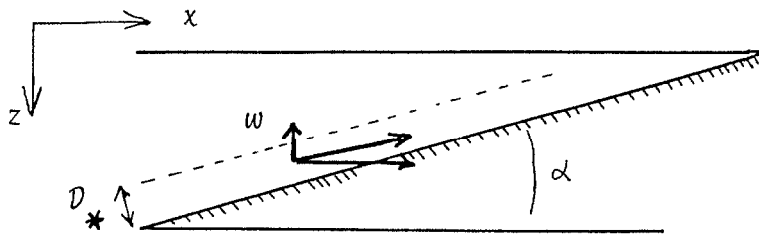


Fig.18- Evolution des températures sur la radiale du Cap Vert
du 6 au 13 janvier 1982.

de 35/7, soit 5 mètres par jour, qui n'est qu'une valeur moyenne : il est probable que la remontée ne s'est pas effectuée de manière uniforme pendant la semaine, mais s'est plutôt concentrée sur une période de 2 ou 3 jours, associée à un forcing des vents, avec des vitesses verticales beaucoup plus conséquentes.

La vitesse verticale peut également être estimée à partir du transport d'Ekman, qui représente le flux de remontée d'eaux profondes perpendiculaires à la côte. La valeur moyenne en période d'upwelling est de 1 000 kg/s par mètre de côte (TEISSON, 1982).



Le flux S de remontées est confiné dans la couche d'Ekman de fond d'épaisseur D ;

$$S = \rho V D = \rho D W / \sin \alpha = \rho D W / (\partial h / \partial x)$$

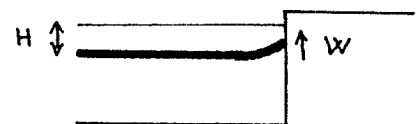
où $\partial h / \partial x$ est la pente du plateau continental, soit $2 \cdot 10^{-3}$

petite Côte. Au niveau du Sénégal, l'épaisseur de la couche d'Ekman de fond est théoriquement de l'ordre de 40 m, nous aurons donc :

$$W = S (\partial h / \partial x) / \rho D = 510^{-5} \text{ m/s} = 4.5 \text{ m/jour.}$$

Ce n'est encore qu'un ordre de grandeur, la vitesse verticale étant certainement plus importante sur les petits fonds (épaisseur moindre de D) et sur le talus (pente plus forte) ou lors d'un forcing de vents (flux de remontée pouvant atteindre 2 000 kg/s par mètre de côté). O'BRIEN (non référencé) a proposé un modèle simplifié du phénomène d'upwelling pour un océan à deux couches, la couche de surface, de faible épaisseur, étant séparée de la couche profonde par une pycnocline. Il a étudié la réponse à un vent soufflant vers l'équateur et parallèle à la côte, et a obtenu une vitesse de remontées de la pycnocline au niveau de la côte de :

$$W = \frac{S}{\rho R}$$



S étant le transport d'Ekman, R le rayon de déformation barocline de Rossby, ρ la densité de l'eau de mer. Si la pycnocline se trouvait au départ à une profondeur H (épaisseur de la couche mélangée de surface), elle atteint la surface à la côte en :

$$T = \frac{H}{W} = \frac{\rho R H}{S}$$

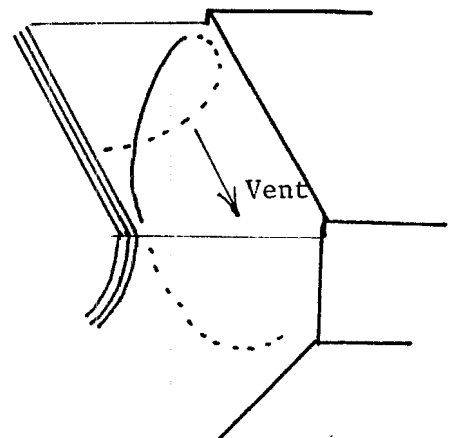
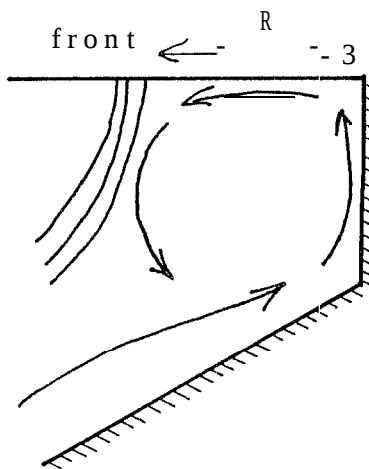
Avec $R \approx 20$ km, $S \approx 1\,000$ kg/s par mètre de côte, $H = 60$ m, on trouve :

$$W \approx 4.5 \text{ m/jour} \quad T \approx 14 \text{ jours ,}$$

Notons que ces méthodes ne renseignent absolument pas sur la répartition spatiale des vitesses verticales, Modèles et observations s'accordent à dire que les zones de remontées intenses seraient localisées à la tête des canyons sous-marins et sur les bords équatoriaux des caps importants.

Temps de résidence;

Le temps de résidence des eaux riches dans la zone euphotique est un facteur limitatif de la productivité des zones d'upwelling : on sait qu'il faut un temps minimum au phytoplancton pour croître et consommer les sels nutritifs. Si le temps de résidence est trop court, le phytoplancton n'aura pas le temps de se développer suffisamment avant d'être brouté par le zooplancton. Ce temps de résidence peut être grossièrement estimé en supposant que les eaux d'upwelling décrivent une sorte d'hélice au voisinage de la côte.



Cette hélice se décompose en 4 phases : transport sur le fond vers la côte, remontée le long de la côte, transport vers le large en surface, plongée sous le front. La durée de chacune de ces phases peut être estimée. En supposant une vitesse verticale de 5 à 10 m **par jour** le transport sur le fond amène des eaux situées à 75 m de profondeur, à 25 m en 5 à 10 jours. La remontée vers la surface s'effectue en 2 à 5 jours. La durée du transport vers le large peut être calculée en supposant que le flux superficiel (égal au transport d'Ekman) est confiné dans la couche d'Ekman de surface d'épaisseur théorique D , soit 40 m au niveau du Sénégal.

$$U = \frac{S}{\rho D} = 2.5 \text{ à } 5 \text{ cm/s}$$

En supposant que la largeur de l'upwelling est de l'ordre du rayon

de déformation barocline de Rossby, $R = 20$ km, le transport en surface durera R/U , soit 4 à 9 jours. Nous ne disposons pas de données concrètes sur la durée de la descente le long du front, Des valeurs de 6 à 12 jours ont été avancées par certains auteurs. Nous aboutissons donc à une estimation du cycle total de 17 à 36 jours, soit une valeur moyenne de 25 jours, Le demi-cycle dans la zone euphotique, qui est un concept très utilisé, serait de l'ordre de 12 jours. Le temps de génération du phytoplancton étant de 3 à 4 jours, la biomasse phytoplanctonique pourra être multipliée par 8 à 16 durant le demi-cycle dans la zone euphotique. Mais le zooplancton, dont le temps de génération est de 2 à 3 semaines, aura du mal à se développer sur un seul cycle.

Effets de l'intensité et de la durée des phases d'upwelling sur la productivité à moyenne échelle dans les zones d'upwelling:

Un upwelling intense, bien qu'amenant dans la zone euphotique de très grandes quantités de sels nutritifs, peut induire des taux de production primaire réduits à travers une multitude d'effets liés à la diminution de l'échelle de temps et à l'augmentation de la turbulence. Un upwelling bien développé crée en effet une circulation plus rapide et le temps de résidence dans la zone euphotique peut être trop court pour la croissance du phytoplancton et la consommation de tous les sels nutritifs. D'autre part les mélanges turbulents réduisent la probabilité de longues périodes d'exposition à une lumière intense, nécessaire au phytoplancton pour croître à un taux soutenu.

A un autre niveau, la stratification de la colonne d'eau permet au phytoplancton d'exister en concentrations importantes, les larves de poissons pélagiques obtenant ainsi aisément leur nourriture. Le mélange dû à un vent fort, de la colonne d'eau peut éparpiller ces concentrations de phytoplancton et diminuer la disponibilité en nourriture à des degrés tels que la croissance et la survie des larves ne seraient plus possibles (SHARP, 1980). Il semble donc qu'un upwelling intermittent conduira à des taux plus élevés de productivité qu'un upwelling installé en permanence : l'intensification des vents amènera les sels nutritifs en surface, la relaxation des vents, associée à une circulation moins rapide, permettra au phytoplancton de rester plus longtemps dans la zone éclairée, riche en sels nutritifs.

1.7. EXISTENCE ET POSITION DES FRONTS . 'JET' FRONTAL. IMPORTANCE DE LA ZONE DU REBORD DU PLATEAU CONTINENTAL

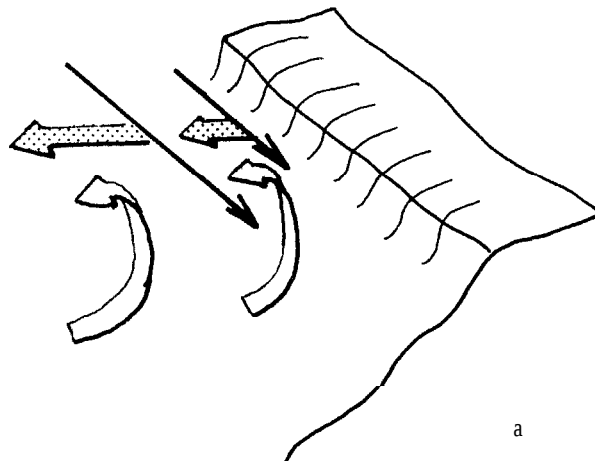
Nous avons vu (en 1.3.2. et fig. et) qu'au dessus du rebord du

plateau existe : une zone frontale contenant un intense jet équatorial. La direction de ce jet est à peu près parallèle aux isothermes frontaux. En général, dans une telle structure, les isothermes de surface donnent une bonne indication de l'allure des isothermes et isopycnes en profondeur, et on peut penser que le jet est ajusté de manière géostrophique aux gradients de densité constituant le front. Différentes théories tentent de prendre en compte l'existence de ce jet. Selon HULBURT et THOMPSON (1973), dans le cas d'un vent constant en longitude, il doit y avoir un transfert d'énergie du large vers la côte, où les forces de frottement plus importantes doivent être surmontées, réduisant l'énergie disponible pour la formation d'un jet au large. Au contraire, un maximum de vent près de la côte produira suffisamment d'énergie pour surmonter le frottement sans empiéter sur les ressources en quantité de mouvement du large (BANG et ANDREWS, 1974). Il pourra même générer un surplus d'énergie : initialement ce surplus servira à élever plus d'eaux froides sur le plateau, construisant une réserve d'énergie potentielle dans laquelle commencera à puiser le jet : cette réserve pourra également maintenir le jet lorsque les vents ne seront pas favorables à l'upwelling.

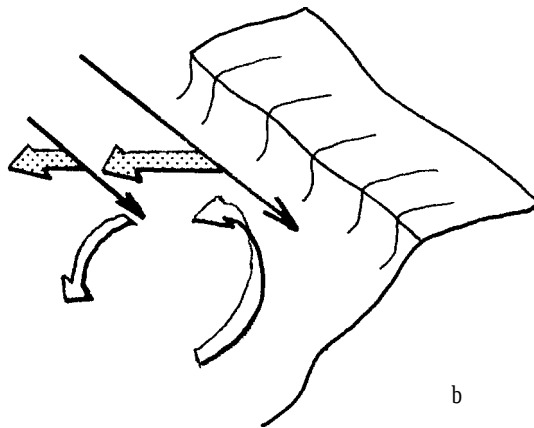
Le jet étant ajusté géostrophiquement, ses demandes en énergie seront faibles : pendant les périodes de vents favorables prolongées l'énergie potentielle sera accumulée à un rythme plus rapide que la consommation du jet. En conséquence, le jet se déplacera vers le large; une fois atteint le rebord du plateau, le jet pourra se développer vers le bas et ses besoins en énergie s'accroîtront de même. Si la demande en énergie dépasse les réserves, le front se repliera vers la terre et on peut imaginer une situation d'équilibre établie quelque part au voisinage du rebord du plateau (BANG et ANDREWS, 1974).

