

J. P. REBERT

HYDROLOGIE ET DYNAMIQUE
DES EAUX DU PLATEAU
CONTINENTAL SENEGALAIS



CENTRE DE RECHERCHES OcéANOGRAPHIQUES DE DAKAR - THIAROYE

INSTITUT SENEGALAIS DE RECHERCHES AGRICOLES *

DOCUMENT
SCIENTIFIQUE
N° 89

HYDROLOGIE ET DYNAMIQUE DES EAUX DU PLATEAU CONTINENTAL SÉNÉGALAIS

par

Jean-Paul REBERT⁽¹⁾

R E S U M E

Cette étude constitue l'état actuel des connaissances sur le régime hydrologique et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais à la lueur des résultats des études récentes en météorologie et en océanographie.

Les mécanismes physiques très complexes qui régissent l'évolution des eaux marines devant le Sénégal s'ajoutant à l'importance des échanges énergétiques entre l'océan et l'atmosphère en font une région particulièrement contrastée.

Malgré un bilan thermique fortement excédentaire, la persistance d'eaux anormalement froides s'explique par de puissants mouvements verticaux amenant constamment en surface des eaux froides. L'upwelling côtier principalement dû au vent peut-être localement modifié par la topographie du plateau continental. Au nord de la presqu'île du Cap-Vert il est strictement côtier alors qu'au sud il est maximal au large à la limite du plateau continental.

La présence d'ondes planétaires de ROSSBY et d'ondes topographiques pourraient expliquer les grandes oscillations thermiques au moment de la migration du front intertropical.

La variabilité thermique subsuperficielle interannuelle se manifestant surtout en saison chaude a été reliée à la variabilité à long terme des vents et des précipitations. Elle constitue une voie de recherche intéressant le domaine climatique et écologique.

ERRATUM.- p. 20, fin du 3^e alinéa : On en déduira que la topographie du plateau continental joue sans doute un rôle prédominant dans la géométrie des cellules d'upwelling, principe qui tend d'ailleurs à être admis actuellement. Au lieu de : On en déduira que la topographie du plateau d'upwelling, principe qui tend d'ailleurs à être admis actuellement.

This paper deals with the present state of knowledge of the hydrology and dynamics of the waters of the continental shelf off Senegal (West Africa), based on recent studies in meteorology and oceanography.

The region is very contrasted, since the complex physical mechanisms which govern sea-water masses are adding their effects to those of the important energy exchanges between ocean and atmosphere. Despite a strongly positive thermal balance, important vertical movements maintain cold waters at the surface.

The coastal upwelling, mainly due to wind action, may be modified locally by shelf topography : north of the Cap-Vert peninsula, the upwelling is only coastal ; south of Cap-Vert, the upwelling is strongest at the shelf margin.

Wide thermal oscillations appear during the migration of the intertropical front ; they may be explained by ROSSBY waves and by topographic waves.

Inter-annual thermal variability at the subsurface is most apparent during the warm season. It shows a relationship with long term variability of winds and rains. The study of these patterns relate to climatic and general ecological research.

S O M M A I R E

INTRODUCTION

1. LE PLATEAU CONTINENTAL SENEGALAIS

2. METEOROLOGIE

- 2.1. Masses d'air
- 2.2. Le front intertropical
- 2.3. Champs de pression et circulation atmosphérique
- 2.4. Pression au sol dans la zone côtière sénégalaise
- 2.5. Les vents mesurés dans les régions côtières
- 2.6. Pluviométrie

3. ELEMENTS DU BILAN THERMIQUE

- 3.1. Radiation incidente et insolation
- 3.2. Evaporation - Flux de chaleur latente
- 3.3. Flux de chaleur sensible
- 3.4. Conclusion

4. DYNAMIQUE ET CIRCULATION

- 4.1. Situation générale
- 4.2. Niveau moyen et composante barotrope
- 4.3. Les courants de surface
- 4.4. Transport d'Ekman
- 4.5. structure des courants et circulation moyenne

- 4.6. Circulation verticale et transversale
- 4.7. Fluctuations à courte période
- 4.8. Les courants de marée
- 4.9. Circulation profonde
- 4.10. Circulation thermo-haline
- 1.11. Les effets de cap Le vortex du Cap-Vert

5. HYDROLOGIE

- 5.1. Rappel
- 5.2. Les masses d'eau de surface
- 5.3. Les transformations thermohalines de surface en zone côtière
- 5.4. Les eaux profondes
- 5.5. Les variations saisonnières
- 5.6. Les saisons marines ou situations-types
- 5.7. Hydrologie et pluviométrie au Cap-Vert
- 5.8. Front et transitions. Durée des saisons marines

CONCLUSION

BIBLIOGRAPHIE

FIGURES

I N T R O D U C T I O N

Les eaux côtières du Sénégal ont sans doute été les premières à faire l'objet de mesures systématiques en Afrique de l'Ouest. En effet, outre les nombreuses expéditions internationales, plusieurs organismes - Service hydrographique de la Marine, ORSTOM, IFAN - ont mis en place, dès les années 50, des programmes de relevés réguliers de paramètres océaniques divers : niveau moyen, température de surface journalière, stations hydrologiques et radiales hebdomadaires. Dès 1952, BERRIT réalisait une première étude sur l'hydrologie de la Petite Côte du Sénégal (sud du Cap-Vert). En 1965, ROSSIGNOL et ABOUSSOUAN rédigeaient l'"Hydrologie marine côtière de la presqu'île du Cap-Vert" (doc. CRODT) qui demeure le document de référence sur le milieu marin du Sénégal.

A partir de 1966, le Centre de Recherches océanographiques de Dakar-Tiaroye lançait un très important programme de mesures physiques, comprenant un ensemble de stations côtières de surface et de radiales visitées aussi régulièrement que ses moyens navigants le lui permettaient. L'utilisation, à partir de 1976, d'appareils enregistreurs dans un programme d'étude des courants, puis l'apparition, à partir de 1978, de données par satellite sur la thermographie de surface, augmentaient considérablement le nombre de données disponibles sur le milieu marin. Le traitement de ces données a déjà donné lieu à un certain nombre de travaux descriptifs ou statistiques qui seront cités au cours de cette étude. Mais aucune étude d'ensemble n'a été réalisée depuis les deux ouvrages cités précédemment.

Or des progrès considérables ont été enregistrés depuis 15 ans, aussi bien dans les domaines théoriques (mécanismes des remontées d'eaux froides, variabilités et systèmes ondulatoires), que dans celui du traitement des données (informatique et méthodes statistiques) et de leur acquisition (satellites, enregistreurs). Parallèlement, la recherche météorologique en

Afrique de l'Ouest a beaucoup progressé et nous avons pu disposer de synthèses récentes et de renseignements météorologiques beaucoup plus précis.

L'ensemble de ces faits nous ont donc conduit à reprendre l'étude hydrologique de la région côtière sénégalaise afin de confirmer et de préciser les schémas proposés, de les quantifier - en particulier dans le domaine de la variabilité -, de les reprendre lorsque les nouveaux résultats acquis indiquaient une interprétation erronée des faits, et de proposer quelques hypothèses nouvelles qui peuvent éventuellement constituer quelques voies de recherches à entreprendre ou à parfaire.

1 . LE PLATEAU CONTINENTAL SENEGALAIS

Le Sénégal présente, de 12°20'N à 16°20'N, une façade maritime de 240 milles de latitude orientée N-S, mais qui de l'embouchure du Sénégal à Joal, s'enfonce comme un coin dans l'océan pour se terminer par la presqu'île du Cap-Vert qui constitue l'extrémité occidentale du continent africain. La côte basse et bordée en général d'un cordon dunaire se poursuit par un plateau continental peu accidenté. La superficie de ce plateau est résumée dans le tableau ci-dessous.

Fonds de Surface (km ²)	0 - 10 m	10 m - 50 m	50 m - 200 m	TOTAL
	4 700	14 200	9 800	28 700

Par rapport au profil de la côte, le profil du plateau continental tend à être orienté beaucoup plus dans le sens nord-sud. En effet, situé à 27 milles au large de Saint-Louis, l'isobathe 200 m se rapproche doucement de la côte vers le sud. A la hauteur de la pointe des Almadies, la largeur du plateau n'est plus que de 5 milles. Il s'élargit ensuite assez rapidement au sud du Cap-Vert pour atteindre une largeur de 54 milles à 12°45'N.

Les fonds sont entaillés au nord de Dakar par un canyon sous-marin qui traverse le plateau sur toute sa largeur, la fosse de Kayar. A partir de cet endroit jusqu'au Cap-Vert le plateau continental devient très étroit. L'isobathe 100 m n'est plus qu'à 5 ou 6 km de la côte. L'isobathe 50 m, qu'on trouve à quelques centaines de mètres de la plage au droit de Kayar, ne s'éloigne guère ensuite au-delà de 1 à 3 km de la côte jusqu'à la pointe des Almadies. De nombreux autres canyons de moindre importance entaillent le rebord du plateau. Les plus importants sont situés à 16°30'N et 16°50'N. Il en existe également au sud du Cap-Vert dont on peut suivre l'extension vers le large sur la carte qui a été dressée à la suite des relevés hydrologiques du "Baffin" en 1974.

Sur la côte sud existe deux falaises sous-marines. Le sommet de la première se situe à une profondeur de -35 à -45 m. La rupture de pente peut par endroits atteindre une quinzaine de mètres et on peut suivre cette falaise plus ou moins jusqu'au niveau de l'embouchure de la Casamance. La seconde falaise moins longue a son bord supérieur vers -70 m et peut présenter une dénivellation d'une dizaine de mètres. Elle semble limitée au secteur de la presqu'île du Cap-Vert. Ces deux falaises correspondent vraisemblablement aux lignes de rivage au cours des stades régressifs du quaternaire.

En ce qui concerne la nature des fonds, une carte sédimentologique détaillée a été dressée par DOMAIN (1977) à partir de dragages effectués en 1974 le long de 58 radiales.

2 . M E T E O R O L O G I E

Le climat du Sénégal est bien connu par l'alternance, au cours de l'année, de deux saisons aux caractéristiques bien tranchées; Dans les zones côtières on peut, en gros, distinguer la saison sèche ou saison froide de la saison chaude ou saison des pluies, dite aussi hivernage, termes que nous emploierons indifféremment par la suite.

Du point de vue marin, la distinction la plus évidente est analogue. Il existe une saison froide et une saison chaude, la transition entre les deux étant extrêmement rapide. En fait ce sont principalement les mouvements océaniques qui confèrent ce caractère thermique propre à la climatologie côtière, caractère qui s'atténue très rapidement à mesure qu'on s'éloigne de la côte.

Cependant, à l'origine de ces mouvements océaniques et bien ceux-ci la modifient à son tour, se trouve la circulation atmosphérique au sol à toute l'échelle de l'Ouest atlantique. Il est donc nécessaire, pour mieux comprendre les divers mécanismes entrant en jeu et estimer la part de chacun d'eau dans la variabilité des caractéristiques du milieu marin à l'échelle régionale, de procéder à un rappel des principaux facteurs météorologiques ouest-atlantiques susceptibles de modifier la circulation marine et la thermodynamique des eaux de surface.