Les observations de BANG et ANDREWS rejoignent le diagramme proposé par BAKUN et NELSON (1977) reliant les phénomènes de divergence-convergence au rotationnel de la tension du vent (fig. 13). Au niveau du Sénégal, il n'existe pas à notre connaissance de mesures du vent au large. Cependant les structures observées ressemblent fort à celles décrites par BANG et ANDREWS devant Cape Town. Il serait intéressant de vérifier si la zone frontale et le jet observés au large du Sénégal sont bien associés à un rotationnel négatif de la tension du vent, correspondant à un maximum de vent près de la côte.

Le fait qu'une situation géostrophique se soit installée signifie que les eaux froides ne peuvent simplement reglisser vers leur profondeur d'origine dès que les vents favorables cessent. La dissipation de



a



b

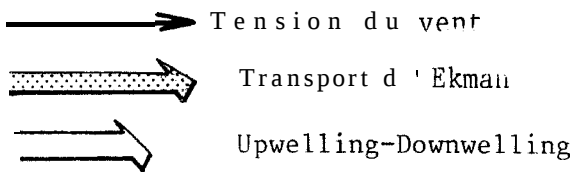


Fig.19-Relation entre le rotationnel de la tension du vent et la divergence ou convergence du transport d'Ekman (d'après BAKUN et NELSON).

a. Rotationnel positif - Divergence et upwelling à la côte, se prolongeant au large.

b. Rotationnel négatif - Divergence et upwelling à la côte, convergence et downwelling au large.

l'énergie d'une structure frontale est un phénomène très lent. D'après les résultats numériques de O'BRIEN (1973) un front peut probablement persister sous une forme reconnaissable un mois après l'arrêt des vents favorables. Pendant cette période les caractéristiques hydrologiques de la couche de surface de quelques dizaines de mètres d'épaisseur seront modifiées, mais: la masse d'eaux froides se maintiendra sur le plateau. Les phases conséquentes de vents favorables auront alors juste besoin de déplacer ce "film" superficiel pour produire des manifestations évidentes d'upwelling. Cette possibilité de "prédisposition imminente" de l'upwelling doit être gardée à l'esprit quand les vitesses verticales sont estimées. La destruction du film de surface, de 30 m d'épaisseur par exemple, en une journée ne signifie pas forcément que l'upwelling continuera par la suite à un taux de 30 m par jour : il est très délicat d'extrapoler le résultat des déplacements d'isothermes pour représenter l'évolution de l'upwelling.

2. MODELISATION DE L'UPWELLING - FORMATION ET EVOLUTION

Plusieurs modèles numériques sont à l'heure actuelle proposés pour tenter d'expliquer, sinon de prévoir, les caractéristiques physiques et biologiques de l'écosystème d'upwelling (modèles de HULBURT et THOMPSON, 1973; WROBLEWSKI, 1977; PEFFLEY et O'BRIEN, 1976). Les observations effectuées; dans les zones d'upwelling du Pérou, de l'Oregon, du nord-ouest de l'Afrique, ont montré que les irrégularités dans la configuration de la côte et le relief du fond influencent de manière substantielle le type d'upwelling côtier. Aussi ces modèles doivent-ils tenir grandement compte du contexte dans lequel l'upwelling se produit :

- latitude
- topographie du plateau et de la pente
- stratification moyenne
- allure des vents saisonniers
- intensité et échelle de temps des fluctuations de vent.

Ces modèles numériques sont excessivement complexes (34 paramètres dans le modèle de WROBLEWSKI) et nécessitent une longue mise en place.

Nous avons, quant à nous, utilisé des modèles "plus légers", souples d'emploi, dits "modèles conceptuels"; qui ignorent délibérément certains paramètres pour ne retenir que des aspects particuliers du phénomène.

Nous intéressent à l'évolution de l'upwelling lié au régime des

- l'échelle de temps saisonnière, liée à la présence des alizés, où l'upwelling progresse longitudinalement vers le Sud* et se développe vers le large zonalement.

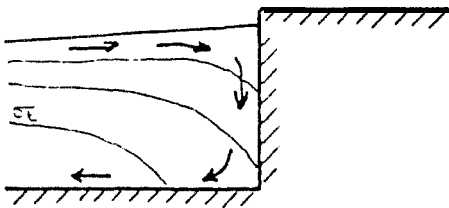
- l'échelle de temps de quelques jours, associée à une intensification de l'upwelling (en anglais "upwelling event" que nous n'avons pu traduire que par "phase d'upwelling" : période d'intensification des vents, par opposition à période de relaxation des vents).

Le schéma le plus simple d'upwelling saisonnier est celui proposé par HAGEN (1974) : il ne tient pas compte de la topographie du plateau et suppose que les vents soufflent régulièrement de manière permanente : il s'applique donc au Sénégal pour la période de novembre à mai. L'évolution journalière de l'upwelling en réponse à une intensification des vents sera abordée à l'aide du modèle bidimensionnel de JANOWITZ et PIETRAFESA (1980) : l'allure du plateau continental jouera un rôle important dans ce modèle.

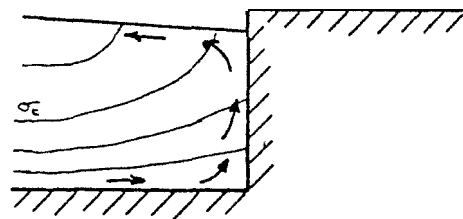
2.1. SCHEMA DE DEVELOPPEMENT D'UN UPWELLING SAISONNIER.

2.1.1. MODELE DE HAGEN

Le modèle de Hagen (1974) repose sur le fait que la pente des isopycnes au voisinage d'une côte est un indicateur des mouvements verticaux des masses d'eaux. (Ceci n'est vrai qu'en supposant une absence de mélange à travers les isopycnes et l'invariance du champ de densité le long de la côte).



Plongie d'eaux superficielles



Remontée d'eaux profondes

* Remarque au lecteur non averti :

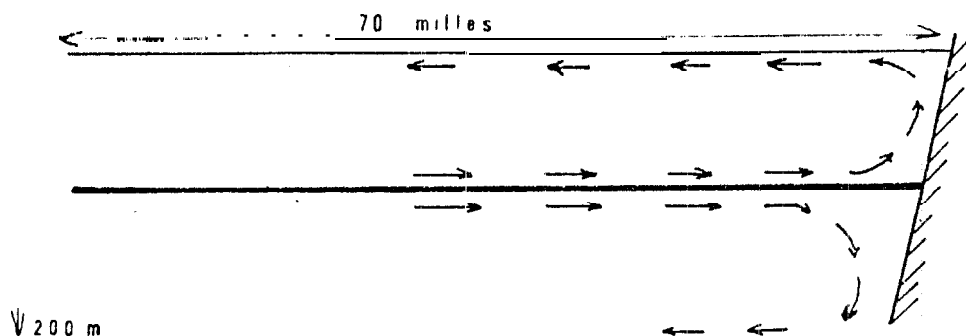
Cette image souvent employée est impropre : elle tend à faire croire qu'en un point donné du littoral les eaux froides viennent du Nord alors qu'elles proviennent en réalité des couches profondes situées au large de ce point.

Au fur et à mesure que les alizés descendent vers le Sud ils créent des remontées d'eaux froides. L'upwelling doit être perçu comme un ensemble de remontées d'eaux froides locales se déplaçant avec la position des alizés, et non comme un refroidissement général dû à l'arrivée d'eaux "en provenance du Nord". Si ce n'est par des remontées locales, comment expliquer l'écart de température de 2° en moyenne entre le nord et le sud de la Presqu'île du Cap-Vert,

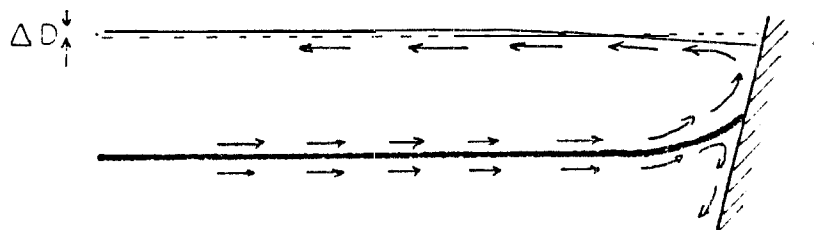
La situation de départ est celle observée au Sénégal durant l'hivernage. Avec les faibles vents qui soufflent pendant cette période, il se forme par advection d'eaux guinéennes une couche superficielle chaude, pauvre en sels nutritifs, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Cette couche d'eau est séparée des eaux plus profondes, riches en sels nutritifs, froides, par de forts gradients verticaux des paramètres : la pycnocline est très marquée. On observe ensuite 4 phases bien distinctes :

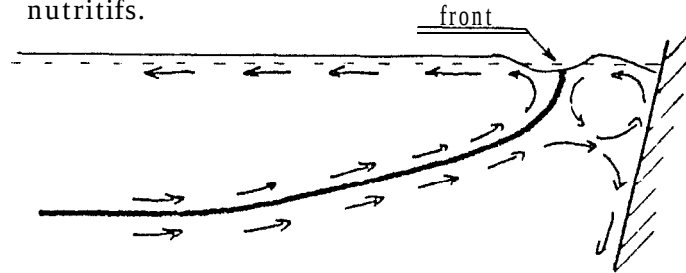
1.- Phase : Les alizés s'installent, commencent à souffler parallèlement à la côte. On observe des transports de masse vers le large, en surface et sur fond. Pour des raisons de continuité, le transport vers la côte s'effectue à des profondeurs intermédiaires de part et d'autre de la pycnocline. La structure devient très barocline : la circulation supérieure, entretenue par le vent, est beaucoup plus intense que la circulation inférieure. La pycnocline est toujours horizontale.



2.- Phase : L'accumulation d'eau au large (marquée par une anomalie positive de la hauteur dynamique ΔD) provoque une plongée de la pycnocline (convergence). Au contraire, la pycnocline s'élève près de la côte (divergence), et s'affaiblit (instabilité due aux ondes internes). Le niveau de la mer répond en sens inverse. C'est de l'eau de la couche mélangée qui arrive en surface : elle est légèrement plus froide, mais toujours très pauvre en sels nutritifs. C'est une période de transition.



3.- Phase : L'élévation de la pycnocline près de la cote atteint de telles proportions que les isopycnes crévent la surface de la mer dans la région côtière. Il en résulte un gradient horizontal très prononcé. L'importance de ce gradient pourra créer un courant de densité parallèle à la côte, qui agira comme une barrière pour les composantes zonales de ce courant. Au voisinage immédiat de la côte se développe une troisième cellule de circulation. On observe un apport d'eaux beaucoup plus froides et un enrichissement marqué en sels nutritifs.



4.- Phase : Si le développement se poursuit, le gradient de densité, i.e. le front se déplace vers le large. Son influence se fait sentir sur des couches plus profondes.



L'eau de la région côtière poussée vers le large est obligée de plonger sous cette barrière, et provoque des faibles instabilités sous celle-ci.



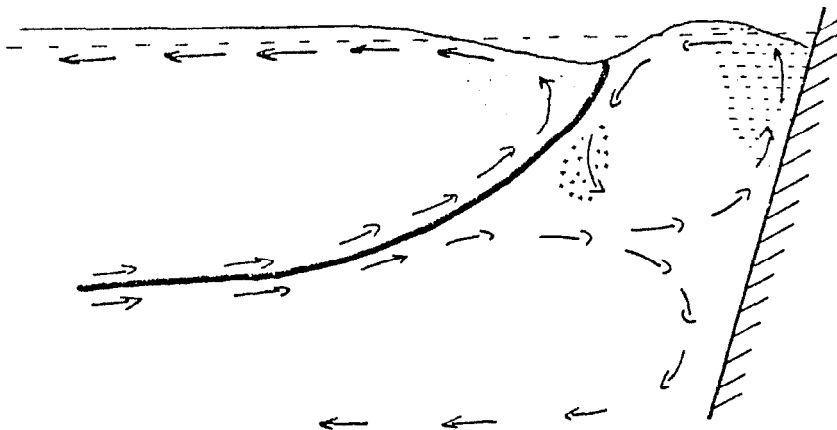
De l'autre côté de la barrière, l'écoulement d'eau vers la côte forme un nouvel upwelling secondaire, beaucoup plus faible et sans enrichissement en sels nutritifs.



L'eau qui circule sous la pycnocline vers la côte monte à la surface entre la barrière et la côte, dans la zone côtière de véritable upwelling.



La position du front est très variable dans le temps et l'espace.