Les sources employées ont été nombreuses et il est impossible de les citer toutes. Comme certaines de ces notions sont d'autre part en pleine évolution et souvent remises en cause, précisons qu'elles ont été empruntées principalement, aussi bien pour la terminologie qu'au niveau conceptuel, aux spécialistes français en météorologie tropicale avec lesquels nous avons eu de nombreux contacts au bureau d'étude de l'ASECNA à Dakar.

2.1. MASSES D'AIR

Au sol, le littoral sénégalais se trouve sous l'influence de trois masses d'air principales au cours de l'année. Deux sont d'origine boréale, l'une d'origine australe. Le couple température-humidité permet de les différencier hors de la zone de mélange.

La masse d'air continentale est caractérisée par une température élevée à forte variation diurne et un bas point de rosée ; c'est l'air chaud et sec qui recouvre la majeure partie du pays mais qu'on ne trouve en zone côtière que pendant une période assez réduite de l'année (décembre à février) et pratiquement pas en mer où, venant de l'est, elle surmonte une masse d'air plus dense qui s'enfonce en coin dans un mouvement général vers le sud, l'air maritime.

La masse d'air maritime boréale est un air frais et humide. Il s'agit d'air polaire dont le réchauffement dans le trajet vers le sud a été ralenti par le courant froid des Canaries et notamment par les upwellings côtiers. La limite de cette masse d'air avec la précédente forme au sol une ligne nord-sud assez proche de la côte qui coupe la presqu'île du Cap-Vert et lui confère son climat propre (dit sub-canarien) bien connu.

La masse d'air australe ne s'observe au Sénégal que durant la période d'hivernage, c'est-à-dire de mai à octobre dans la partie sud et de juillet

à septembre dans le nord du pays. C'est un air chaud et humide résultant du parcours de l'air polaire de l'hémisphère sud sur les eaux chaudes de la zone équatoriale atlantique. Il est caractéristique de la période de mousson. Cette masse d'air est séparée des masses d'air boréales par une surface de discontinuité, le front inter-tropical.

2.2. LE FRONT INTERTROPICAL

Cette surface située dans la zone des basses pressions intertropicales résulte de la convergence des masses d'air australe et boréales. Elle affecte la forme d'un coin qui s'élève vers le sud et sa trace au sol est une ligne théorique dont on peut suivre les migrations annuelles (fig. 1). Sa structure n'est pas homogène et dépend de l'intensité de la convergence et des caractéristiques des masses d'air en présence. Le front est marqué par une triple discontinuité de vent, de température et d'humidité. On fait donc parfois une distinction entre plusieurs parties de ce front suivant la zone dans laquelle on se trouve :

On parle ainsi du FIT continental qui sépare sur le continent les masses d'air continental soumises à l'harmattan et les masses d'air austral soumises au flux des alizés détournés ou de la mousson. En bordure de l'Afrique occidentale, dans le FIT semi-continental et le FIT maritime - qui intéressent directement la zone étudiée - la convergence s'opère entre l'air maritime de l'alizé boréal et celui de l'alizé austral du sud-est ou de la mousson suivant les saisons. Ce front s'incurve en mer vers le sud-ouest alors que sur le continent sa trace est plutôt zonale.

Plus au large, les caractéristiques physiques des masses d'air deviennent très voisines et rendent le FIT difficile à délimiter. C'est pourquoi on préfère parler de zone intertropicale de convergence (ITCZ), concept plus large basé sur la dynamique du système. Il est d'ailleurs à noter que le FIT ne coïncide pas en général avec la zone de convergence maximum qui se situe d'autant plus au sud de cette ligne qu'on monte en altitude.

Le FIT subit, outre son déplacement saisonnier, de nombreuses migrations de moyenne amplitude, l'équilibre des masses d'air étant précaire et constamment perturbé par les modifications de position et d'intensité des centres de pression, c'est-à-dire par des poussées d'alizés boréal ou austral ou des appels de moussons.

Il subit en outre une forte migration diurne d'origine thermique qui, sur la côte ouest-africaine, peut dépasser une amplitude méridienne de 300 km (LEROUX, 1972). Son déplacement saisonnier suit approximativement le déplacement zénithal du soleil avec un retard de six semaines. On voit que son oscillation (fig. 1) se situe entre 6° et 21°N à peu près, les positions extrêmes étant atteintes en janvier et en août. En fait ce mouvement saisonnier résulte de la migration et du renforcement des centres de pressions que nous allons brièvement décrire.

2.3. CHAMPS DE PRESSION ET CIRCULATION ATMOSPHERIQUE

La circulation dans les basses couches en Afrique occidentale est le résultat de l'interaction de quatre champs de pressions dont les variations de côte et les changements de position déterminent l'évolution saisonnière du vent au sol. Les quatre champs se décomposent en :

- deux systèmes martimes permanents : l'anticyclone des Açores et de Saint-Hélène,
- deux systèmes continentaux saisonniers : l'anticyclone de Lybie (ou

maghrébin) et la dépression saharienne.

Les systèmes anticycloniques de l'Atlantique dirigent, dans chaque hémisphère, un flux d'alizés vers l'équateur. Ce système n'est pas symétrique par rapport à l'équateur, d'où la pénétration constante dans l'hémisphère nord des alizés du sud-est. Le système se comporte donc en mer comme un duct(1) déporté. La position de ces anticyclones subit une oscillation saisonnière plus ou moins synchrone qui les déplace vers le nord en été boréal et vers le sud en hiver.

L'anticyclone maghrébin est anticyclone d'origine thermique résultant du refroidissement des masses continentales en hiver. Il dirige sur l'Afrique sahélienne un flux de secteur est connu sous le nom d'harmattan (fig. 2). Ce vent peut atteindre les côtes sénégalaises lorsque l'anticyclone de Lybie fusionne avec l'anticyclone des Açores pour former une ceinture de hautes pressions tropicales. Ce type de situation est surtout fréquent de décembre à février.

La dépression saharienne est la conséquence du processus inverse de réchauffement du continent et apparaît à partir du mois d'avril. La zone des basses pressions se creuse rapidement et migre vers le nord pour atteindre une position septentrionale dépassant 20°N dès le mois de juillet (fig. 2). Le rôle de cette dépression est fondamental aussi bien pour la climatologie ouest-africaine que pour l'océanographie régionale. En effet, la déclivité transéquatoriale (drift) entre l'anticyclone de Saint-Hélène et la dépression transforme l'alizé austral en flux de mousson responsable de l'essentiel de la pluviométrie de toute la région. A la côte, l'augmentation du gradient de pression zonal entre l'anticyclone des Açores et la dépression renforce les alizés dans la partie nord. Ceci explique la migration vers le nord des centres d'upwelling de Mauritanie en mai-juin, au moment même où celui du Sénégal s'affaiblit et disparaît.

Plus en mer, le raccord entre le duct maritime et le drift continental s'accompagne d'une modification du champ de vents, donc de la circulation superficielle. Les variations du rotationnel du vent sur mer qui en découlent seraient notamment, selon certains auteurs, à l'origine de phénomènes de divergences au large tels que le dôme de Guinée.

La côte sénégalaise est principalement sous l'influence de l'anticyclone des Açores. Il a donc paru utile de préciser son mouvement au cours de l'année. Il est difficile de représenter les importantes variations de forme de la cellule anticyclonique au cours de l'année ; aussi nous sommes-nous bornés aux variations saisonnières de la position du centre de l'anticyclone des Açores obtenues par GUIRRIEC-GOUGEON (1974) par une étude statistique sur la période 1963-1972. La position moyenne mensuelle est représentée figure 3. On s'aperçoit que le mouvement est plus complexe que d'après le schéma théorique simple retenu habituellement. Il se produit en particulier un très fort déplacement vers le nord en novembre-décembre qui trahit une influence semi-annuelle et dont on retrouvera des traces dans le mouvement des masses d'eau à la même époque. Il semble, en fait, qu'à cette époque, l'anticyclone soit très mal défini, ce qui se traduit par de très fortes instabilités aussi bien dans la circulation atmosphérique qu'océanique. Ajoutons que la position du centre de l'anticyclone est sujette à une très forte variabilité temporelle, la dispersion moyenne intra-mensuelle à 90 % étant de l'ordre de 14° en longitude et 10° en latitude.

(1) Duct (ou lit équatorial): système caractérisé par un minimum dépressionnaire axé sur l'équateur, bordé dans chaque hémisphère par deux cellules anticycloniques symétriques.

Aucune étude analogue n'existe à notre connaissance sur les côtes de l'anticyclone. Cependant d'après les relevés effectués dans plusieurs atlas, il semble bien qu'une composante semi-annuelle forte existe aussi dans les variations de pression, le maximum principal (1 025 mb environ) étant paradoxalement observé au mois de juillet avec un maximum secondaire (1 023 mb) vers le mois de janvier.

2.4. PRESSION AU SOL DANS LA ZONE COTIERE SENEGALAISE

La résultante des mouvements de ces centres de pressions au niveau des côtes sénégalaises se traduit par une très faible variation annuelle de la pression au sol. Le Sénégal est situé toute l'année dans une zone de marais barométrique, et l'amplitude totale des variations de pression est inférieure à 1,5 mb. On remarque en particulier que l'allure de la courbe (fig. 4) est franchement semi-annuelle avec deux maximums, en janvier et en juin-juillet, un minimum prononcé en avril et un minimum plat d'août à novembre.

Sur la même figure est représentée la différence des pressions entre deux stations situées l'une au nord et l'autre au sud du pays, à peu près sur le même méridien, Saint-Louis et Ziguinchor. Ceci nous donne donc une bonne indication du gradient méridien de pression dans la zone côtière, donc du flux zonal moyen. Celui-ci s'inverse au cours de l'année, ce qui représente donc des vents du secteur est de novembre à mai, et des vents à dominante ouest de juin à septembre. La comparaison avec les vents réellement mesurés au sol dans les stations côtières, où les vents sont à très large dominante ouest, permet d'en déduire, par inférence, la faible pénétration des alizés maritimes à l'intérieur du pays en saison sèche.

2.5. LES VENTS MESURES DANS LES REGIONS COTIERES

2.5.1. Vent aux stations météorologiques côtières

Afin de suivre l'évolution annuelle du vent moyen le long de la côte, trois stations où les vents sont mesurés régulièrement à 10 m au-dessus du sol ont été étudiées : Saint-Louis, Dakar-Yoff et Ziguinchor. Les deux premières sont très côtières ; la station de Ziguinchor est, par contre, éloignée de 60 km de l'océan, mais c'est la seule station dont les données sont disponibles actuellement pour le secteur côtier sud du Sénégal.

La figure 5 représente l'hodographe des vents résultants moyens mensuels pour ces trois stations obtenus par addition vectorielle de huit observations par jour pour la période 1967-1976. On voit que, si l'allure du cycle annuel est semblable, il existe des différences assez notables d'une station à l'autre, le contraste le plus fort étant observé entre les stations de Dakar et de Ziguinchor où les vents sont très faibles toute l'année. Il n'y aura donc sans doute pas d'unité du point de vue de la dynamique des eaux du plateau continental, tout au moins en ce qui concerne les courants de dérivé superficiels. On peut cependant constater, pour l'ensemble des stations, l'existence de trois grandes périodes au cours de l'année, conséquence des déplacements des centres de pressions cités plus haut.

De novembre à février on a une période de vents des secteurs nord à nord-est. C'est la période d'alizé continental et d'harmattan.

De mars à mai les vents sont de secteur nord avec une rotation progressive vers l'ouest. C'est la période d'alizé maritime où les vents

atteignent leur maximum d'intensité - environ 5 m/s - dans toute la partie nord de la côte. De juillet à septembre il y a une période de vents faibles d'ouest. L'ensemble du pays est alors au sud du FIT mais il ne semble pas qu'on puisse parler réellement de flux de mousson ailleurs que devant la Casamance, seule région où les vents tournent vers le nord-ouest. Pour le reste de la côte, il doit s'agir principalement d'un flux détourné d'alizé boréal. Octobre et juin sont des mois de transition rapide. On notera par ailleurs que les vents sont systématiquement plus forts en fin de période d'alizés qu'au début.

Il est manifeste d'autre part que l'axe principal de l'hodographe tend à être orienté nord-sud au niveau du Cap-Vert et est-ouest pour les autres stations. Ceci indique qu'il existe vraisemblablement de forts gradients zonaux de vent en zone côtière dus à l'interface océan-continent : Saint-Louis et Ziguinchor sont en effet situés beaucoup plus à l'est que Dakar qui de par sa situation sera sans doute plus représentatif des conditions de vent existant au large. On a vu par ailleurs (REBERT, 1978) que les fluctuations à long terme des vents aux stations côtières ouest-africaines ne sont pas cohérentes. On doit donc s'attendre, sur le plateau continental, à une double variation méridienne et zonale du régime des vents, ce qui ne facilitera pas la création de modèles numériques de circulation marine.

2.5.2. Les vents mesurés en mer

Pour l'interprétation des phénomènes et leur éventuelle modélisation, il est évidemment essentiel de savoir dans quelle mesure des vents observés à terre dans une station météorologique représentent bien les fluctuations spatio-temporelles du vent en mer. Une étude complète de ce type, basée par exemple sur des comparaisons de vents mesurés à bord des navires et les stations terrestres n'a pas été réalisée. Nous ne disposons que de mesures fragmentaires, principalement réalisées au cours de stations fixes de mesures en mer par quelques navires. On a pu ainsi vérifier, par comparaison avec quelques campagnes océanographiques, que la représentativité de la station de Yoff est bonne en période d'alizés pour la zone du plateau continental située au nord du Cap-Vert.

Au sud, sur les fonds de 50 m de la radiale 14°N, des mesures effectuées en février 1975 et mars 1976 ont montré que, pour des moyennes journalières, l'écart des vitesses est faible et celui des directions est de l'ordre de 10° à 20° dans le sens d'une rotation vers l'ouest au sud. Plus au sud, les écarts deviennent plus importants. La figure 6 illustre des comparaisons entre les vents mesurés à Dakar, Ziguinchor et des stations fixes, ainsi que la radiale 12°N visitée par le "A. von Humbolt" ; les périodes de mesures sont indiquées sur la figure. On notera en particulier l'importance de diminution des vitesses et de la rotation des vents vers l'ouest à mesure qu'on se rapproche de la côte. Ce phénomène fournit d'ailleurs une explication possible de la configuration de l'upwelling et de la circulation côtière dans la partie sud du plateau continental ainsi qu'ils seront décrits par la suite.

Aucune étude de ce genre n'a été tentée pour la saison chaude, car il est pratiquement certain qu'à cette période aucune cohérence n'existe sur le plateau continental pour les fluctuations de vents. Les vents sont en effet faibles et irréguliers. La stabilité des vents, qui est supérieure à 90 % à Dakar-Yoff pendant toute la période d'upwelling, tombe à moins de 60 % en août. Cependant cette lacune n'est pas très grave car, du fait même de cette irrégularité, les vents locaux ne peuvent pas être considérés, à cette saison, comme les moteurs de la circulation côtière qui dépend de facteurs extérieurs à la zone considérée.

2.6. PLUVIOMETRIE

La pluviométrie en zone côtière est essentiellement concentrée en une saison unique (l'hivernage) dont la durée va décroissant du sud au nord, et centrée sur le mois d'août. Le gradient pluviométrique, dont la distribution est à peu près méridienne (fig. 7), est extrêmement élevé puisqu'on passe de plus de 1 800 mm de précipitation annuelle moyenne pour l'extrême sud, à moins de 300 mm pour le nord.

Les précipitations sont, très schématiquement, dues à la pénétration de la mousson précédée, au nord, d'une zone de lignes de grains dont la formation a lieu au sud du FIT et qui se propagent d'est en ouest. La mousson proprement dite n'intéresse en fait que la partie sud du pays. Cet ensemble de phénomènes se traduit de plus par une très forte variabilité spatiale et temporelle.

La variabilité interannuelle de la pluviométrie totale annuelle augmente du sud au nord - son coefficient de variation passe de 17 % à Ziguinchor à 32 % à Saint-Louis.

Comme on le sait, ces dernières années ont été marquées, surtout à partir de 1968, par un très grave déficit pluviométrique. Du point de vue de l'océanographie côtière, cela s'est traduit principalement par des variations considérables de la salinité de la couche de surface en saison chaude. Cependant il y a tout lieu de croire que ces périodes de sécheresse ont également été accompagnées par des modifications importantes de la circulation océanique. Nous tenterons par la suite de mettre en rapport ces deux phénomènes - malgré le manque de mesures directes - par l'observation des structures hydrologiques classiques, sans prétendre bien sûr proposer une explication à ce dérèglement climatique dont les causes font l'objet de multiples controverses.

3 . ELEMENTS DU BILAN THERMIQUE

Une évaluation exacte du bilan thermique des eaux du plateau continental est pratiquement impossible. En effet, si certains termes du bilan qui sont mesurés à la côte avec une bonne précision (radiation incidente, nébulosité) peuvent être extrapolés en mer sans gros risque d'erreur, il n'en va pas de même pour les termes qui ne peuvent pas faire l'objet de mesures directes et qui sont généralement évalués à l'aide de relations empiriques dont les plus connues sont les formules aérodynamiques globales. Ces formules ne sont applicables que pour des conditions à l'interface proches de la neutralité. Or l'écart de température entre l'air et la mer peut être important et conduit à une très forte stabilité de la couche d'air en période d'upwelling. D'autre part les variations spatiales des conditions de surface, tant du point de vue océanique qu'atmosphérique, sont considérables ; les gradients de température superficielle sont élevés en zone côtière et des mesures ponctuelles ne sauraient prétendre représenter une grande surface. Or les flux de chaleurs sensibles et latentes sont des termes importants du bilan thermique et leur calcul est très sensible à des variations de températures de l'air et de l'eau. (Dans les conditions moyennes existant en période d'upwelling, une incertitude de 1°C sur la température de la mer - toutes choses égales d'ailleurs - entraîne une variation de 1 mm/jour sur l'évaluation de l'évaporation, soit l'équivalent de l'évaporation quotidienne).

Nous nous contenterons donc d'indiquer l'ordre de grandeur des principaux termes du bilan thermique et décrirons plus loin une méthode d'évaluation qualitative de l'influence de ces termes sur les transformations de la couche de surface.

3.1. RADIATION INCIDENTE ET INSOLATION

La radiation incidente est élevée toute l'année à Dakar. Elle est comprise entre 400 et 600 cal/cm²/jour. La figure 8 représente sa variation annuelle moyenne d'après les résultats des mesures effectuées à l'Institut de physique météorologique ainsi que les variations de l'insolation moyenne mesurée à Dakar-Yoff.

La concordance entre les deux courbes est bonne, et les écarts constatés ainsi que la bimodalité des courbes s'expliquent aisément par le fait que le minimum principal de la radiation en décembre-janvier est dû à la réduction de la durée du jour et à l'inclinaison du soleil au solstice d'hiver ; le minimum secondaire en août est dû essentiellement à l'importance de la couverture nuageuse puisqu'on se trouve alors en saison des pluies. Le maximum (610 cal/cm²/jour) est atteint en avril, ce qui correspond assez bien au passage du soleil au zénith. Les plus fortes variations interannuelles sont observées de juillet à septembre, en raison de l'irrégularité du régime pluviométrique.

3.2. EVAPORATION.FLUX DE CHALEUR LATENTE

L'évaporation est mesurée à Dakar-Yoff au moyen d'un évaporomètre PICHE. Elle dépend donc principalement de l'humidité ambiante et de la vitesse du vent. Pour cette raison, les résultats de ces mesures ne sont pas du tout applicables à l'évaporation réelle en mer qui dépend surtout de la température de surface. A titre de comparaison, le tableau ci-dessous indique l'évaporation moyenne en mm/jour mesurée pour la période 1967-1976 à Yoff et les calculs effectués pour la même période en utilisant la formule proposée par LAEVASTU (1965) : $E = (0,26 + 0,077 v) (0,98 C_w - C_a)$ mm/jour et en prenant pour base la température moyenne de l'eau de surface à Tiaroye, les autres paramètres étant fournis par la station météorologique de Yoff.

	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
E mesurée	3,5	2,8	2,7	2,8	2,4	2,7	2,9	2,5	2,3	2,6	2,9	3,7
E calculée	1,5	0,5	0	0	0	1,2	3,1	3,9	4,0	3,4	2,5	2,4

On constate que les écarts sont considérables, en particulier en période d'upwelling. Les valeurs nulles à Tiaroye de mars à mai s'expliquent par le fait que la température de l'eau est inférieure à la température de vapeur saturante de l'air. On aurait alors, à la surface de l'eau, un phénomène de condensation qui pourrait entraîner une diminution de la salinité de surface. Ce phénomène a d'ailleurs été expérimentalement mis en évidence par HOUGHTON (1973) dans l'upwelling du Ghana. Il y a tout lieu de croire qu'il se produit également en certaines zones côtières du Sénégal lorsqu'on

se trouve en période d'upwelling intense induit par des alizés maritimes frais et chargés d'humidité.

L'application des formules aérodynamiques globales à des mesures effectuées directement en mer lors de campagnes côtières (Arch. CRODT, 5) ou de stations fixes a donné les résultats suivants, illustrés par la figure 9. L'évaporation varierait entre 0,5 mm/jour au sud du Cap-Vert et 3 mm/jour au nord. On a donc une situation extrêmement contrastée et une évaluation globale quasi impossible.

La variation diurne de l'évaporation en mer résulte principalement des variations diurnes du vent (± 1 m/s) et de la température de l'air. Elle a été calculée à partir d'une série de mesures effectuées en février 1975 sur les fonds de 50 m à $14^{\circ}15'N$ (Arch. CRODT, 17). Il s'agissait d'une période d'upwelling faible (vent de 4,5 m/s et température de surface de $19^{\circ}C$ environ).

Heure locale (T.U)	00	06	09	12	15	18	21	24
Evaporation (mm/jour)	1,2	1,3	0,9	1,3	1,1	1,0	1,2	1,4

En résumé, l'évaporation est donc relativement faible dans les zones d'upwelling et de l'ordre de 1 mm/jour, ce qui correspond au transfert de 60 cal/cm²/jour environ. Elle sera évidemment d'autant plus faible que l'upwelling sera plus intense.