2.1.2. EVOLUTION SAISONNIERE DE L'UPWELLING SENEGALAIS

La validité du modèle de HAGEN a déjà été vérifiée pour les côtes sénégalaises (TEISSON, 1981) : le schéma de circulation s'accorde bien avec les structures hydrologiques observées ponctuellement lors des radiales du Cap Vert prolongées (0-300 km des côtes). Nous limitant maintenant à la radiale du Cap Vert (0-70 km des côtes), nous avons étudié l'évolution des structures en saison froide en faisant référence au modèle de Hagen. Nous ne nous intéresserons qu'à la répartition de la température en notant que, la salinité variant très peu en saison froide, l'allure des isothermes et isopycnes, thermocline et pycnocline, est pratiquement confondue.

A partir de la situation classique en période d'hivernage (fig.) nous distinguerons plusieurs types de masse d'eaux :

- eaux chaudes de surface, de 0 à 30 m : 25-28°C .
- eaux plus froides de la couche mélangée (sommet de la thermocline 30-60 m) : 21-25°.
- eaux situées à la base de la thermocline (60-70 m) 18-21°.
- eaux situées sous la thermocline (eaux profondes théoriquement riches en sels nutritifs) : profondeur supérieure à 70 m, température inférieure à 18°.

A partir de cette situation de base, nous allons suivre l'évolution de l'upwelling : pour ce faire, la bande des isothermes de 18 à 21°C sera hachurée. Cette bande marque la base de la thermocline et sa position sera comparée à la position de la pycnocline du modèle de Hagen. Ce choix n'est pas arbitraire : d'après les mesures de l'Alexander Von Humboldt au large du Sénégal, c'est à partir de la profondeur où se situe l'isotherme 18°C que l'on note un fort accroissement de la teneur en phosphates et nitrates. (cf. 1.3)

14 novembre 1968 : la bande des isothermes 18-21°C a commencé à monter le long de la côte : elle se situe à 35-50 m contre 60-70 m pendant l'hivernage. Les eaux chaudes supérieures à 26°C sont chassées vers le large et on observe un refroidissement à la côte, mais ce sont toujours les eaux situées au dessus de la thermocline qui remontent : c'est le début de la 2^e phase de HAGEN.

11 décembre 1968 : la base de la thermocline a poursuivi son ascension et occupe le plateau continental sur les fonds de moins de 50 m. Elle vient crever la surface à la côte. Cependant les eaux profondes inférieures à 18°C n'ont guère progressé et se trouvent toujours sur les fonds de 50 m. Le véritable enrichissement n'a pas commencé. C'est la fin de la 2^e phase.

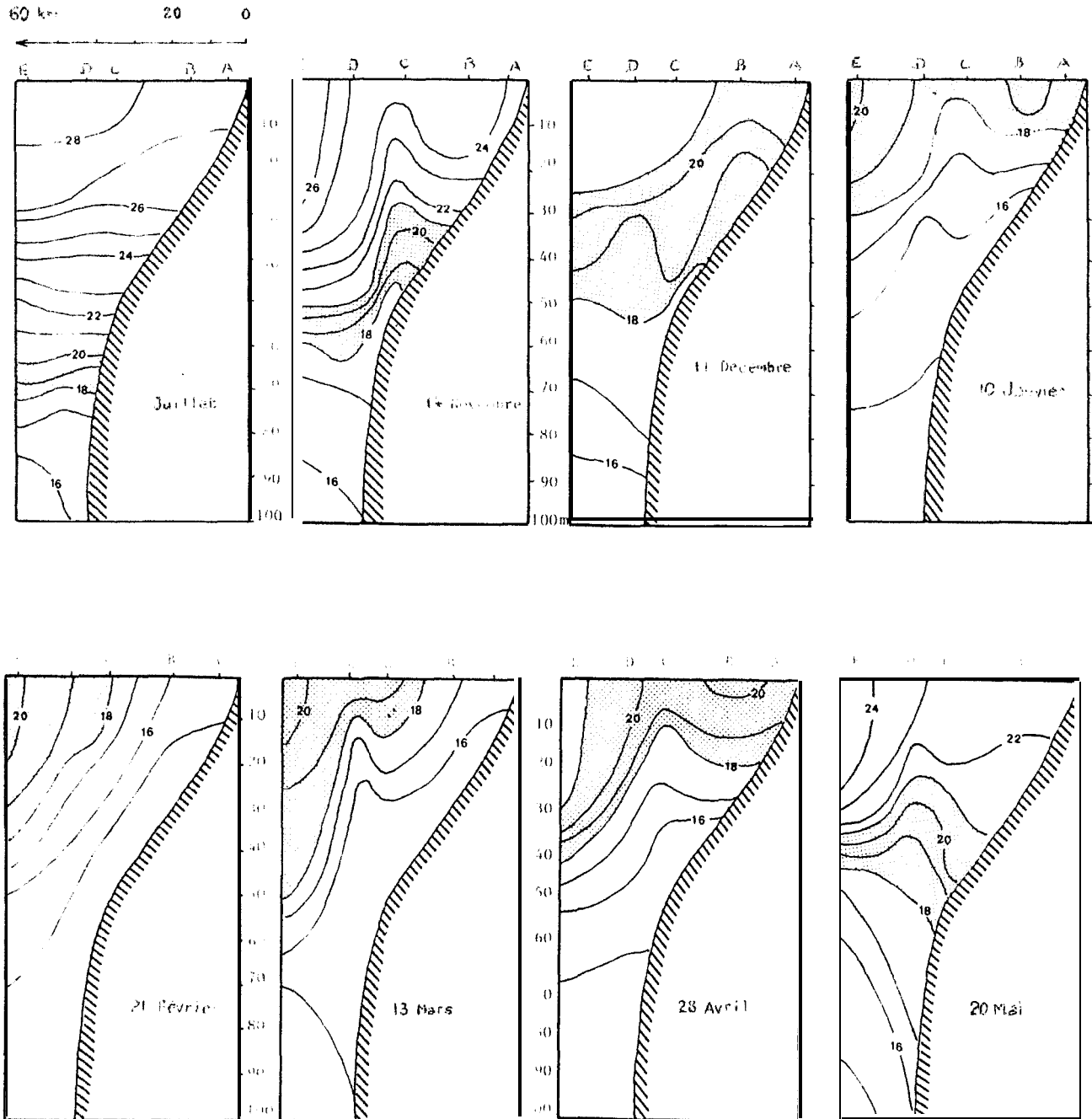


Fig. 20 - Evolution de la température sur la radiale du Cap Vert (stations A-B-C-D-E) de novembre 1968 à mai 1969. Les températures comprises entre 18 et 21°C ont été hachurées.

10 janvier 1969 : la bande 18-21° est en surface et commence à être repoussée vers le large. Les eaux froides sous la thermocline atteignent les fonds de 15 m. C'est le début de la 3° phase.

21 février 1969 : l'upwelling est complètement développé. La bande 18-21° qui visualise le front est rejeté à 25 km au large. Les eaux profondes ont envahi la zone côtière (températures inférieures à 15°C au dessus du fond sur le plateau continental). L'enrichissement est général. Nous sommes dans la 4° phase du modèle de Hagen.

13 mars 1969 : le front est toujours au large mais s'est rapproché de la côte. Cela correspond sans doute à un affaiblissement des vents. On note d'ailleurs que l'upwelling est moins actif qu'en février puisque les eaux inférieures à 15°C ont disparu du plateau. Comme l'avait noté HAGEN et expliqué BANG et ANDREWS, la position du front, une fois l'upwelling complètement développé, est très variable dans le temps et l'espace : il se repliera vers la côte lors des relaxations de vent, et s'éloignera au delà du rebord du plateau continental lors des intensifications de vent.

28 avril 1969 : le front se retrouve en surface à la côte. Les eaux d'upwelling ne s'observent plus en surface, mais la structure frontale est très lente à se dissiper ; il suffirait sans doute que les alizés reprennent pendant quelques jours pour que les eaux d'upwelling réapparaissent en surface. Nous nous trouvons au début de la période de transition saison froide - saison chaude qui correspond à la destruction du front.

20 mai 1969 : un mois plus tard, la bande 18-21° s'est enfoncée (30-50 m). Le downwelling (plongée des eaux) est généralisé sur les fonds de 75 - 100 m. En surface les eaux côtières sont toujours plus froides que les eaux du large, mais le réchauffement est très lent. L'isotherme 24°C, que l'on observe au large le 20 mai, mettra encore 3 semaines avant d'atteindre la côte (d'après les mesures journalières à la station côtière de Thiaroye : 24° le 10 juin).

Après avoir étudié la migration des isothermes sur une coupe verticale, nous nous sommes intéressés à la répartition horizontale des températures autour du Cap Vert afin de suivre sous un autre angle l'évolution de l'upwelling. Treize sorties ont été effectuées par le Laurent Amaro de septembre 1970 à juin 1971. Nous nous référerons toujours aux isothermes 18-21° pour représenter le front et la limite des eaux d'upwelling. (Fig 21a et b)

- Les trois premières sorties (15-16 sept.; 30 sept.-1° oct.; 16-17 oct.) reflètent les conditions d'hivernage avec des températures de surface uniformes de 28 à 29°C.

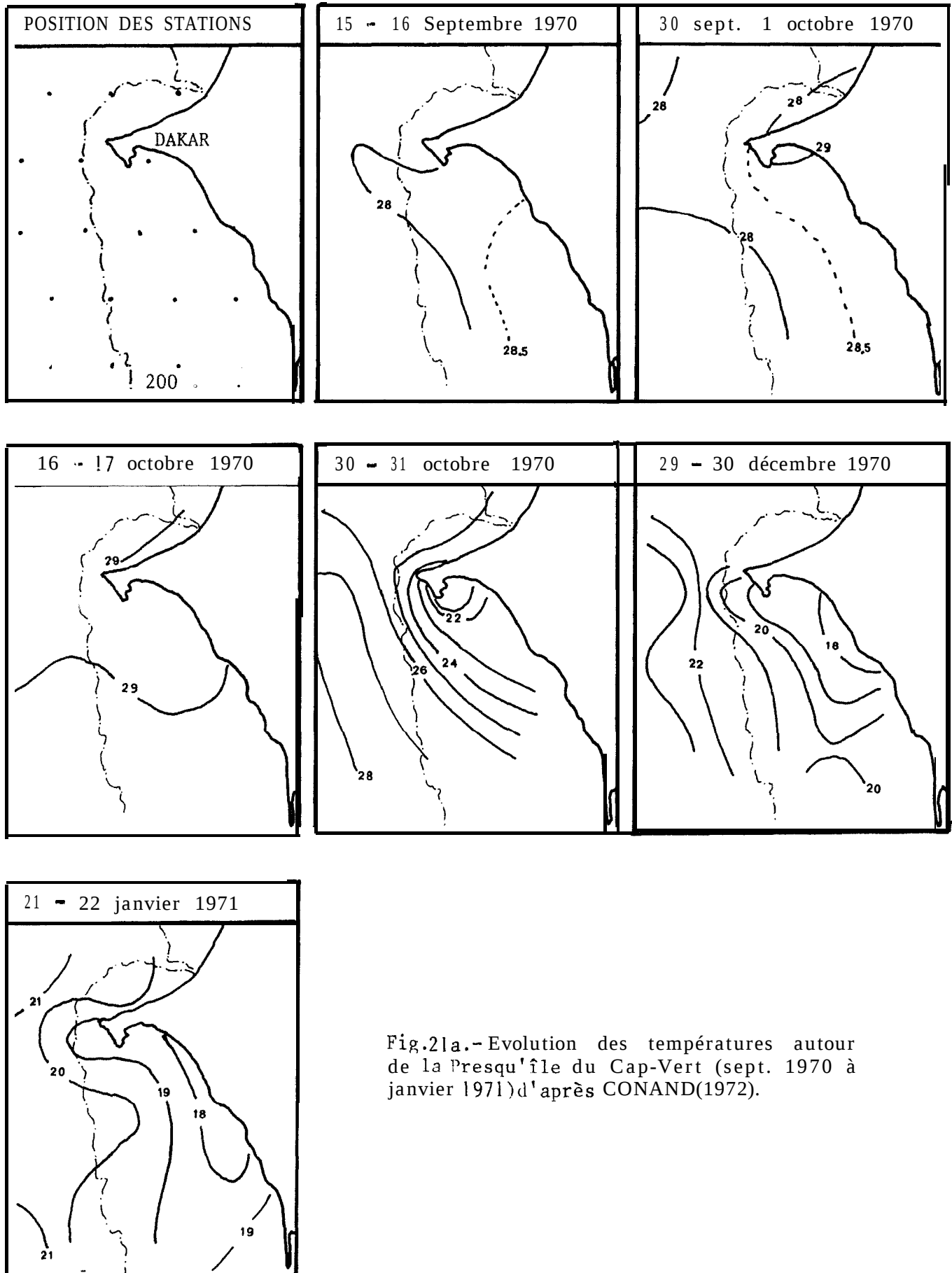


Fig.21a.- Evolution des températures autour de la Presqu'île du Cap-Vert (sept. 1970 à janvier 1971) d'après CONAND(1972).

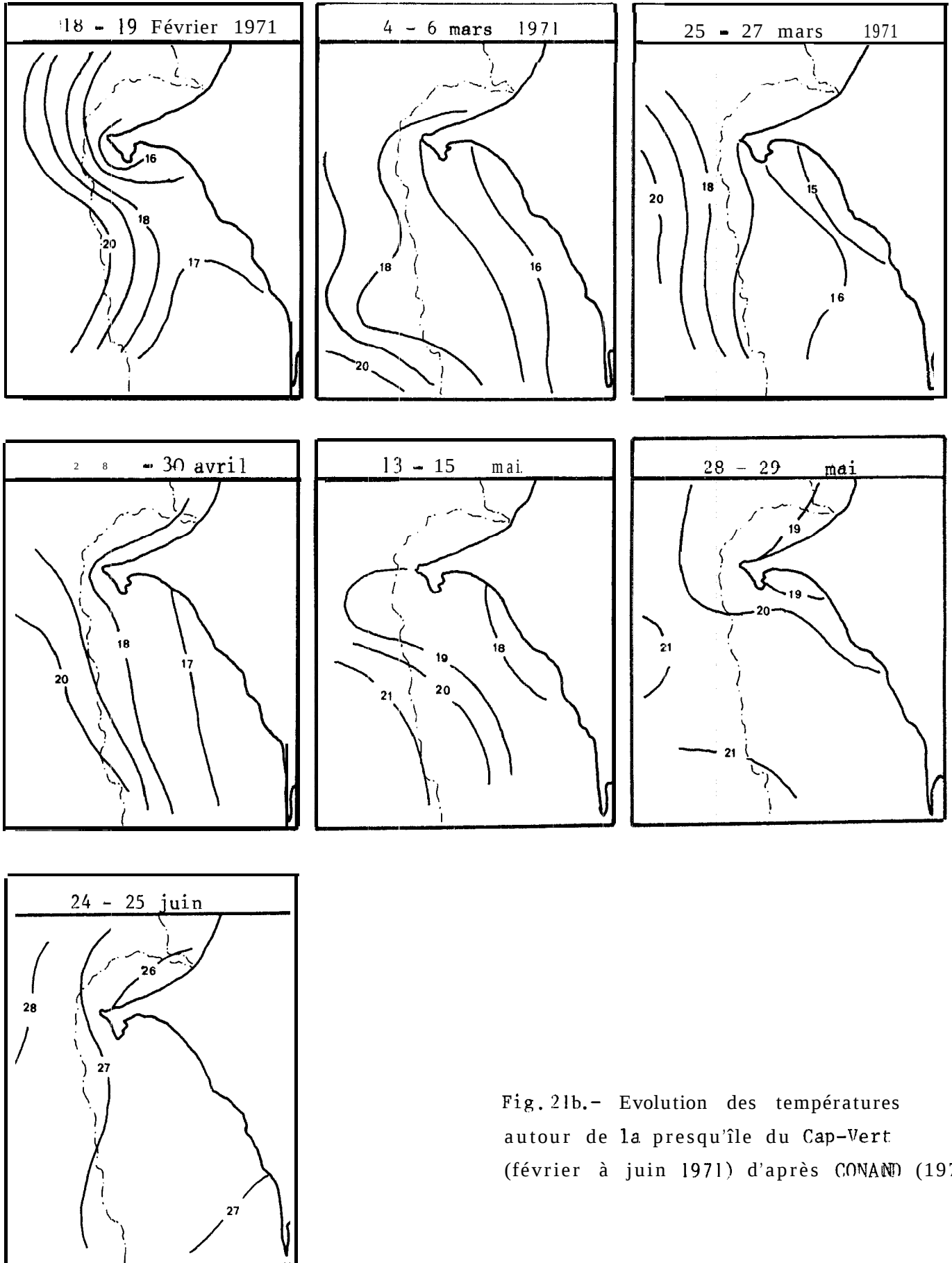


Fig. 21b.- Evolution des températures
autour de la presqu'île du Cap-Vert
(février à juin 1971) d'après CONAND (1972).

- La sortie du 30-31 octobre a eu lieu après la première apparition soutenue d'alizés, du 21 au 27 octobre. Les eaux à 28°C sont chassées vers le large et les eaux qui appartenaient au sommet de la thermocline apparaissent en surface (21-23°). Le front n'a pas encore atteint la surface à la côte et l'enrichissement en surface n'a pas commencé. Nous nous trouvons dans la 2^e phase' de HAGEN.
- le 29 et 30 décembre, les eaux chaudes supérieures à 24°C ont été chassées vers le large et le sud et ont disparu de la carte. Le front, marqué par le resserrement des isothermes 18 à 21°C, apparaît pour la première fois en surface au milieu du plateau continental. Les eaux inférieures à 18°C se trouvent au voisinage immédiat de la côte. C'est le début de la 3^e phase de HAGEN : l'enrichissement en surface commence à la côte.
- le 21 et 22 janvier, la situation a peu évolué : l'isotherme 18°C est toujours plaqué à la côte ; les isothermes 19-20" ont quelque peu gagné vers le large mais leur tracé est très anarchique et le front s'est étalé. En fait, durant le mois de janvier 1971, d'après l'indice d'upwelling journalier ^{*}. Les alizés ont très peu soufflé, ils ont même été absents 12 jours d'affilée.

La sortie du 21-22 janvier reflète donc cette importante relaxation des vents : les réserves potentielles d'énergie formées par les remontées d'eaux profondes, dont parlaient BANG et ANDREWS, sont insuffisantes puisque nous nous trouvons en début de saison froide (peu d'eaux froides accumulées à la côte), le front n'est plus entretenu et commence à se résorber.

L'aspect sinueux et l'espacement des isothermes sont d'ailleurs caractéristiques de la dissipation des zones frontales. Cette situation n'est pas exceptionnelle : il semble que l'upwelling marque souvent un palier en janvier, dû à des phases de vents favorables peu nombreuses et trop espacées dans le mois (TEISSON, 1982).

- le 18 et 19 février, les alizés ont repris ; le front a fait sa réapparition sous une forme très prononcée, active : il se situe sur le rebord du plateau continental, sur les fonds de 200 m. Les eaux inférieures à 16° font leur apparition à la côte. L'upwelling est bien développé. C'est la 4^e phase du modèle de HAGEN.

- les 2 sorties suivants, 4 mars et 25 mars, ont lieu en pleine période d'upwelling. Le front se situe au delà des fonds de 200 m, preuve d'une activité intense et de réserves d'énergie considérables dues à d'importantes remontées d'eaux froides. On observe d'ailleurs des eaux inférieures à 15° à la côte. C'est le maximum d'extension et d'activité de l'upwelling.

^{*} Voir TEISSON (1982) pour la définition et le calcul.

- La fin du mois d'avril voit l'arrivée des eaux superficielles chaudes, dues aux pluies dans le golfe de Guinée, au Sud des côtes sénégalaises. Ces eaux superficielles légères, excédentaires sur le golfe de Guinée progressent vers le Nord et tentent de recouvrir les eaux lourdes d'upwelling. Ainsi le 28 avril, bien que les alizés soient toujours présents, le front a commencé à se replier sous la pression des eaux chaudes en provenance du Sud (qui n'apparaissent pas encore sur la carte). Les eaux inférieures à 18°C sont toujours présentes sur le plateau.

- les deux campagnes suivantes (13 et 18 mai) voient la lente dissipation de la structure frontale, les isothermes 18 à 20°C se rapprochant dans un premier temps de la côte, puis s'enfonçant doucement (downwelling).

- La campagne du 24 juin montre que les eaux chaudes ont recouvert toute la zone.

La combinaison des coupes verticales et des vues horizontales nous a permis de mieux suivre l'évolution de l'upwelling aux alentours de la Presqu'île du Cap Vert. Débutant souvent brutalement fin octobre-début novembre, avec la première incursion d'alizés soutenus, il atteint son plein développement en février, lorsque les alizés sont bien établis. A tout moment de la saison froide, la position et l'aspect du front, visualisé par les isothermes 18 à 21°C, renseigne sur le développement et l'activité de l'upwelling. En résumé

- novembre à janvier : enrichissement sous la thermocline qui remonte à la côte.

- février - mi-avril : 2 cas possibles : 1) le front se situe au delà des fonds de 200 m avec les isothermes parallèles et très rapprochés : upwelling très intense.

2) le front se situe au-dessus du plateau continental avec des isothermes espacés et décrivant des méandres : upwelling peu actif, période de relaxation. Comme nous l'avons vu en 1.4. ces périodes de relaxation sont loin d'être néfastes. Survenant après une période d'upwelling intense, les périodes de relaxation permettent au phytoplancton de rester plus longtemps dans la zone euphotique et de consommer au mieux les sels nutritifs amenés lors de la période active précédente. Ce sont le caractère intermittent, les pulsations de l'upwelling, qui contribuent à la forte productivité des régions côtières

- mi-avril-mi-juin : lente dissipation des structures d'upwelling durant des périodes de relaxation de plus en plus longues. Des périodes de vent très courtes suffisent cependant à reconsolider ces structures et faire apparaître des manifestations évidentes d'upwelling (cf 1.5. observations de BANG et ANDREWS), phénomène connu de persistance de l'upwelling

sous la Presqu'île du Cap-Vert. L'arrivée des eaux chaudes en provenance du Sud accélère le processus de dissipation par mélange au niveau de la zone frontale. Ces eaux chaudes, légères, progressent ensuite très rapidement vers le Nord et recouvrent en quelques jours le plateau continental sénégalais : les eaux froides lourdes s'enfoncent, la saison chaude s'installe.

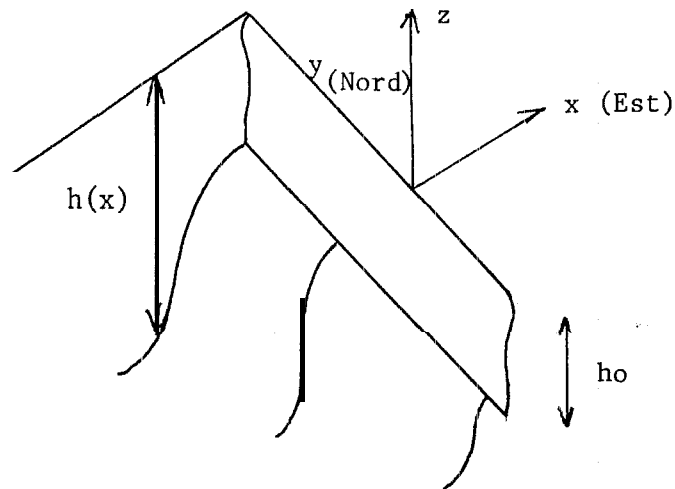
2.2 MODELE D'LJPWELLING DEPENDANT DU TEMPS SUR LE MILIEU DU PLATEAU ET SUR LE TALUS.

Jusqu'à présent, nous avons considéré des phénomènes stationnaires, en supposant que le vent soufflait depuis suffisamment longtemps pour que le mouvement des eaux soit devenu permanent. De même, l'hypothèse de l'invariance des champs de densité (ou de température) le long de la côte, qui nous a permis de décrire puis d'interpréter les structures hydrologiques à l'aide du modèle empirique de Hagen, découlait également de la stationnarité du phénomène: nous avons supposé que les radiales ou les campagnes, effectuées à des dates bien précises, étaient représentatives des conditions moyennes sur une plus grande période. Il reste à déterminer la part de la structure qui peut être considérée comme invariante ou représentative d'une grande période, et celle qui dépend des conditions instantanées, le vent en particulier. Enfin, l'allure du plateau continental qu'on sait jouer un rôle important, doit être prise en compte.