3.3. FLUX DE CHALEUR SENSIBLE

Les mêmes inconvénients apparaissent pour le calcul du flux de chaleur sensible par conduction à l'interface. Ce transfert de chaleur est, d'après la formule aérodynamique globale, proportionnel au produit de la vitesse du vent par la différence de température de l'air et de l'eau de surface, les constantes étant différentes suivant le signe de cette différence. D'après la figure 10 représentant cette différence de température, on voit que, pendant toute la saison froide, ce transfert se fait au profit de l'océan. Cependant il reste assez faible (inférieur à 60 cal/cm²/jour) en raison de la forte stabilité de l'air due à la basse température de surface. On remarque que ce transfert est à peu près double quand on passe du nord au sud du Cap-Vert en période d'upwelling intense (mars à mai).

En saison chaude un très faible transfert de chaleur a lieu vers l'atmosphère et peut donc contribuer à la formation des mouvements conyectifs caractéristiques de l'ITCZ. En saison froide, les flux de chaleurs latentes et sensibles sont du même ordre de grandeur ; on a donc un rapport de Bowen voisin de l'unité. Ces flux étant dirigés en sens inverse, la somme de leur contribution au bilan global sera donc faible.

3.4. CONCLUSION

En tenant compte, en plus, du rayonnement infra-rouge thermique de l'océan - dont les variations annuelles sont plus faibles (entre 120 et 150 cal/cm²/jour -, on aboutit à un bilan dont nous nous contenterons de faire ressortir qualitativement les principaux aspects étant donné les incertitudes constatées sur les valeurs des termes importants comme le flux de chaleur latente.

Ce bilan est constamment positif. On a donc toute l'année une tendance au réchauffement de l'eau. Le refroidissement saisonnier ne peut donc être imputé qu'à des mouvements de masses d'eaux résultant de l'advection horizontale et des upwellings locaux. De même, toute formation de thermocline profonde par des processus de convection dus à des périodes de refroidissements prolongés est à exclure et ne peut être attribuée qu'à des remplacements de masse d'eau, des phénomènes de mélange par diffusion turbulente en surface et éventuellement une convection d'origine haline due à l'accroissement de la salinité sous l'effet de l'évaporation.

Il est maximum en période d'upwelling intense (mars à mai) où il atteint $300 \text{ cal/cm}^2/\text{jour}$. C'est à cette saison que s'observent les plus forts gradients de températures entre zones d'upwelling et zones côtières à circulation faible.

Il est bimodal. Le premier minimum a lieu en été (hivernage) en raison de la diminution de la radiation incidente (forte nébulosité) et de l'augmentation du flux de chaleur latente dû à la température élevée de la mer. Le second minimum plus prononcé a lieu en décembre-janvier où le bilan est presque nul pour des causes analogues, l'importance du flux de chaleur latente à cette époque étant due à l'arrivée en mer de masses d'air sec continental.

La meilleure estimation globale du bilan thermique semble être celle de HASTENRATH et LAMB (1978) dont les chiffres concordent assez bien avec les calculs que nous avons pu effectuer à partir de quelques mesures épar- ses. A toutes fins utiles nous reproduisons ici les chiffres interpolés dans leur Atlas et exprimés en watt/m^2 ($1 \text{ W/m}^2 = 2 \text{ cal/cm}^2/\text{jour}$).

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Gain net	60	120	160	160	140	100	50	40	70	60	40	10

4 . D Y N A M I Q U E E T C I R C U L A T I O N

4.1 SITUATION GENERALE

Les grands traits de la circulation océanique de la zone tropicale sont suffisamment connus pour ne pas avoir à être reproduits ici. A la latitude du Sénégal, deux grandes circulations superficielles existent au large : le courant nord équatorial qui transporte vers l'ouest des eaux froides du courant des Canaries et le contre-courant équatorial qui transporte vers l'est les eaux chaudes et salées formées sur le bord sud du tourbillon nord-atlantique. Les deux systèmes sont séparés par une zone de divergence qui se traduit par la formation d'une crête au niveau de la thermocline (fig. 11). Ce système subit des oscillations saisonnières de position et d'intensité, la crête oscillant en moyenne de 7°N en hiver à 14°N en été dans l'est-atlantique.

A la côte, cette circulation zonale se transforme en circulation méridienne sur le plateau continental. On a alternativement au cours de l'année une période de courants sud associée à des eaux froides, de novembre à mai, et une période de courants nord beaucoup moins stables, de juin à août, transportant des eaux chaudes. Septembre et octobre se caractérisent par une anomalie dont nous reparlerons plus loin.

Le courant froid venant du nord est encore souvent appelé courant des Canaries. ROSSIGNOL (1963) avait déjà signalé l'impropriété de cette terminologie qui tendrait à suggérer que des masses d'eau s'écoulaient uniformément le long de la côte ouest-africaine. En effet, l'analyse des caractéristiques des masses d'eau de surface indique sans équivoque qu'elles sont constamment renouvelées du fait des processus d'upwelling côtier par les eaux sous-jacentes qui, au niveau du Sénégal, sont constituées par les eaux centrales sud-atlantiques, totalement absentes au-delà de 25°N. Il semble donc préférable, dans ce cas, de parler de courant côtier, lequel est séparé du grand courant océanique nord-atlantique par une zone de courants assez instables qui font d'ailleurs fréquemment remonter des eaux chaudes vers le nord ainsi que le révèlent les photos prises par satellites. A la latitude du Cap-Vert les calculs géostrophiques effectués par J.J. WAGNER (non publié) confirment, par ailleurs, qu'une circulation océanique stable portant au sud n'existe qu'au-delà de 19°W. Le courant sud qui apparaît au changement de saison transporte des eaux dont les caractéristiques T-S permettent de le rattacher sans ambiguïté au contre-courant équatorial. Il s'agit donc d'une branche de ce courant qui s'incurve vers le nord en période de mousson, l'autre partie continuant à s'écouler vers l'est où elle forme le courant de Guinée.

La dynamique de ces courants est largement soumise à des influences extérieures à la zone du plateau continental sénégalais. Localement cependant, la direction de la côte, la topographie du plateau continental et les fluctuations du régime des vents créent d'importantes modifications spatiales et temporelles de cette circulation. D'autre part, dans les zones côtières, l'importance du bilan thermique et la proximité de zones à fort excédent pluviométrique créent un ensemble de circulations thermo-halines non négligeables.

Aussi est-ce pour tenter d'évaluer l'importance de ces divers facteurs qu'un programme de mesures courantométriques a été mis en place à partir de 1975, dont nous allons décrire les principaux résultats.

4.2. NIVEAU MOYEN ET COMPOSANTE BAROTROPE

Le niveau moyen est mesuré au port de Dakar et nous reproduisons en figure 12 les résultats des moyennes mensuelles pour la période 1958-1965, ainsi que le niveau moyen dynamique, c'est-à-dire corrigé des variations de la pression barométrique au sol. Le zéro est celui de l'échelle du port. Nous y avons superposé la composante des tensions de vents parallèle à la côte (nord-sud en l'occurrence) afin de vérifier la qualité de l'ajustement de ces deux courbes qui, d'après la théorie d'EKMANN, devraient coïncider si le milieu océanique était délivré de toutes les causes externes et soumis uniquement aux influences locales.

On voit que le niveau moyen subit une variation annuelle de 16 cm en moyenne. Il est bien minimum en période d'alizés et plus élevé en période de mousson. Cependant, bien que les deux courbes aient la même allure générale, des différences notables et des déphasages apparaissent. Le niveau n'est pas minimum pendant la pointe de la période d'alizés correspondant au maximum d'upwelling. Il commence à diminuer avant la reprise des alizés, situation d'autant plus paradoxale que les mois de septembre-octobre correspondent à la période de minimum de salinité des eaux de surface sur la côte sud, c'est-à-dire à la plus grande extension du coin d'eau dessalée qui devrait contribuer à une surélévation du niveau moyen. La situation s'inverse en novembre-décembre. En fait DONIOL (1956) avait déjà remarqué que le meilleur ajustement avait lieu avec la densité de la colonne d'eau,

ce qui suggère que l'équilibre géostrophique prévaut sur le courant de dérive local. L'anomalie de septembre correspond alors à une remontée de la thermocline par ajustement barocline. Elle pourrait donc être accompagnée d'une renverse générale des courants de surface, ce que confirment les résultats d'autres mesures dont nous ferons état par la suite.

Notons par ailleurs que les fluctuations à long terme du niveau moyen ne semblent pas mieux corrélées aux variations de vent ainsi qu'on peut le constater sur la figure 13 qui représente les variations simultanées de vent, de niveau moyen et de température de surface pour la période 1958-1965. Une telle constatation avait déjà été faite pour les températures de surface (REBERT, 1978). Il y a donc tout lieu de croire que d'importantes variations interannuelles de circulation se produisent devant le Sénégal, (sans que nous disposions malheureusement de mesures directes pour étayer cette hypothèse), qui ne seront que très faiblement reliées aux conditions météorologiques locales, ce qui est d'ailleurs également le cas pour les fluctuations à courte période (voir plus loin).

4.3. LES COURANTS DE SURFACE

Les instructions nautiques font état d'une forte variabilité des courants de surface devant le Sénégal, associée à une variation saisonnière bien marquée, due à la succession des deux grands courants océaniques évoqués précédemment. Afin d'étudier les différents termes de cette variabilité, un programme d'étude des courants a été mis sur pied à partir de 1975, comprenant aussi bien des mouillages que des radiales et des campagnes de couverture. Pour des raisons matérielles, principalement dues aux moyens navigants utilisés, tous les aspects de la circulation n'ont pas pu être étudiés. En particulier, après quelques essais infructueux, la zone située au nord du Cap-Vert n'a plus fait l'objet d'investigation. D'autre part, dans la partie sud, le programme d'étude de la radiale 14°N, commencé en janvier 1977, a été interrompu à partir de juillet. Pour les courants de surface nous ne disposons donc, en réalité, de résultats que sur le Petite Côte en période de saison froide, ce qui n'est cependant pas négligeable puisqu'il s'agit de la saison la plus productive.

4.3.1. Le champ des courants de surface en période d'upwelling fort

Les mesures de courants ont été réalisées en mars 1974 (Arch. CRODT, 4) pendant une période où les vents ont soufflé assez régulièrement du nord avec une vitesse moyenne de 7 m/s environ, sur toute la zone. La figure 14 représente les courants mesurés à 5 m (la campagne a duré 8 jours et une seule mesure était effectuée à chaque niveau au courantomètre EKMAN), ainsi que les isothermes de surface.

L'observation de cette figure permet de délimiter les traits les plus caractéristiques de la circulation superficielle en période d'upwelling. On notera la grande divergence des courants au niveau des bords ouest du Cap-Vert (pointe des Almadies) suivie par un "jet" au niveau du talus continental qui atteint des vitesses de 75 m/s. Ce "jet" se poursuit jusque vers 14°N et sa composante, dirigée vers la terre, crée une convergence des eaux au niveau du talus, entraînant un resserrement des isothermes. Les caractéristiques de ce "jet" sont en bon accord avec les résultats de modèles de simulation numérique qui ont été utilisés devant les côtes de l'Orégon (PEFFLEY et al., 1976) et il serait donc dû à la remontée des isobathes dans le sens nord-sud ainsi qu'à l'avancée de la côte vers le large au niveau du Cap-Vert, le premier effet étant d'ailleurs plus important.