Ces remarques nous ont amené à étudier un modèle simplifié d'upwelling dépendant du temps, sur la partie extérieure du plateau continental et sur le talus ; après avoir exposé le modèle, nous tenterons d'isoler, dans les distributions des températures observées précédemment, les structures permanentes des structures instationnaires.

2.2.1. Formulation

Ce modèle a été avancé par JANOWITZ et PIETRAFESA (1980) pour expliquer les circulations instationnaires observées en réponse à une contrainte de vent sur le plateau continental au large de la Caroline du Nord.



Nous nous plaçons au delà de la couche limite côtière, à une certaine distance de la côte, où les effets baroclines et de mélange horizontaux peuvent être négligés. La profondeur $h(x)$ du plateau et du talus décroît de manière monotone avec x , et est indépendante de y , la coordonnée parallèle à la côte. Initialement le fluide est au repos avec une stratification verticale $\rho = \rho_0(z)$. Au temps $t = 0$, une tension de vent uniforme, parallèle à la côte est appliquée, dans la direction des y négatifs (condition d'upwelling $\tau = \tau_y < 0$).

On recherche une solution indépendante de y pour un mouvement quasi géostrophique induit par le vent. Les termes non linéaires et les termes caractérisant le mélange horizontal sont: négligeables au premier ordre.

En supposant que le transport global transversal est nul sur une verticale (équation de continuité), l'équation intégrée par rapport à z des moments sur oy conduit à :

$$\int_{-h}^0 \frac{\partial w}{\partial t} dz = (\tau - \tau_f) / \rho_n \quad (1)$$

On suppose que la tension sur le fond est linéaire.

$$\tau_f = \rho_n C_1 w(x, -h, t) \quad (2)$$

et on définit une échelle de longueur à cette paramétrisation.

$$d = C_1 / f$$

f paramètre de Coriolis

Les équations qui gouvernent le champ de vitesse u, v, w , et la distribution de densité dans la région intérieure, au delà des couches limites de surface et de fond, s'écrivent, avec les hypothèses précédentes.

$$\begin{aligned}
v &= \frac{1}{\rho_0 g} \frac{\partial p}{\partial x} \\
u &= -\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \\
\frac{\partial p}{\partial z} &= -\rho g \\
\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \\
\frac{\partial \rho}{\partial t} &= -\frac{\rho_0(z)}{g} w
\end{aligned} \tag{3}$$

Nous ne nous intéressons qu'à la distribution de densité. - A partir de la dernière équation, en exprimant w en fonction de v , puis de v , on obtient :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\rho \frac{\partial \rho_0(z)}{\partial z} \times \frac{1}{g} \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial t}$$

Il est commode de définir une échelle de vitesse V et un temps adimensionné par :

$$V = \tau / \rho_0 g d \quad ; \quad \eta = g d t / h$$

En prenant comme condition initiale $v(x, t = 0) = 0$, on obtient

$$v = V (1 - e^{-\eta})$$

$$\rho - \rho_0(z) = \Delta \rho = \rho \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \times \frac{V}{g h} \times \frac{\partial h}{\partial x} \times \eta e^{-\eta} \tag{4}$$

2.2.2. Discussion

L'équation précédente représente la perturbation du champ de densité.

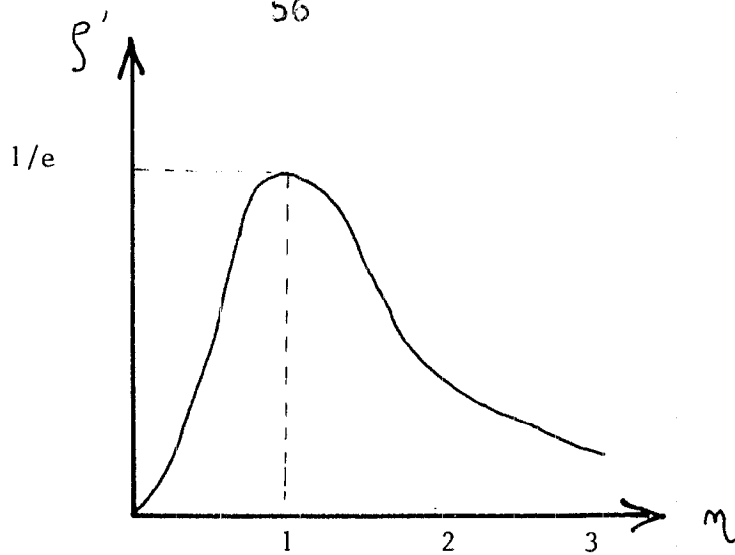
Posons :

$$s' = \frac{\Delta \rho}{\rho \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \times \frac{V}{g h} \times \frac{\partial h}{\partial x}} = \eta e^{-\eta}$$

En un point donné, $\rho \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \times \frac{V}{g h} \times \frac{\partial h}{\partial x}$ est indépendant du temps

et positif ($V < 0$ $z < 0$ $\frac{\partial \rho_0}{\partial z} < 0$ $\frac{\partial h}{\partial x} < 0$) . s'

représente donc l'évolution en fonction du temps de la perturbation de la densité en un point donné.



Cette perturbation est positive en tout point quelque soit le temps. Nous retrouvons là un résultat classique de l'*upwelling*, l'élévation des isopycnes due à une contrainte de vent. La perturbation est maximale pour $\eta = 1$, soit $t = \frac{h}{fd}$ en un point donné.

Pente des isopycnes

On l'obtient en dérivant l'équation (4)

$$\frac{\partial s}{\partial x} = -\gamma \frac{\partial s_0}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 \frac{V}{g h^2} \left(2 - \eta - h \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} / \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 \right) \eta e^{-\eta} \quad (5)$$

1. Considérons tout d'abord une topographie du fond telle que

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \text{constante (pente uniforme) alors :}$$

$$\frac{\partial s}{\partial x} = -\gamma \frac{\partial s_0}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 \frac{V}{g h^2} (2 - \eta) \eta e^{-\eta} \quad (6)$$

Comme z , $\frac{\partial s_0}{\partial z}$ et V sont négatifs $\frac{\partial s}{\partial x}$ est du signe de $2 - \eta$

Au tout début de l'*upwelling* lorsque η est inférieur à 2, $\frac{\partial s}{\partial x}$ est positif en tout point : les isopycnes remontent lorsqu'on se dirige vers les faibles profondeurs,

Le modèle n'étant pas valable sur les petits fonds puisqu'on a négligé les effets de mélange, soit h_0 la profondeur à partir de laquelle le modèle n'est plus valable, et posons

$$\eta_0 = g d t / h_0$$

Lorsque η_0 est supérieur à 2, les isopycnes sont toujours inclinés vers le haut dans les eaux profondes ($\partial s / \partial x > 0$) et descendent dans les eaux peu profondes en direction de la côte ($\partial s / \partial x < 0$). Cela implique qu'une saillie, une poussée vers le haut existe au niveau des isopycnes : cette "proturbérance" est marquée par une crête à $\eta = 2$ pour $h = \int dt/2$

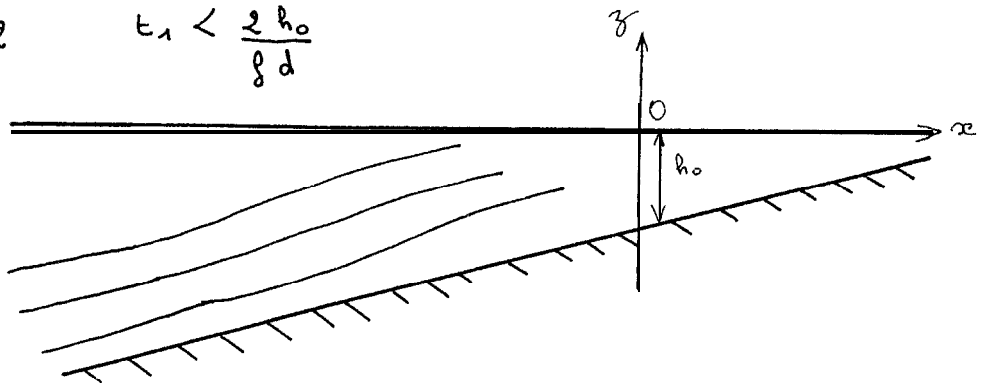
$$h = \int dt/2 = h_0 + \frac{\partial h}{\partial x} x \Leftrightarrow x = \left(\frac{g d}{2 \partial h / \partial x} \right) t - \frac{h_0}{\partial h / \partial x}$$

Comme $\partial h / \partial x$ est négatif, la crête se déplace vers le large avec une vitesse :

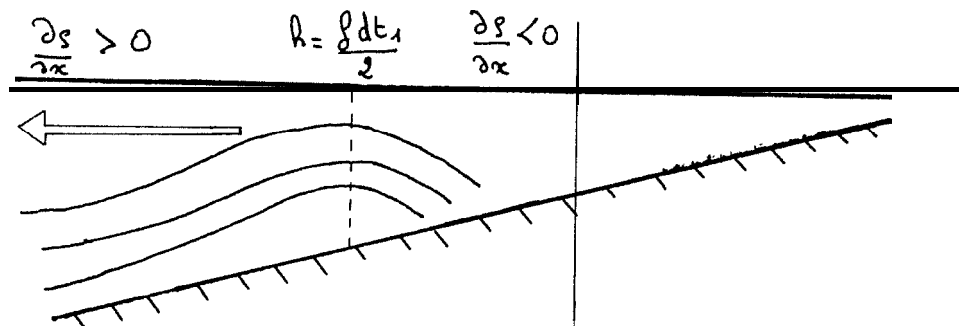
$$\frac{g d}{2 \partial h / \partial x}$$

En résumé, dans le cas d'une pente constante, la situation se présente ainsi, à un instant donné t_1 .

* $\eta_0 < 2$ $t_1 < \frac{2 h_0}{g d}$

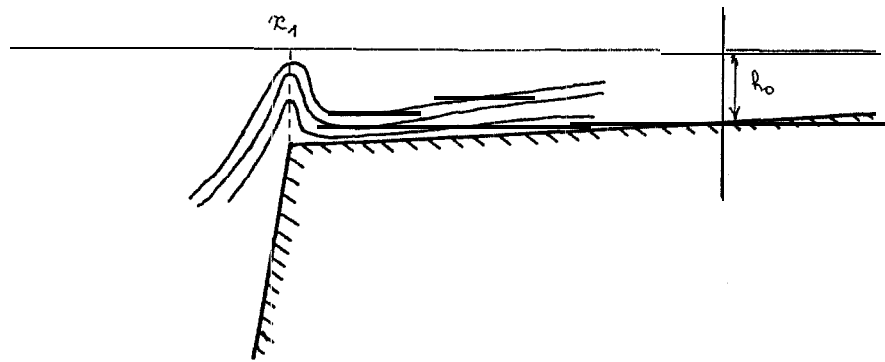


* $\eta_0 > 2$ $t_1 > \frac{2 h_0}{g d}$

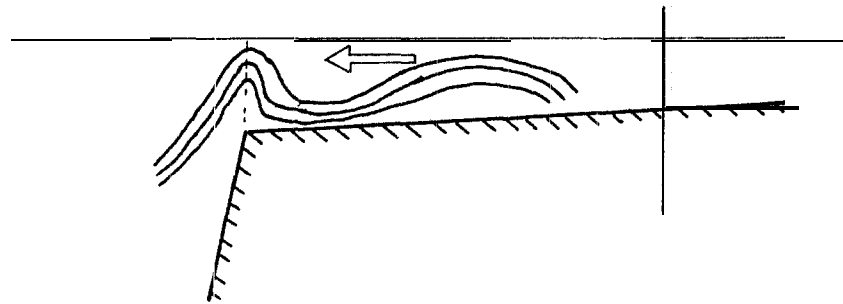


(2) Considérons maintenant une topographie de fond telle que la pente soit égale à une constante dans les petits fonds et à une constante bien plus importante par grandes profondeurs. Ces deux régions sont reliées par une région intermédiaire, le rebord du plateau continental, où $\partial h / \partial x$ croît rapidement. Si dans cette région, il existe un point où $\eta \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} / \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2$ est supérieur à 2, alors en ce point est négatif quelque soit le temps t d'après l'équation (5)