Au sud de 14°N, l'influence du Cap-Vert s'estompe et on se trouve dans une zone de courants assez réguliers de l'ordre de 30 cm/s. La divergence des courants de surface est manifeste et se produit entre les fonds de 20 m et 50 m. Elle trahit en surface les mouvements d'upwelling par un minimum thermique dont la coïncidence avec cette zone de divergence est remarquable. On notera donc l'existence de deux cellules de circulation transversale dont l'une transporte vers la côte les eaux d'upwelling qui subissent un réchauffement très rapide sur les petits fonds.

4.3.2. Variations des courants de surface en saison froide

Les courants de surface ont été mesurés sur la radiale 14°N entre 17°W et 17°40'W au cours de l'année 1977. Six campagnes ont eu lieu, comportant chacune six stations, où des mesures de trois minutes environ étaient faites à plusieurs niveaux au courantomètre ANDERAA.

La figure 15 représente les variations spatio-temporelles de la composante nord-sud des courants de surface, c'est-à-dire parallèle à la côte à cet endroit, mesurés avec une drogue de surface. Les points représentent la grille d'échantillonnage. Le tracé continu des isobathes est évidemment arbitraire car l'échantillonnage - ainsi qu'on le verra plus loin - est tout à fait insuffisant pour rendre compte des très importantes fluctuations, à court terme, des courants. Il a cependant l'avantage de rendre compte des traits dominants de la circulation;

On constate en effet que, dans l'ensemble, les courants sont faibles, de l'ordre de 20 cm/s en moyenne. Ils atteignent leur maximum d'intensité en avril-mai, période où en 1977 les vents ont été les plus intenses. La veine de courant maximum oscille entre les isobathes 100 et 20 m. Les traits les plus frappants sont les deux circulations vers le nord qui entourent cette zone centrale de courants sud. On retrouve bien à l'extérieur du plateau continental une zone de courants très faibles portant au nord, qui corrobore les résultats des calculs géostrophiques effectués par ailleurs. De même, sur les petits fonds, un contre-courant faible avec le nord existe lorsque les vents sont faibles, contre-courant dû aux caractéristiques thermo-halines de la couche de surface en zone côtière. La dernière série d'observations réalisée en juin indique que le processus de remontée des eaux chaudes a débuté (aux stations côtières du Cap-Vert, le passage du front thermique se situe vers le 14 juin). Les deux circulations, côtière et océanique, tendent alors à se rejoindre et il ne subsiste plus qu'un mince courant sud au milieu du plateau continental.

4.4. TRANSPORT D'EKMAN

Pour estimer l'importance du courant de dérive dû au vent dans le transport des eaux de surface vers le large donc des mouvements d'upwelling, le transport d'EKMAN a été calculé le long des côtes du Sénégal-Mauritanie à partir des données de vent observées aux cinq stations météorologiques côtières dont la position est indiquée sur la figure 16.

Le transport d'EKMAN, perpendiculaire à la côte, donc le flux de compensation vertical entraînant des eaux profondes dans la couche euphotique, est donnée par la relation :

$$M_y = \frac{\tau}{f}$$

où $f = 2 \omega \sin \varphi$ est le facteur de Coriolis, τ étant la composante de la tension de vent parallèle à la côte, et de la forme $\tau = \rho \cdot C_v \cdot v_y$ où ρ est la densité de l'air, v_y étant la composante de la vitesse du vent parallèle à la côte. C_v a été choisi constant et égal à $1,25 \cdot 10^{-3}$ afin de rendre ce transport comparable à celui qui a été calculé par d'autres auteurs. Bien que l'expression simple de ce transport résulte d'un modèle très idéalisé en régime permanent, HALPERN (1977) a montré qu'il est en assez bon accord avec les fluctuations à court terme du transport vers le large déduit des mesures directes de courants dans l'upwelling de Mauritanie.

Dans notre cas, la direction de la côte a été idéalisée par des lignes droites, représentées en figure 16, qui suivent à peu près le profil de l'isobathe 50 m. Le vent était interpolé linéairement entre stations consécutives pour les distances élevées. Les données de vent utilisées sont des moyennes mensuelles couvrant la période 1967-1973. Notons que ceci conduit à une estimation biaisée et minimum de l'upwelling, puisque tous les termes de variance intra-mensuelle et interannuelle sont annulés par cette moyenne. D'autre part, les valeurs utilisées au niveau du cap Roxo, basées sur les vents mesurés à Ziguinchor, donnent lieu dans cette zone à une sous-estimation manifeste du transport d'EKMAN si on se reporte aux considérations sur la représentativité de cette station exposées au premier chapitre.

Les variations annuelles du transport d'EKMAN sont représentées sur la figure 16 du cap Blanc à cap Roxo. Les valeurs sont exprimées en m^3/s pour 10 m de côte.

L'intérêt d'un tel calcul est de tenter de quantifier les variations géographiques et temporelles le long de la côte du Sénégal. La zone d'upwelling la plus intense et la plus longue est située au sud du Cap-Vert. L'upwelling maximum a lieu en mars-avril et son intensité est environ la moitié de celui de l'upwelling mauritanien qui culmine au nord du cap Blanc en mai-juin. Sur la côte nord, l'upwelling est plus faible avec même un minimum secondaire en décembre devant Saint-Louis, et la presqu'île du Cap-Vert crée pratiquement toute l'année une zone de convergence inhibant l'upwelling. De juillet à septembre, les vents côtiers tendent à créer une accumulation d'eau à la côte mais on voit que leur action est très faible comparée au processus inverse de remontée d'eau.

Ces résultats concordent assez bien dans l'ensemble avec ceux de WOOSTER *et al.* (1976) qui ont étudié le cycle saisonnier de l'upwelling à partir d'un fichier de données de vents mesurés en mer. Il est donc vraisemblable que certaines des stations côtières, et en particulier celle de Dakar, peuvent fournir des indices valables sur les fluctuations interannuelles du vent donc de l'upwelling, dans la mesure où elles ne subissent pas de modifications d'installations de mesures. Ces fluctuations interannuelles sont d'ailleurs très élevées puisque, d'après les vents mesurés à Dakar-Yoff, l'upwelling côtier aurait augmenté de plus de 50 % entre 1967 et 1972. Notons, par ailleurs, que la valeur moyenne annuelle de ce transport d'EKMAN est de $4,4 m^3/s$ pour 10 mètres de côte pour la zone d'upwelling maximum de la Petite Côte. Si cet upwelling entraîne, dans la couche euphotique, des eaux froides à partir d'une profondeur de 70 à 100 m, eaux dont la teneur en phosphore moyenne est de $1,5 \mu atg/l$, ceci correspond à un flux de sels nutritifs de 0,7 millions de tonnes de phosphore par an par kilomètre de côte. Ce chiffre n'est pas fourni pour permettre une évaluation de la production primaire (calculable d'après le rapport moyen C/P des cellules phytoplanctoniques), qui dépend de l'utilisation qui est réellement faite de ces sels nutritifs, mais pour indiquer que l'upwelling peut être considéré de très loin comme la principale source d'enrichissement des eaux et que, contrairement à d'autres zones de la côte ouest-

africaine, les apports de sels nutritifs par d'autres sources, fluviatibles ou éoliennes, peuvent être considérés comme secondaires. A titre de comparaison, le débit solide annuel du fleuve Sénégal en mer serait, d'après DOMAIN (1977), de l'ordre de 1 million de tonnes de matière en suspension, dont seule une partie très faible (et non mesurée) est constituée d'éléments nutritifs.

4.5. STRUCTURE DES COURANTS ET CIRCULATION MOYENNE

Dans ce domaine également il existe une grande disproportion entre le nombre de données dont nous disposons pour les zones situées de part et d'autre du Cap-Vert.

Elles sont cependant suffisantes pour mettre en évidence certaines différences fondamentales entre les circulations côtières dans ces deux zones, qu'il serait utile de préciser par la suite.

4.5.1. Les courants au nord du Cap-Vert

Pour évaluer la structure verticale de ces courants, la meilleure série de mesures reste pour l'instant celle qui a été réalisée par le Météor devant Saint-Louis en mars 1933 et qui a été étudiée par TOMCZAK (1970). La figure 17 représente la coupe verticale de l'évolution de la composante nord-sud de ces courants au cours des trois jours de mesures réalisées en saison froide, avec les vents du nord de force 3 à 5 Beaufort, sur le rebord du talus continental (fond de 103 m). Ils font apparaître la très faible épaisseur du courant de surface portant au sud, qui ne dépasse pas 20 m en moyenne. Le transport moyen est en fait dirigé vers le nord. Le courant sud en surface semble correspondre à un courant de dérive pur, dû au vent, d'après la forme de la spirale d'EKMAN observée sur le courant moyen (fig. 17 bis). Le courant profond serait caractérisé par un noyau de haute vitesse longeant le talus continental, d'après une série de mesures réalisée par ailleurs en novembre 1973 (Arch. CRODT, 3). Il est difficile, étant donné l'insuffisance des mesures et la multiplicité des modèles proposés, de formuler une hypothèse sur l'origine et le mécanisme de ce contre-courant. Il n'est pas impossible cependant, vu le profil particulier de la côte, qu'il corresponde à une composante barotrope due à la convergence des eaux de surface au niveau du Cap-Vert.

4.5.2. Courant au sud du Cap-Vert

Pour illustrer la différence de structure des courants dans cette zone en saison froide par rapport à celle observée sur la côte nord, nous présentons en figure 18 la coupe verticale de la composante nord-sud des courants mesurés sur la radiale 14°N au cours de la campagne de 1974 dont les courants de surface ont été décrits précédemment. Ici, aucun contre-courant profond n'apparaît et le courant décroît régulièrement de la surface jusqu'au fond. Une faible circulation profonde vers le nord existe à l'extérieur du plateau continental.

La situation est évidemment loin d'être toujours aussi nette. Au cours du programme d'étude de la radiale 14°N (non publié), on a pu remarquer que cette circulation vers le nord envahit plus ou moins le plateau continental. Cependant on n'observe jamais de noyau de contre-courant sur le plateau, ni même sur le talus continental, et il suffit que les vents soufflent assez régulièrement vers le sud avec une vitesse moyenne dépassant 5 m/s pour que les courants portent au sud sur une épaisseur dépassant 50 mètres. La spi-

rale d'EKMAN est, par contre, très malaisée à définir et la rotation des courants, dans la couche de surface est très souvent incohérente et généralement limitée aux dix premiers mètres.

Afin de comparer les caractéristiques des circulations superficielles et profondes en saison froide et en saison chaude, deux séries d'observations de 3 et 4 jours ont été réalisées à peu près au même point situé sur la radiale 14°N sur les fonds de 45 à 55 m, c'est-à-dire au centre de la zone d'upwelling. Nous avons choisi de reproduire en figure 19 les résultats de ces mesures sous la forme des hodographes intégrés tracés à la même échelle.

Les traits dominants de la circulation apparaissent ainsi avec une grande clarté.