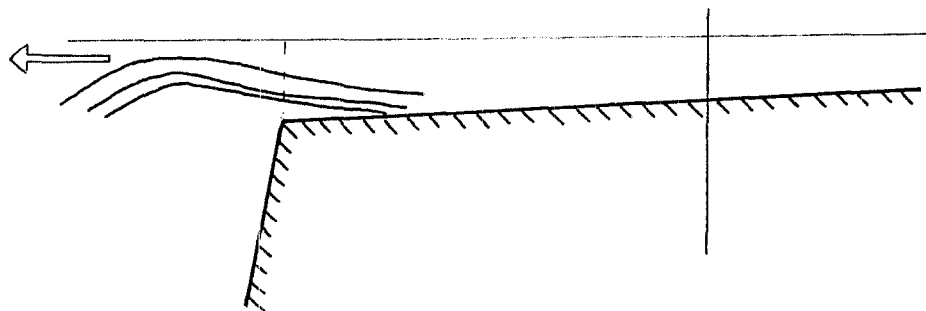
Ainsi, dès le début de l'upwelling, une saillie des isopycnes se développera dans la région du rebord du plateau et se maintiendra jusqu'à ce que η dépasse 2 dans cette région, soit durant pratiquement la totalité de l'upwelling. Cette crête des isopycnes existe indépendamment de la crête formée dans les eaux peu profondes lorsque $n_0 \sim 2$
 $* \eta_0 < 2$



$* \eta_0 > 2 \quad \eta(x_1) < 2$



$* \eta(x_1) > 2$



2.2.3. Application du modèle à la radiale du Cap Vert

Nous allons examiner la distribution théorique des isopycnes en réponse à un vent de 5 m/s soufflant parallèlement à la côte à partir du temps $t = 0$. Le seul paramètre qui reste à spécifier est le paramètre d

JANOWITZ et PIETRAFESA ont montré à partir de considérations sur l'écoulement turbulent dans la couche de fond, que d pouvait être approximé par

$$d = \frac{1}{20f} \times (0.3\tau/\rho_n)^{1/2}$$

En posant de manière classique $\tau = \rho_{\text{air}} C_d W^2$, nous obtenons d sous la forme :

$$d = \frac{1}{20f} \times (0.3 C_d \rho_{\text{air}})^{1/2} W$$

où C_d est le "drag coefficient" = $1.3 \cdot 10^{-3}$ et W la vitesse du vent. Le paramètre de Coriolis f vaut $3.7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ au niveau du Sénégal. Pour un vent moyen de 5 m/s, nous aurons donc :

$$d = 4.5 \text{ m}$$

D'après la description du chapitre I, la ligne de sonde des 20 mètres représente la limite des processus de mélanges cotiers. Nous n'appliquerons le modèle que dans les fonds supérieurs à $h_0 = 20 \text{ m}$. Nous nous intéresserons tout d'abord à la zone du milieu du plateau continental, dont la pente moyenne sera supposée constante, égale à $2 \cdot 10^{-3}$. D'après l'équation (6), la pente des isopycnes est du signe de $2 - \eta$ avec $\eta = f dt / h$.

Avec le début des vents favorables, les isopycnes remontent lorsqu'on se dirige vers la côte ($\eta < 2$; $\partial \rho / \partial x < 0$). Lorsque $\eta_0 = f dt / h$,

une crête dans l'allure des isopycnes apparaît au dessus de la profondeur h_0 . Cette crête située à $\eta = 2$, va se déplacer vers le large et se trouvera au bout du temps t sur les fonds de

$$h = f dt / 2 = 7.2 t \text{ avec } t \text{ en jours.}$$

Au bout d'une semaine, la crête se trouve sur les fonds de 50 m, en deux semaines sur les fonds de 100 m, en 1 mois sur les fonds de 200 m... Réciproquement, elle apparaît sur les fonds de 20 m au bout de : $t = h_0 / 7.2 = 2.8 \text{ jours (67 heures)}$

La vitesse de déplacement de la crête vers le large est de

$$\frac{f d}{2 \partial h / \partial x} = 3.6 \text{ km/jour}$$

Ainsi 2.8 jours après que le vent ait commencé à souffler, une crête des isopycnes apparaîtra sur les fonds de 20 m et se déplacera

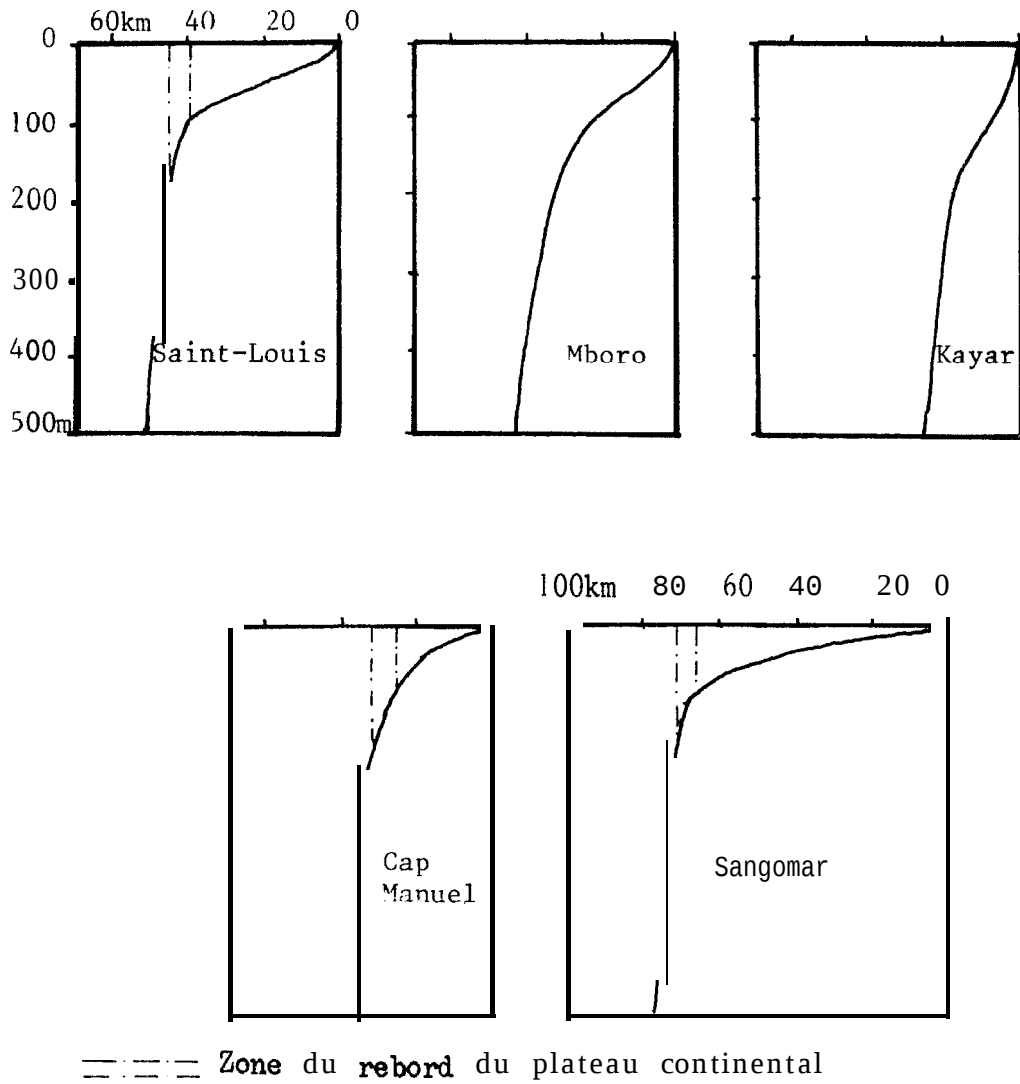


Fig. 22.- Profil bathymétrique en différents points du littoral sénégalais.

	OCTOBRE	NOVEMBRE	DECEMBRE	JANVIER	FEVRIER	MARS	AVRIL	MAI
1	-0.10	1.27	0.48	0.88	0.63	0.82	1.00	3.74
2	0.42	1.09	0.73	0.58	0.51	1.37	1.05	1.30
3	0.05	0.52	0.72	0.43	0.73	1.52	1.89	1.59
4	-0.00	0.34	0.85	0.97	0.37	1.14	1.22	2.18
5	0.00	0.37	0.89	0.85	0.08	0.64	1.55	1.21
6	0.07	0.26	0.97	0.52	0.41	0.20	2.12	0.85
7	0.10	0.19	1.09	0.12	0.75	0.57	1.45	0.01
8	-0.17	0.41	1.24	0.0	1.89	0.84	1.81	0.54
9	-0.09	0.31	1.27	0.20	1.05	0.97	1.71	0.98
10	0.10	0.51	1.25	1.33	1.01	0.89	1.30	-0.06
11	-0.06	1.01	1.02	1.00	0.88	1.14	1.05	-0.16
12	-0.09	0.92	0.96	1.06	1.09	0.78	1.12	0.17
13	0.02	0.47	1.02	2.87	0.85	0.34	1.46	0.87
14	0.11	0.80	0.63	0.89	0.63	0.30	0.90	0.38
15	0.58	1.14	0.80	0.04	0.33	0.35	0.61	0.33
16	1.72	1.49	0.98	0.73	0.29	-0.21	0.89	0.39
17	0.54	1.66	0.72	0.77	0.22	-0.03	0.40	0.54
18	-0.01	1.13	0.60	0.46	0.48	0.40	0.29	0.78
19	0.00	0.87	0.62	0.40	0.85	0.41	0.29	1.78
20	0.38	0.35	0.75	0.20	1.14	-0.04	0.28	1.15
21	0.26	0.16	0.97	0.69	0.74	0.09	0.41	1.04
22	0.28	0.40	0.77	0.00	1.13	0.19	0.61	0.44
23	-0.01	0.29	0.43	0.70	1.27	0.77	0.58	0.32
24	0.20	0.12	0.35	0.31	0.40	1.33	0.48	0.91
25	0.16	0.24	0.33	0.29	0.06	1.22	0.97	0.77
26	0.11	0.67	0.35	0.30	0.13	1.05	1.36	0.72
27	0.01	0.55	0.43	0.04	0.56	1.18	1.70	0.57
28	0.11	0.55	0.40	0.01	0.74	1.04	1.62	0.72
29	0.67	0.66	1.14	0.01	0.0	0.77	1.47	1.07
30	2.00	0.55	0.99	0.22	0.0	0.75	1.27	0.54
31	1.78	0.0	0.78	0.20	0.0	1.00	0.0	0.36

Fig2 3 INDICE UPWELLING COTIER PTE COTE 1968 1969 en m³/s par mètre de côte

13-14 novembre 1968

Le trait marquant de la coupe T-z est la saillie, la remontée très brutale des isothermes sur les fonds de 75 m, amenant des eaux froides jusqu'à 25 m sous la station C. D'après l'indice d'upwelling, la période du 4 au 10 novembre a été une période de relaxation, et les vents ont soufflé favorablement à partir du 11 novembre. Les vents soufflent favorablement depuis moins de 3 jours, c'est trop tôt pour que la crête qui se propage vers le large ait eu le temps de se former. La remontée brutale des isopycnes observée ce jour là, caractérise donc l'upwelling du rebord du plateau, dans la région $H > 2$. Comme l'avaient noté JANOWITZ et PIETRAFESA, cette remontée peut être de plus grande ampleur que la crête qui se propage.

11 décembre 1968

Après une période de relaxation fin novembre début décembre, les alizés ont repris depuis le 6 décembre. On observe une crête des isothermes au dessus des fonds de 30 m. Les vents soufflant depuis 5 jours, la crête prévue par la théorie devrait se trouver sur les fonds de 35 m (7.2.x5). La crête observée est donc bien prédite par la théorie. Si les vents continuent de souffler, elle se déplacera vers le large. Au large, le renflement des isothermes sous la station D correspond à la région $H > 2$ du rebord du plateau.

10 janvier 1969

Après une période de relaxation début janvier, les alizés ont repris depuis une journée. A la côte les isothermes sont horizontaux ; le renflement des isothermes sur les fonds de 70-100 m peut être la réponse à la phase d'upwelling qui démarre, alors que les eaux côtières sont toujours au repos. Ainsi, le début d'une phase d'upwelling se traduirait par une remontée des eaux froides au niveau du rebord du plateau continental (temps de réponse de l'ordre d'une journée) ; les eaux cotières ne commenceraient à se refroidir que bien plus tard, surtout en début de saison froide, puisque des écarts de 4 jours ont été observés entre le début d'une phase de vents favorables et le début du refroidissement à la station côtière de Thiaroye, en novembre 1968 (TEISSON 1982)

21 février 1969

L'indice d'upwelling nous indique une phase d'upwelling du 8 au 13 février une phase de relaxation du 14. au 19, puis une reprise à partir du 20. Comme nous l'avions noté, en 2.1.2, la coupe T-z a l'allure d'un upwelling complètement développé : les vents qui n'ont repris que depuis deux jours ont suffi à effacer toute trace de la période de relaxation qui a duré 6 jours. Le front, mis en place et alimenté par l'upwelling précédent, du 8 au 13 février, a traversé sans s'affaiblir cette période de relaxation : nous avons là un exemple de la persistance, de la très lente dissipation des zones frontales ainsi que de la "prédisposition" des masses d'eaux à la moindre phase de vents soutenus, lorsque l'upwelling est déjà développé. Notons sans l'expliquer, l'absence de crête dans les isothermes, preuve qu'un modèle conceptuel ne peut tout prendre en compte.

13 mars 1969

Du 21 février au 13 mars, les alizés ont soufflé très épisodiquement ; ils n'ont véritablement été présents que du 2 au 4, puis le 9 et 11 mars. Le front s'est légèrement rapproché de la côte. On observe une crête marquée sur les fonds de 80-100 m, sans doute la réponse à la journée d'alizés du 11 mars!, 2 jours plus tôt.

28 avril 1969

Après 11 jours de relaxation, les alizés ont repris le 25 avril. Durant cette longue période de vents faibles, les eaux de surface ont subi un important réchauffement et le front se retrouve à la côte. On note que les effets du nouvel upwelling qui a démarré depuis trois jours se fait sentir sur les fonds de 60 m et non pas à la côte : ils se traduisent par une crête des isothermes dans la région du rebord du plateau continental.

20 mai 1969 :

Les alizés qui avaient cessé de souffler depuis le 6 mai, ont fait leur réapparition le 19. Durant quinze jours de vent faibles ou contraires un downwelling (plongée des eaux superficielles) s'est amorcé. Nous nous trouvons en pleine période de transition saison froide - saison chaude. Les alizés qui soufflent à nouveau freinent ce mouvement de plongée et l'upwelling reprend au dessus des fonds de 75 m et tente de percer vers le haut, formant la crête caractéristique du rebord du

plateau. Notons que de part et d'autre de cette région, aux profondeurs de 75-100 m et à la côte, le downwelling est généralisé. Les phases d'alizés de la fin mai sont en général très brèves, celle-ci durera du 19 au 21 mai : la lente plongée des eaux superficielles et du front reprendra, freinée de temps à autre par des phases d'alizés de plus en plus courtes et espacés, jusqu'à ce que les eaux chaudes en provenance du sud viennent recouvrir toute la zone et occuper les couches superficielles.

Sur 7 radiales en saison froide, nous avons observé six fois une saillie des isothermes sur le rebord du plateau continental dans la région prédite par le modèle de JANOWITZ et PIETRAFESA. Cette saillie était également présente lors d'autres campagnes du "Laurent Amaro" : la campagne du 14 au 17 novembre 1968 (fig. 24) montre en surface l'upwelling qui débute devant Saint-Louis et en baie de Gorée. Hais la coupe à 25 m de profondeur est caractéristique : les eaux les plus froides ne sont plus observées à la côte, mais au niveau du rebord du plateau continental. Les deux langues d'eaux froides, au nord et au sud, suivent rigoureusement l'isobathe 100 m, ce qui correspond à la région H)2 au niveau de Saint-Louis du Cap Vert et de Sangomar. C'est pendant cette campagne qu'avait été effectuée la radiale du Cap-Vert du 14 novembre 1968 déjà étudiée auparavant. Les vents soufflant depuis moins de 3 jours, la crête qui se propage n'a pas eu le temps de se former, et nous n'observons que la remontée des isothermes sur le rebord du plateau, nettement mise en évidence sur la coupe à 25 m. Notons au passage que la région située entre la Presqu'île du Cap Vert et Kayar n'est le siège d'aucun upwelling : durant cette période, les vents ont soufflé du Nord-Nord-Ouest à 6 m/s, c'est à dire perpendiculairement à la direction de la côte dans cette région (indice d'upwelling très faible à négatif) : nous avons donc un piling-up à la côte, une convergence des eaux superficielles chaudes du large vers la côte. L'isotherme de surface 26°C qui était repoussé à 80 km au large par l'upwelling de Saint-Louis se trouve ramené à la côte au niveau de Kayar ; la même situation se reproduit à 25 mètres. Nous avons là une illustration de la remarque faite en 1.4. sur la distinction des régimes hydrologiques suivant les régions et sur la difficulté de l'upwelling à s'installer et à persister entre la Presqu'île du Cap Vert et Kayar.

La saillie des isothermes au niveau du rebord du plateau continental semble être un des aspects significatifs de l'upwelling sénégalais. Etant présente durant pratiquement toute la durée de l'upwelling, cette remontée est plus facilement observée que la crête qui se propage.

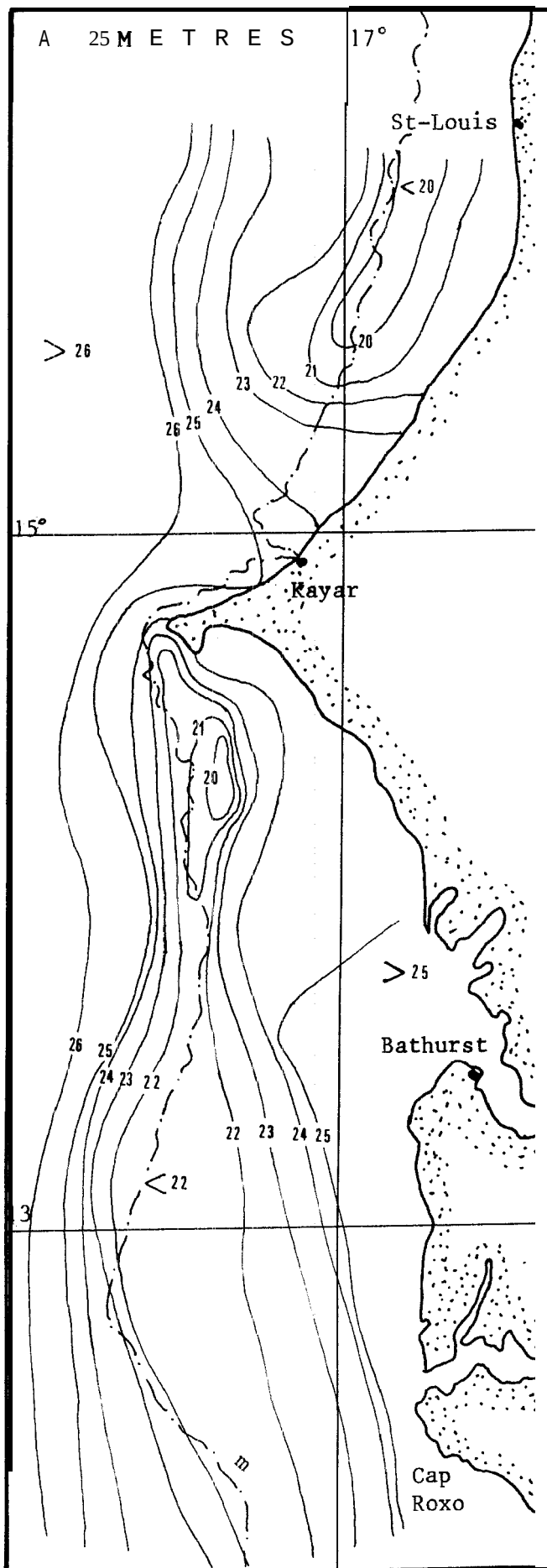
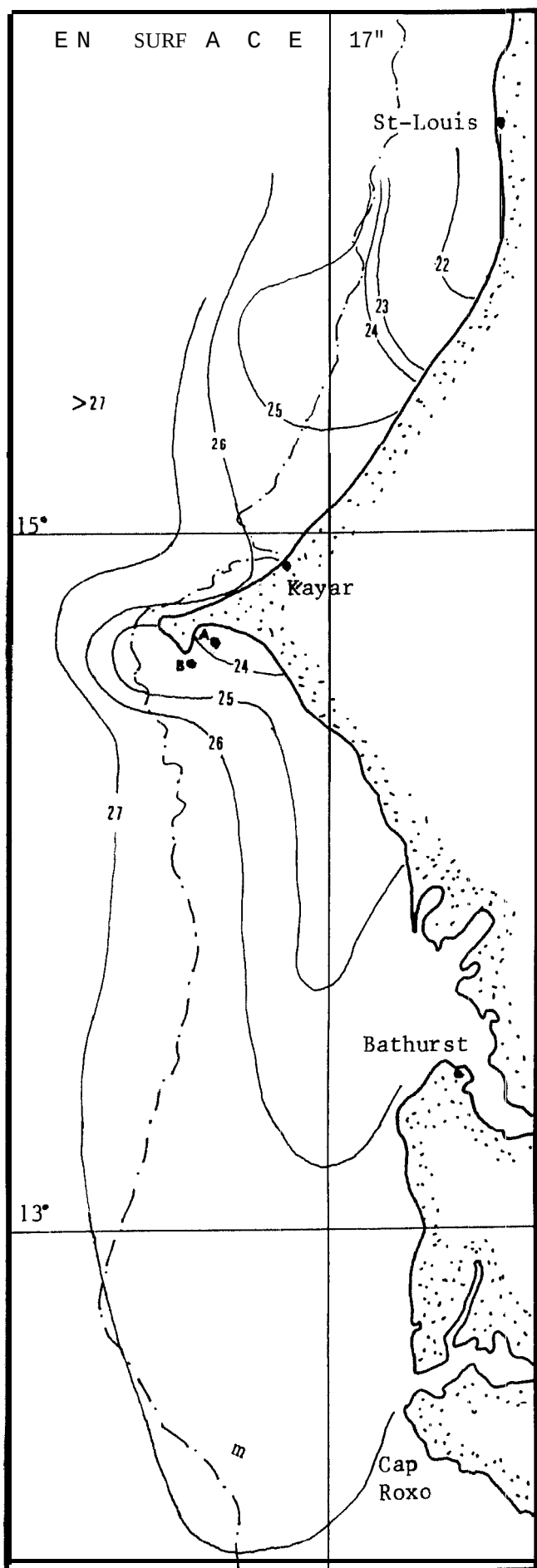
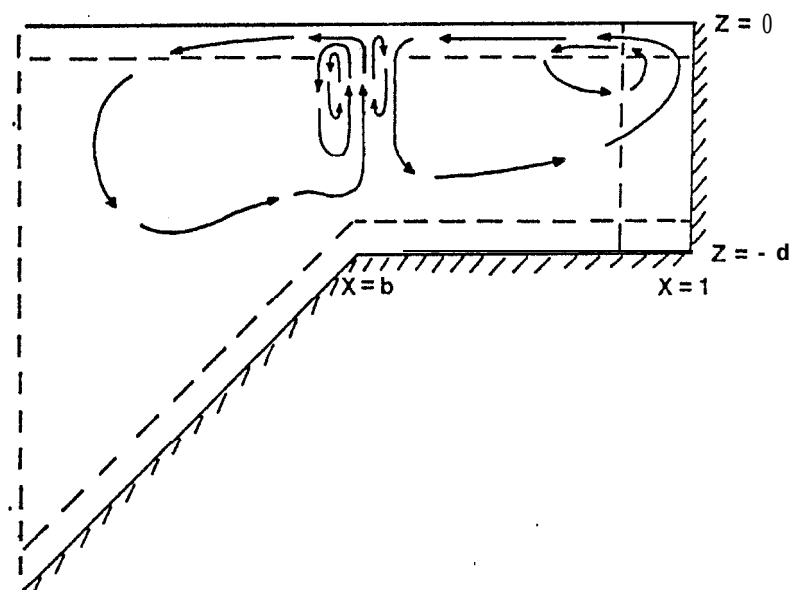


FIG. 24 .- Isothermes du 4 au 17 novembre 1968

En étudiant à nouveau les campagnes de l'Alexander von Humboldt et du Capricorne (fig. 3 et 6), nous constatons que la langue d'eaux froides se situe toujours à l'aplomb du rebord du plateau continental : la remontée des isothermes au niveau de la rupture de pente du plateau apparaît souvent plus intense que la remontée à la côte. Ceci rejoint la théorie de HILL et JOHNSON (1974) détaillée dans TEISSON (1981) : lorsque l'upwelling est pleinement développé, les vitesses verticales sont maximales au-dessus du rebord du plateau et la circulation transversale peut être représentée par :



Ce type de circulation s'applique plus spécialement à la Petite Côte : il nous a guidé pour élaborer le schéma présenté en 1.5. Il est également en accord avec l'aspect tridimensionnel de l'écoulement proposé par SMITH (fig. 16).