En saison froide les courants ont été mesurés en mars 1976 (Arch. CRODT 36). On se trouvait alors en situation d'upwelling typique avec des vents de 5 à 6 m/s et des eaux faiblement stratifiées. Le courant à 10 m à peu près parallèle à la côte, de vitesse moyenne 0,7 noeud, peut correspondre à la composante barotrope du courant élémentaire d'EKMAN. Le courant de fond, nettement plus faible et dirigé vers la côte, est le courant de compensation du transport d'EKMAN dirigé vers le large en surface.

L'expérience en saison chaude a été réalisée en septembre 1975. A cette époque, les eaux étaient fortement stratifiées. Une couche de surface, bien mélangée, de température 27°C et d'épaisseur 20 à 30 m, était suivie d'une thermocline marquée, la température à 50 m n'étant plus que de 18°C en moyenne. Les deux niveaux de mesures choisis correspondaient donc en gros au sommet et à la base de la thermocline. Les vents étaient faibles et irréguliers, en majorité de secteur ouest. Pour les courants, la situation est totalement inversée. Le transport moyen a lieu vers le nord dans les deux couches. Les vitesses moyennes sont de 0,5 noeud dans la couche de surface, et elles sont presque aussi élevées au fond. Le courant de fond est dirigé vers le large. Cette structure est donc également très proche de celle du courant élémentaire d'EKMAN et correspond bien à un courant de pente avec accumulation d'eau à la côte. La présence d'une thermocline bien marquée ne semble pas créer de composante barocline. Les oscillations de plus longue période, relevées sur l'hodographe, peuvent correspondre à des oscillations d'inertie (la période d'inertie étant de 49 h à cette latitude). Elles se traduisent d'ailleurs par une oscillation de la thermocline de même période.

4.6. CIRCULATION VERTICALE ET TRANSVERSALE

Le transport vertical des eaux profondes vers la surface en période d'upwelling est le paramètre fondamental pour l'estimation de la productivité des régions côtières. Bien qu'il puisse être globalement estimé par la valeur du transport d'EKMAN dans la couche de surface, cette dernière quantité ne renseigne ni sur la répartition spatiale des vitesses verticales, ni sur la profondeur d'origine des eaux qui sont transportées en surface.

La mesure directe des vitesses verticales est extrêmement délicate, étant donné la faiblesse de leur valeur par rapport aux courants horizontaux. C'est pourquoi ces vitesses sont en général calculées par un ensemble de méthodes indirectes assez variées auxquelles nous avons fait appel dans le cas présent, c'est-à-dire : la migration des isothermes en régime transitoire, la pente des isopycnes en régime permanent, le transfert des propriétés conservatives (température-salinité) et l'équation de continuité bi-dimensionnelle (c'est-à-dire en négligeant le gradient longitudinal de

de vitesse) lorsqu'on dispose de coupes de courants horizontaux.

Aucune de ces méthodes n'est vraiment satisfaisante. En particulier l'examen des températures de surface en zone d'upwelling conduirait à une valeur systématiquement sous-estimée de la profondeur d'origine des eaux en raison de l'échauffement que subissent ces eaux au cours de leur remontée du fait de l'importance du bilan thermique. C'est pourquoi le schéma que nous proposons en figure 20 est purement qualitatif et très hypothétique. Il demandera donc à être vérifié par des mesures ultérieures. Ajoutons qu'il est en outre fortement inspiré par les considérations sur le rôle de la topographie du plateau continental dans la physiologie des cellules d'upwelling, tel qu'il a été avancé en particulier par A. HUYER (1976) dans la comparaison entre l'upwelling des côtes d'Afrique et de l'Orégon.

La comparaison des régimes d'upwelling sur la côte nord et sur la côte sud est basée sur des coupes perpendiculaires à la côte et réalisées vers 15°30'N et 14°00'N, c'est-à-dire dans des zones où la côte est à peu près rectiligne et où l'on peut donc espérer s'affranchir au maximum des effets d'upwelling dynamique dus à la courbure des lignes de courant. On admettra donc que, dans ces secteurs, l'upwelling est principalement dû au vent. La principale différence entre ces deux zones est que le maximum de divergence en surface a lieu beaucoup plus près de la côte au nord qu'au sud du Cap-Vert. Dans cette dernière zone, il apparaît deux cellules de circulations dont l'une est dirigée vers la côte, en gros à partir des fonds de 20 m ; l'autre converge avec les eaux larges au niveau du talus continental. Au nord, une seule cellule existe et le minimum de température est atteint en surface immédiatement à la côte.

On notera le peu d'influence apparente de la direction des vents par rapport à la côte ; on devrait en effet aboutir au schéma inverse, la côte nord, beaucoup plus oblique par rapport aux vents dominants, étant en fait théoriquement moins favorable à un upwelling strictement côtier. On en déduira que la topographie du plateau d'upwelling, principe qui tend d'ailleurs à être admis actuellement.

Le transport vers le large est essentiellement confiné dans les 10 premiers mètres et le transport d'eaux profondes vers la côte se situe entre 50 m et 100 m, avec peut-être une profondeur d'origine systématiquement plus élevée au sud du Cap-Vert, ainsi que tend à le confirmer l'examen des températures et des salinités de surface. L'équilibre géostrophique du contre-courant profond tend à incliner les isothermes profondes vers le bas au niveau du talus continental au nord. Au sud du Cap-Vert ce contre-courant n'existe que hors du plateau continental et l'ensemble des isothermes remonte sur le talus.

En saison chaude on a théoriquement le processus inverse. Les vents d'ouest tendent à créer une accumulation d'eau à la côte, accumulation renforcée par la présence du coin d'eau dessalée résultant des apports fluviaux. La circulation transversale inverse vue au paragraphe précédent tend à enfoncer la thermocline vers la côte (les eaux sont alors fortement stratifiées). Cependant ce processus est très faible comparé au précédent et la pente des isothermes sur le plateau continental est quasiment indiscernable.

4.7. FLUCTUATIONS A COURTE PERIODE

4.7.1. Structure des fluctuations

Afin d'étudier les fluctuations à court terme des courants et leurs relations avec les vents locaux, des mesures ont été réalisées pendant une période de trois mois avec un courantographe ANDERAA immergé au niveau

16 mètres sur les fonds de 50 m de la radiale 14°N. Cette période couvrait la fin de saison froide et le début de la saison chaude (avril à juillet 1977). L'ensemble des enregistrements bruts n'est pas présenté ici.

Une analyse numérique a été effectuée sur ces données par la technique de l'analyse spectrale en composantes rotatoires décrite par GONELIA (1972). Les spectres totaux, directs (anticlockwise) et inverses (clockwise) sont présentés en figure 21. Ils concernent la première période de mesure (avril-mai). La seconde (juin-juillet) donne des résultats analogues non représentés ici.

Ces spectres montrent une décroissance assez régulière de l'énergie en fonction de la fréquence, à peu près linéaire en coordonnées bilogarithmiques. La pente de cette droite est voisine de $-5/3$, qui est la pente caractéristique de la loi de KOLMOGOROFF. Cependant il s'agit là vraisemblablement d'une coïncidence car on se trouve dans un domaine de fréquence très éloigné de celui qui caractérise le domaine inertiel où peut s'appliquer une telle loi. La pente est aussi peu différente de -2 , qui est celle des spectres d'un phénomène autorégressif du premier ordre, ce qui semble plus conforme à la nature de ces mouvements. Le seul pic caractéristique est celui de la marée semi-diurne, à peu près également réparti dans les deux sens de rotation circulaire. Pour les autres fréquences auxquelles on aurait pu s'attendre à voir apparaître des pics, c'est-à-dire la fréquence d'inertie et la variation diurne indiquée sur la figure 21, il n'apparaît rien de particulier, sauf un léger pic dans le sens cyclonique, pour la variation diurne. La variation diurne du courant est donc faible malgré la forte variation diurne du vent en mer. Ceci n'est pas étonnant si on se souvient qu'elle se produit localement à une fréquence double de la fréquence d'inertie ; la composante diurne de dérive doit donc, conformément à l'extension de la théorie d'EKMAN (GONELLA, 1972), avoir une amplitude très amortie. Sur la figure 22 sont représentés l'orientation moyenne des ellipses de vitesses, le coefficient rotatoire et la stabilité des ellipses. Ces paramètres permettent de dégager quelques traits intéressants. Rappelons que le coefficient rotatoire permet de définir à la fois le sens de rotation des ellipses (positif les ellipses sont décrites dans le sens anticyclonique et vice-versa) et leur aplatissement (si le coefficient est nul, on a un mouvement linéaire et, s'il est égal à 1, une rotation circulaire).

On remarque ainsi que les fluctuations à longue période des courants (supérieure à un jour) sont principalement orientées longitudinalement et de type anticyclonique. Les fluctuations à plus courte période et principalement autour de la période de marée semi-diurne tendent à être orientées transversalement, c'est-à-dire perpendiculairement à la côte, et faiblement cycloniques. La stabilité de l'ellipse de marée est forte (0,95). La variation diurne, quoique faible, est dirigée à peu près nord-sud (axe à 160° environ), sa stabilité est significative et elle semble légèrement cyclonique. Dans l'ensemble les fluctuations de courants décrivent des ellipses très aplaties, le coefficient rotatoire étant pratiquement toujours inférieur à 0,5.

4.7.2. Relations vents-courants-températures

Nous avons utilisé la série de mesures dont les spectres viennent d'être étudiés pour analyser les relations pouvant exister entre les vents locaux et les vitesses des courants. En l'absence de mesure directe des vents au site de mesure des courants, nous avons utilisé les mesures de vents effectuées à la station météorologique de Dakar-Yoff pendant la même période. Pour éliminer l'influence de la variation diurne des vents et des courants de marée, ces données ont été moyennées sur 24 heures pour les

vents et 25 heures pour les courants. Les courants ayant été mesurés à une profondeur de 16 m (sur la radiale 14°N), on a supposé que la circulation à ce niveau était principalement barotrope, c'est-à-dire située hors de la zone de la spirale d'EKMAN ; les courants moyens à ce niveau sont d'ailleurs parfaitement méridiens, c'est-à-dire parallèles à la direction de la côte. On a donc comparé (fig. 23) les variations des courants nord-sud longitudinaux à la composante méridienne des tensions de vent dont l'indice est représenté par le carré de la composante nord-sud des vents.

Il apparaît ainsi qu'au cours de la période de mesures, les vents aussi bien que les courants, ont subi une modification générale analogue dans le sens d'un affaiblissement des vitesses, qu'on peut représenter par la droite de tendance qui a été calculée à partir des 50 moyennes journalières. Cependant les courants sud ont diminué de 19 cm/s en moyenne en 50 jours et les vents, de 0,7 m/s, pendant la même période. Ceci conduirait à un coefficient d'entraînement beaucoup trop élevé dans la relation entre la vitesse des courants et les tensions de vents. On remarque d'ailleurs que fin mai les courants sont dirigés vers le nord alors que le vent souffle toujours vers le sud. On en déduit que les variations, à long terme, des courants en période d'upwelling sur le plateau continental sénégalais ne sont pas reliées au vent local.