CONCLUSION

Nous nous sommes strictement limités dans ce document à l'étude des processus physiques qui gouvernent l'écosystème d'upwelling (cf. fig.2). La connaissance de l'upwelling sénégalais est loin d'être achevée puisque les aspects biologiques n'ont pas été abordés. Nous n'avons eu outre pas considéré les phénomènes à grande échelle ou à très petite échelle. Le lecteur trouvera des informations sur les interactions océan-atmosphère (connexions entre les anomalies de la circulation atmosphérique observées dans l'Atlantique Nord et les réponses de type El Nino dans le Golfe de Guinée et l'Atlantique Oriental, variations interannuelles de l'upwelling) dans les articles de HISARD (1980) et MERLE (1980). L'étude des microstructures (turbulence, éparpillement du plancton, processus de mélange) a été traitée, entre autres, par SHARP (1980), OWEN (1980), KULLENBERG (1977). Il nous a semblé qu'une première approche de l'upwelling sénégalais devait se limiter à l'étude à moyenne échelle qui permet de comprendre les grandes lignes du phénomène, les variations à grande ou à petite échelle venant se superposer par la suite aux caractéristiques moyennes. C'est dans cet esprit que l'aspect de l'environnement en période d'upwelling a été décrit dans la première partie ; nous avons tenté de déterminer le plus concrètement possible les différents paramètres explicatifs du milieu, tels qu'ils avaient été définis dans l'introduction (largeur de la zone d'upwelling, origine des masses d'eaux.....)

Les structures hydrologiques et la circulation sont apparues très différentes au nord et au sud de la Presqu'île du Cap Vert. Cette hétérogénéité spatiale de l'upwelling est due à la topographie du fond. Sur un plateau continental étroit, abrupt, comme sur la côte nord, l'upwelling est strictement côtier, dans une bande d'une vingtaine de kilomètres de large, Sur un plateau large et en pente douce, avec une rupture de pente au niveau du talus, comme sur la côte sud, l'upwelling principal apparaît sur le rebord du plateau et une seconde cellule d'upwelling se forme au dessus du milieu du plateau. Si la pente du plateau est très faible comme c'est le cas à partir de Mbour, les processus thermohalins - évaporation, réchauffement - deviennent prépondérants sur les petits fonds et la circulation d'upwelling n'atteint plus la côte,

La mauvaise orientation de la côte entre la Presqu'île du Cap Vert et Kayar rend cette région peu propice au développement d'un upwelling stable : cette région joue le rôle de barrière hydrologique entre les conditions de milieu de la côte nord et de la côte sud.

En saison d'upwelling, le courant de surface porte vers l'équateur le long du littoral sénégalais, Le contre courant en profondeur dirigé vers le pôle, caractéristique des régions d'upwelling, est présent au ~~dessus~~ du plateau sur la côte nord, mais est rejeté sur le talus sur la côte sud. Ces observations concordent pleinement avec celles de HUYER (1976) effectuées dans d'autres régions d'upwelling.

L'enrichissement en sels nutritifs a été mis en évidence par des mesures directes de la teneur en nitrates et phosphates. L'origine des masses d'eaux qui remontent est plus profonde au sud (75-100 m) qu'au nord (30 - 50 m), indiquant un upwelling potentiellement plus riche sur la Petite Côte. Les vitesses verticales ont été très délicates à estimer. Les valeurs moyennes obtenues de 5 m/jour sont à considérer avec précaution : il est vraisemblable que des vitesses plus élevées doivent être observées en pleine période d'upwelling.

Les eaux d'upwelling sont bordées vers le large par un front associé à un intense "jet" équatorial, qui est également un aspect caractéristique, remarqué dans d'autres régions d'upwelling. L'allure du front et sa position renseignent sur l'activité et le développement de l'upwelling.

Dans la seconde partie, nous avons étudié l'évolution de l'upwelling sur deux échelles de temps, l'échelle de temps saisonnière, et celle liée aux fluctuations de vent, de l'ordre de quelques jours. La première étude réalisée à partir du modèle de HAGEN a permis de suivre l'évolution de la pycnocline puis du front. Les quatre phases du modèle ont été identifiées sur la radiale du Cap Vert : la circulation et l'enrichissement ont été mis en évidence.

Le second modèle a tenu compte de la topographie du fond et de l'allure du plateau. La condition $H = hh''/h'^2 > 2$ a permis d'identifier les régions du plateau avec une rupture de pente au niveau du talus : la remontée très intense des isothermes à cet endroit, prédite par la théorie, a bien été observée sur la radiale du Cap Vert ainsi que sur d'autres radiales du littoral.

REMERCIEMENTS ---

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Mr FONTANA, Directeur du CRCDT, qui a mis à ma disposition les moyens matériels nécessaires à la poursuite de ce travail.

Je remercie chaleureusement l'ensemble des chercheurs et **techniciens** du Centre pour l'**accueil qu'ils m'ont réservé** tout au long de mon séjour et plus **spécialement** MM. **PAGES** et CAVERIVIERE pour avoir bien voulu relire et corriger certaines parties de ce rapport.

Que **M. LEBOULCH**, commandant du N/O **CAURI**, et Mademoiselle LEROUX soient ici **sincèrement remerciés** pour leur disponibilité et leur **serviabilité**.

Je voudrais enfin adresser de vifs remerciements au **"Pool des secrétaires"** pour leur travail et leur **fidélité** constante.,

BIBLIOGRAPHIE

BAKUN (A.) et NELSON (C.S.), 1977.- Climatology of upwelling related processes off Baja California. Calif. Coop. Oceanic. Fish. Invest. Rept. 19, p. 107 - 124.

BANG (N.D.) et ANDREWS (W.R.H.), 1974.- Direct current measurements of a shelf edge frontal jet in the southern Benguela system. J. Mar. Res. 32, 3 p. 405-417.

BARBER (R.T.), 1977.- The JOINT-1 expedition of Coastal Upwelling Ecosystem Analysis program. Deep - Sea Research, 24, 1 p. 1-6

BERRIT (G.R.), 1977.- Le milieu marin de la Guinée Bissau et ses ressources vivantes - ORSTOM Paris 153 p.

BRUNET - MORET (Y.), 1969.- Mesures de salinité dans le fleuve Casamance. Cahier ORSTOM Sér. Hydrologie 6 , 1 p 3-16.

CHABANNE (J.), 1976.- Croisière Capricorne 7602. Résultats d'observations. Centre Rech. océanogr. Dakar, Archive n° 35.

CONAND (F.) et CREMOUX (J.L.), 1972.- Distribution et abondance des larves de sardinelles dans la région du Cap Vert de septembre 1970 à août 1971. Centre Rech. océanogr. Dakar, D.S.P. n° 36.

CREMOUX (J.L.), .- Observations océanographiques effectuées en 1968, 1969, 1970. Centre Rech. océanogr. Dakar, D.S.P. n° 19, 24, 33.

DOMAIN (F.), 1979.- Le satellite Météosat et l'océanographie. Initiations. Documentations techniques n°42. ORSTOM Paris, 43 p.

GOUSSET (J.), 1962.- Variations saisonnières de la température et de la salinité des eaux marines de surface et de profondeur au large des côtes de la République du Sénégal. Centre Rech. océanogr., Dakar.

HAGEN (E.), 1974.- A simple scheme of the development of cold water upwelling circulation cells along the Northwest African Coast. *Betreife zur Meereskunde* 33 p.115 - 125.

HASTENRATH (S.) et LAMB (P.), 1977.- Climatic atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. University of Wisconsin Press. 112.

HILL (R.B.) et JOHNSON (J.A.), 1974.- A theory of upwelling over the shelf break. *J. Phys. Oceanogr.* 4 p. 19-26.

HISARD (Ph.), 1980.- Observation de réponses de type "El Niño" dans l'Atlantique tropical oriental, golfe de Guinée. *Océanologica acta* 3,1 p. 69 - 78.

HULBURT (H.E.) and THOMSON (J.D.), 1973.- Coastal upwelling on a betaplane. *J. Phys. Oceanogr.* 3 p. 16 - 32.

HUYER (A.), 1976.- A comparison of upwelling events in two locations : Oregon and Northwest Africa. *J. Mar. Res.* 34 p. 531-546.

JANOWITZ (G.S.) and PIETRAFESA (L.J.), 1980.- A model and observations of Time Dependant upwelling over the mid shelf and slope. *J. Phys. Oceanogr.* 10, 10, p 1574 - 1583.

KULLENBERG (G.), 1977.- Entrainment velocity in natural stratified vertical shear flow. *Estuar. and Coast. Mar. Science* 5,3, p.329-338.

MERLE (J.), 1980.- Variabilité thermique annuelle et inter-annuelle de l'océan Atlantique équatorial est. L'hypothèse d'un "El Niño" atlantique. *Oceanologica Acta* 3, 2, p. 209-220.

NEHRING (D.), SCHEMAINDA (R.) et SCHULZ (S.), 1975.- Betreibe DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks. *Geod. Geoph. Veröff* R. IV, H, 14 (59 p).

OWEN (R.W.), 1980.- Patterning of flow and organisms in the larval anchovy environment. Workshop on the effects of environmental variation on the survival of Larval Pelagic Fishes. Workshop Report n° 28 IOC. FAO p. 167 - 200.

PEFFLEY (M.B.) et O'BRIEN (J.J.), 1976.- A three-dimensional simulation of coastal upwelling off Oregon. *J. Phys. Oceanogr.* 6 p. 164 - 179.

PRIVE (M.) et WAGNER (J.J.), 1977.- Croisière Capricorne 77-03 Résultats d'observations. *Cent Rech. océanogr., Dakar, Arch.* n°50.

REBERT (J.P.) et PRIVE (M.), 1974.- Observation de courant sur le plateau continental sénégalais du Cap Vert au Cap Roxo, mars 1974. *Cent. Rech. océanogr. Dakar, Arch.* n° 4.

ROSSIGNOL (M.), 1973.- Contribution à l'étude du complexe guinéen. ORSTOM - Paris. 140 p.

SCHEMAINDA (R.) et NEHRING (D), 1975.- The annual cycle of the space-temporal dislocation of the northwest african upwelling region. Third Internat. Symposium on upwelling ecosystem 25-28 août 1975. Kiel.

SHARP (G.D.), 1980.- Report of the workshop on effects of environmental variation on survival of larval pelagic fishes. Workshop Report n° 28 IOC. FAO p. 15-66.

SMITH (R.L.), 1968.- Upwelling. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 6 p. 11-46.

TEISSON (Ch.), 1981.- Structures hydrologiques observées en période d'upwelling au large du Sénégal.. Cent. Rech. océanogr. Dakar. Arch. n° 97.

TEISSON (Ch.), 1982.- Application de la théorie d'Ekman à l'étude des courants et des remontées d'eaux profondes le long des côtes sénégalaises. Cent. Rech. océanogr. Dakar. Arch. n° 106.

TOMCZAK (Jr, M.), 1970.- Schwankung von Schlichtung und Strömung im westafrikanischen Auftriebsgebiet während der "Deutschen Nordatlantischen Expedition" 1937 Meteor. Forschungsergebnisse, Reihe A, n°7 p 1 - 110.

TOURE (D.), 1982.- Contribution à l'étude de l'upwelling de la baie de Gorée. Thèse 3e cycle Paris VI (sous presse).

WOOSTER (W.S.), BAKUN (A.) et Mc LAIN (D.R.), 1976.- The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of North Atlantic. J. Mar. Res. 34, 2, p. 131 - 141.

WROBLEWSKI (J.S.), 1977.- A model of phytoplankton plume formation during variable Oregon upwelling. J. Mar. Res. 35, 2, p. 357-394.