Afin de voir s'il en est de même pour les fluctuations rapides, les deux séries précédentes ont été filtrées de la tendance linéaire et un calcul de corrélation croisée a été effectué sur ces deux séries ainsi que sur celles des vents nord-sud et des températures moyennes quotidiennes à 16 m, elles aussi débarrassées de leur tendance (fig. 23). Les résultats de ces analyses mettent en évidence plusieurs faits intéressants illustrés en figure 24.

Il existe une corrélation entre les vents et les courants méridiens. L'action du vent sur les courants est quasi instantanée puisque le meilleur coefficient de corrélation correspond à des décalages de moins de un jour. Cette corrélation est cependant faible et les vents locaux expliqueraient moins de 20 % de la variance à court terme des courants. Signalons que la pente de la droite de régression, entre les fluctuations instantanées de vent et de courant, indique que la vitesse des courants méridiens est égale à 5 % environ de la vitesse des vents.

Il existe une corrélation inverse entre les fluctuations de vents et de température avec un décalage de deux à trois jours. Ce décalage peut donc correspondre à la réponse barocline de l'océan et concorde bien avec les résultats de SPETH et al. (1978) qui ont trouvé un délai de 2,5 jours pour la réponse thermique à des variations de pressions le long de la côte ouest-africaine.

Beaucoup plus curieux, et tout aussi intéressants, sont les deux pics de corrélation plus importants observés pour des décalages négatifs, ce qui signifierait que les vents répondent en sens inverse des courants après un délai de quatre jours et dans le même sens que les variations de température après un délai de deux jours. Il s'agit peut-être là d'un processus de rétroaction dans le système couplé océan-atmosphère, qu'on peut attribuer par exemple aux modifications du champ de pression local créées par les variations de température de surface de la mer. Dans ce cas précis la rétroaction serait négative et conduirait donc à une position d'équilibre stable de l'upwelling (phénomène de régulation) autour de laquelle peuvent se produire des oscillations de période caractéristiques et égales au double du décalage temporel entre les deux pics inversés de corrélation (GREENHUT, 1978). Dans le cas du Sénégal, les oscillations de ce système couplé vents-courants-températures de surface autour de leur valeur moyenne auraient pour période propre 8 à 10 jours. On ne peut manquer d'être

frappé par l'adéquation de ce chiffre aux fameuses "périodes typiques d'upwelling" de 10 jours dont font état de nombreux auteurs sur l'upwelling de Mauritanie (HUYER, 1976). Il reste cependant à démontrer que le couplage dans le sens océan-atmosphère peut réellement exister dans cette zone de fréquence.

En fait, une analyse spectrale effectuée sur les vents à Dakar-Yoff sur une période de six ans ne fait pas vraiment ressortir ce phénomène. Il n'apparaît aucun pic d'énergie particulier entre 8 et 10 jours, mais les vents présentent, pour ces périodes, une forte polarisation cyclonique. Il est tout à fait possible, qu'en raison de la très mauvaise stationarité des données utilisées dans cette étude, ces corrélations soient fortement biaisées (le niveau de signification 95 % indiqué sur la figure 24 n'est en réalité significatif que pour deux séries aléatoires non autocorrélées ce qui est loin d'être le cas). Il ne reste donc qu'à formuler le souhait que des études plus fines soient entreprises pour confirmer ou infirmer la réalité de ce phénomène.

4.8. LES COURANTS DE MAREE

Les courants de marée semi-diurne ont été étudiés par TOMCZAK (1970) devant Saint-Louis et par nous-mêmes (Arch. CRODT, 3, 30 et 36) au sud du Cap-Vert. L'analyse spectrale réalisée ici confirme les résultats déjà trouvés auparavant.

Les courants de marée sont faibles. Leur vitesse moyenne maximum est de l'ordre de 10 cm/s. Ils décrivent une ellipse très aplatie dans le sens cyclonique, le grand axe de l'ellipse étant orienté est-ouest. Ce résultat est d'ailleurs assez surprenant, l'onde de marée M_2 se propageant normalement du sud au nord le long de la côte ouest-africaine. Conséquence pratique intéressante : les courants de marée sont presque négligeables sur la composante méridienne des courants ce qui peut permettre une estimation du transport longitudinal au moyen d'un nombre réduit de mesures. La composante est-ouest des courants de marée, d'après une étude rapide de l'enregistrement d'avril-mai 1977, varie de ± 5 cm/s en période de morte-eau à ± 16 cm/s en période de vive-eau. Tous ces résultats ne sont cependant valables que pour une zone moyenne centrée sur les fonds de 50 m, à 14°N . La décroissance des courants de marée avec la profondeur, manifeste dans la partie nord (TOMCZAK, 1970), n'a pas été étudiée dans la zone sud.

Les courants de marée horizontaux sont accompagnés d'une marée interne. Celle-ci est mise en évidence en figure 25 qui a été obtenue par filtrage numérique passe-bande (double filtre hanning centré sur 12 h 30) de la profondeur des isothermes résultant d'observations horaires au bathythermographe pendant la période de 4 jours de mesures de septembre 1975 (Arch. CRODT, 30). La figure 25 permet d'estimer la variation de profondeur de la thermocline (environ 10 mètres), le déphasage par rapport aux heures de pleine et de basse mer à Dakar (marnage moyen 1,1 m), ainsi que le déphasage vertical de l'onde de marée entre les couches de surface et de fond qui est de l'ordre de deux à trois heures. En moyenne la marée interne est déphasée de 30° par rapport à la marée de surface, c'est-à-dire que la marée "haute" interne a lieu à la mi-marée, postérieure à la marée haute de surface.

4.9. CIRCULATION PROFONDE

Aucune mesure directe de courant n'a été réalisée sur le talus conti-

mental ou au-delà. La circulation ne peut donc être déduite que des mesures hydrologiques. Les calculs géostrophiques de WAGNER (non publié) indiquent une faible circulation vers le nord. Une autre façon d'obtenir au moins le sens de cette circulation consiste à utiliser les propriétés des masses d'eaux centrales sud-atlantiques et nord-atlantiques, qui sont caractérisées dans le plant T-S par deux droites. Nous avons défini ces deux droites par les critères suivants afin de simplifier les calculs : l'eau centrale sud-atlantique joint les deux points de coordonnées $T = 6^{\circ}\text{C}$, $S = 34,5 \text{ ‰}$ et $T = 18^{\circ}\text{C}$, $S = 35,85 \text{ ‰}$, l'eau centrale nord-atlantique ayant même pente et une salinité plus élevée de $0,5 \text{ ‰}$ à température égale. La proportion du mélange de ces eaux est estimée par le rapport des distances d'un point T-S quelconque à ces deux droites.

Les proportions de l'eau centrale sud-atlantique, en pourcentage dans le mélange des deux eaux sous la thermocline, sont indiquées en figure 26 qui représente une coupe verticale réalisée en août 1968 entre Dakar et les îles du Cap-Vert. Cette figure révèle l'existence probable d'une circulation profonde dirigée vers le nord entre la thermocline et la profondeur 300 m environ d'une part, la côte et le méridien 21°W d'autre part. Aux niveaux supérieurs proches de la côte, l'eau centrale sud-atlantique apparaît pure.

Les variations saisonnières de la circulation profonde, estimée par cette méthode, seront décrites au chapitre suivant.

4.10. LA CIRCULATION THERMO-HALINE

Dans les zones côtières, en plus des circulations dues au vent ou aux forces extérieures, deux processus distincts contribuent à créer des courants plus ou moins intenses vers le nord.

En saison froide et particulièrement sur la Petite Côte, l'existence d'un très fort gradient thermique, dû à l'échauffement des eaux accumulées à la côte par la convergence côtière, crée un courant de pente qui s'écoulera vers le nord dans une étroite bande côtière dès que les vents seront insuffisants pour maintenir l'équilibre du coin d'eau chaude. Ce processus a été décrit par YOSHIDA (1967) qui donne des vitesses de l'ordre de 10cm/s pour les courants qu'un tel processus peut induire. Ceci pourrait expliquer les contre-courants côtiers fréquemment observés au sud du Cap-Vert, mais nous verrons plus loin que l'extension d'un tel phénomène doit cependant être limitée.

Plus importante est la circulation thermo-haline due à la présence du coin d'eau dessalée en saison chaude. Le gradient pluviométrique méridien, très élevé devant le Sénégal, doit d'ailleurs créer une surélévation du niveau de la mer du nord vers le sud. Cependant le courant induit par une telle pente reste négligeable par rapport à celui que crée le bourrelet d'eau dessalée engendré à la côte, au sud du Sénégal, par les apports fluviaux de toute la zone à très forte pluviométrie constituée par les deux Guinées. Ce bourrelet crée une pente zonale à laquelle est associé un courant méridien, dirigé vers le nord, dont l'intensité est telle qu'il arrive à contrebalancer les effets du courant de dérive dû au vent au début de la saison d'upwelling dans toute la partie sud.

4.11. LES EFFETS DE CAP LE VORTEX DU CAP-VERT

Il est notoire qu'en période d'alizés forts (février à avril) la zone la plus froide du plateau continental est la baie de Gorée. Des températures

de surface de 14°C ont été mesurées au Wharf de Tiaroye et l'écart de température entre les parties sud et nord du Cap-Vert peut atteindre 4°C . Par ailleurs les fluctuations à courte période des températures de surface à cette saison ne sont pas cohérentes entre les deux côtés de la presqu'île et, pour ce qui est de la baie de Gorée, ne sont pas reliées à des fluctuations de mouvements d'upwelling tels qu'on peut les déduire de l'analyse des tensions de vent, ce que confirment les analyses spectrales réalisées par PORTOLANO (1982). De plus, il est fréquent qu'en fin de saison froide subsistent en baie de Gorée, pendant plusieurs jours, des eaux froides alors que l'ensemble du plateau continental est déjà recouvert d'une couche d'eau chaude.

Ceci nous a amené à formuler d'hypothèse que la baie de Gorée en saison froide pouvait être le siège d'un vortex divergent entraînant en surface des eaux froides par un processus différent de celui de l'entraînement des eaux de surface par le vent. Les nombreuses campagnes réalisées en 1976 dans le cadre de l'étude biochimique de la baie de Gorée (Arch. CRODT, 42) et une campagne de courantométrie en 1977, permettent de signaler les faits suivants, dont une partie a déjà été présentée et discutée par REBERT (1978).

Il semble exister en saison froide un vortex en baie de Gorée dont les dimensions sont définies par la géométrie de la baie. La vitesse moyenne de ce vortex, en dehors de la couche de surface, est de l'ordre de 10 cm/s . Ce vortex est cyclonique (une circulation vers le sud existe entre le cap Manuel et l'île de Gorée) mais ne semble pas en équilibre géostrophique (courant de gradient). En effet, il n'existe pas de dôme thermique au centre de la baie, les températures étant systématiquement minimum à la côte entre Tiaroye et le cap des Biches (fig. 27). Il est donc vraisemblable que le vortex résulte d'un équilibre entre les forces de frottement et le transfert de quantité de mouvement avec le "jet" de courant observé à l'ouest de la presqu'île. La répartition des températures, illustrée par la figure 27, peut donc s'interpréter comme résultant d'une superposition de ce mouvement cyclonique et d'un upwelling tout à fait côtier par petits fonds, l'eau initialement immobile à la côte étant progressivement défléchi vers la droite par le vent.

Une partie du refroidissement de la baie de Gorée peut-il s'interpréter alors comme résultant du régime de courants et de l'intensité de ce vortex ? Il semble bien que oui si on se sert de la série de mesures déjà traitée, réalisée en avril-mai 1977. Reprenant les données de composantes des vents mesurées à Yoff et des courants mesurés à 14°N durant cette période, si nous effectuons les corrélations croisées de ces deux paramètres avec les températures journalières mesurées à Tiaroye, les résultats illustrés par la figure 28 sont les suivants : il existe une corrélation instantanée positive entre les vents à Yoff et les températures en baie de Gorée, c'est-à-dire qu'une augmentation de la vitesse du vent entraîne un réchauffement de la baie de Gorée ce qui rejoint les conclusions de PORTOLANO (1981) sur la variabilité à courte période (moins de 6 jours). Il existe une corrélation inverse entre les fluctuations de courant sur le plateau continental sud et les températures en baie de Gorée, les meilleurs corrélations observées correspondant à un décalage de 3 à 4 jours (il est d'ailleurs possible que la corrélation aurait été meilleure si les courants avaient été mesurés directement au voisinage du Cap-Vert). Une telle relation peut-être interprétée physiquement de la façon suivante : un renforcement des courants au niveau du Cap-Vert créerait un refroidissement culminant au bout de quelques jours, soit par augmentation de la vitesse - donc de la divergence du vortex de la baie de Gorée - soit par augmentation du mélange turbulent entre les eaux de surface et les eaux

profondes, ou par une combinaison de ces deux mécanismes.

On peut se demander alors si, lorsque les courants sont dirigés vers le nord sur le plateau continental c'est-à-dire en début de saison chaude, un vortex ou tout au moins un refroidissement de surface ne peut pas être observé de l'autre côté de la presqu'île du Cap-Vert. Disons tout de suite qu'un tel phénomène n'a jamais été observé, les températures à la côte à Yoff restant toujours plus élevées ou égales à la température en baie de Gorée. Aucun dôme thermique n'a non plus été observé sur le plateau continental. En fait, il faut garder présent à l'esprit que les courants nord sont faibles et irréguliers, qu'aucune survitese n'a été, jusqu'à présent, observée au voisinage du Cap-Vert, et que l'épaisseur de la couche de surface et la forte stratification s'opposent évidemment aux transferts verticaux.

En résumé, il apparaît donc que, pour les fluctuations à courte période, une partie de la variabilité thermique en baie de Gorée peut être expliquée par les fluctuations de courant. Ce premier résultat ne dévoile qu'une partie de la complexité des mécanismes mis en jeu. En particulier les rapports entre les vitesses du "jet" du Cap-Vert et celles du courant moyen de la zone d'upwelling sud sont encore inconnus. Si l'on entend pousser l'étude expérimentale des cohérences vents-courants-températures sur des gammes de fréquence plus étendues, un programme de mesures simultanées de l'ensemble de ces paramètres est évidemment nécessaire.

5 . H Y D R O L O G I E

5.1. RAPPEL

D'après une classification des eaux proposées par BERRIT (1962) basée sur le découpage du plan T-S en quatre régions par les deux droites perpendiculaires $T = 24^{\circ}\text{C}$ et $S = 35 \text{ ‰}$, ROSSIGNOL (1973) distinguait trois saisons hydrologiques au cours de l'année : une saison froide, une saison d'eaux chaudes et salées (tropicales), une saison d'eaux chaudes et dessalées (ou guinéennes). La répartition de ces catégories d'eaux devant le Sénégal (fig. 29) peut aisément être mise en rapport avec les différents types de circulation horizontale et verticale décrites précédemment. Nous nous bornerons donc à préciser les caractéristiques de ces eaux et leur variabilité sur le plateau continental sénégalais.

5.2. LES MASSES D'EAU DE SURFACE

5.2.1. Les eaux froides

Elles apparaissent dès le mois d'octobre dans le nord, recouvrent la totalité du plateau continental à partir du mois de janvier en moyenne. Elles sont constituées en quasi-totalité d'eau centrale sud-atlantique qui remonte en surface par le mécanisme de l'upwelling côtier. Ses caractéristiques en surface sont cependant légèrement différentes de celles qu'elles ont en profondeur ainsi qu'on peut le constater sur la figure 30 qui représente les moyennes, pour les mois de mars, du couple T-S à la station côtière de Tiaroye de ces dix dernières années. On remarque que les salinités sont systématiquement inférieures à celle de la droite, à température égale. On peut donc parler, en surface, d'eau centrale dégénérée par un ensemble de processus qui sont, sur le plateau continental, les suivants :

Le réchauffement de l'eau au cours de sa remontée vers la surface : les points s'éloigneront d'autant plus de la droite que l'upwelling est plus faible, donc que la remontée est plus lente (l'écart croît avec la température). Ils s'en éloigneront d'autant plus que le bilan thermique est plus élevé (écart croissant de janvier à avril). Mentionnons pour mémoire les possibilités de diminution de la salinité de surface par condensation de l'humidité atmosphérique.

Au nord de Saint-Louis, La salinité augmente par mélange avec les eaux du large venant du nord par advection.

Entre Saint-Louis et le Cap-Vert les salinités de surface peuvent diminuer par mélange avec les eaux du fleuve Sénégal. Cet effet, qui dépend de l'importance de la crue du fleuve, était très perceptible autrefois, mais a tendu, au cours de la période étudiée, à devenir négligeable dès le mois de janvier en raison de la sécheresse.

Dans les zones très côtières de la Petite Côte, la salinité tend à diminuer par mélange avec les eaux du coin dessalé qui persiste jusqu'en avril devant la Guinée-Bissau. Les processus thermohalins de surface, que nous étudierons plus loin, tendent d'autre part à la modifier considérablement.

Mentionnons enfin, en zone côtière, les possibilités de résurgence d'eaux de la nappe phréatique, en particulier dans le secteur de Kayar.

La variabilité interannuelle de la salinité en saison froide demeure cependant faible par rapport à la variabilité thermique.

5.2.2. Les eaux tropicales

Elles apparaissent à la renverse de courant, vers le mois de mai, et sont transportées par la branche nord du contre-courant équatorial. Elles sont formées au sud du tourbillon nord-atlantique. Leurs caractéristiques varient entre leur date d'apparition sur le plateau continental et les mois consécutifs : leur température passe de 24°C à 27°C en deux mois environ. Leur salinité est, à l'origine, de 35,6 ‰ à 35,8 ‰. Sous l'effet de l'évaporation continue, elle augmente ensuite de façon quasi linéaire à partir du mois de mai avec une pente moyenne qui varie, suivant les années, entre 0,16 ‰ et 0,29 ‰ par mois autour du Cap-Vert et sur la Petite Côte, et de 0,35 ‰ à 0,70 ‰ dans la région de Saint-Louis. Cette augmentation se poursuit jusqu'à ce qu'apparaissent les eaux dessalées, phénomène qui se produit en général de façon brutale, mais qui dépend du début et de l'intensité de la saison des pluies. L'augmentation de salinité peut donc cesser dès le mois de juillet ou se poursuivre, comme cela est arrivé au Cap-Vert en 1972, jusqu'au mois de septembre. En valeur absolue elle tend à atteindre 36 ‰, le record étant pour l'instant détenu par l'année 1977, où la salinité a atteint 36,4 ‰ au mois d'août.

Au niveau de la station côtière de Saint-Louis, cette croissance de la salinité est arrêtée très brutalement par l'arrivée en mer de la première onde de crue, phénomène qui se reproduit de façon très régulière entre le 20 juillet et le 1er août.

5.2.3. Les eaux dessalées. - L'apparition, en surface, d'eau à salinité faible en saison chaude est évidemment liée à la forte pluviométrie de toute la zone de mousson à cette époque. On doit cependant distinguer plusieurs processus qui aboutissent à la création de couches d'eaux dont la structure haline est différente. On a relevé ainsi quatre origines différentes pour les eaux dessalées sur le plateau continental.

5.2.3.1. Les eaux du large. - Le contre-courant équatorial situé dans l'ITCZ est soumis à la pluviométrie de cette zone caractérisée par un gra-

dient nord-sud. Sa salinité doit donc diminuer progressivement dans son parcours vers l'est. Au niveau des côtes du Sénégal ces eaux se caractérisent par la présence d'une couche homogène de surface, la salinité étant constante jusqu'au niveau de la thermocline par diffusion turbulente. Elle est minimum en fin de période de mousson. Les salinités typiques observées sont de l'ordre de 35 ‰. Ce chiffre indique donc une diminution de 1 ‰ environ de la salinité ce qui correspondrait au mélange d'environ 900 mm de pluie sur une couche de 30 mètres d'épaisseur, un chiffre vraisemblable en l'absence de données précises sur la pluviométrie dans l'océan.

5.2.3.2. Les eaux de fleuve Sénégal. - On les perçoit en mer dès la fin juillet, mais le maximum de la crue se produit à l'embouchure fin octobre, les débits étant de l'ordre de 2 000 à 3 000 m³/s. Le flot principal est d'abord dirigé vers le nord sous l'effet des courants et de la rotation naturelle vers la droite d'un écoulement d'eau douce en mer dans l'hémisphère nord, puis vers le sud après la renverse des courants qui a lieu vers le mois de septembre. Son influence sur la Petite Côte n'est pas perceptible, mais on peut l'observer au large du Cap-Vert jusqu'en janvier, les années de crues exceptionnelles. Lorsque l'upwelling se met en place, la dérive des eaux de surface tend à entraîner la veine principale vers le large ainsi qu'on peut le constater sur la figure 31 représentant les salinités de surface en novembre 1967 (année de pluviométrie très excédentaire).

Le panache d'eau dessalée est caractérisée par une salinité croissant à partir de l'embouchure. Au niveau de Saint-Louis, la salinité peut être inférieure à 20 ‰. Cependant son épaisseur en mer reste très faible et l'influence des eaux du fleuve n'est, en général, perceptible que dans les dix premiers mètres.

Sur la Petite Côte, le fleuve Gambie a un régime hydrologique analogue à celui du Sénégal avec des débits qui sont, à peu près, deux fois moindres. L'influence de ses eaux en mer est peu discernable en dehors de la zone de l'estuaire. Le débit des deux autres fleuves côtiers, Saloum et Casamance, est négligeable.

5.2.3.3. Le coin d'eau dessalée guinéenne. - Il s'agit d'une masse plus ou moins homogène d'eau formée au sud du cap Roxo par les apports des nombreux fleuves côtiers de la Guinée-Bissau et de la Guinée où la pluviométrie atteint 4 mètres. Elle progresse vers le nord à cause du courant de pente créé par le bourrelet côtier dès le mois de juillet, le mouvement s'amplifiant à mesure qu'on s'avance dans la saison des pluies. Ces eaux peuvent atteindre des salinités très basses (< 30 ‰) mais en raison des particularités topographiques du plateau continental devant la Guinée-Bissau, qui est caractérisée par une vaste zone à faible profondeur, l'épaisseur de ce coin est, à l'origine, limitée à une profondeur de 20 mètres environ. Il est bien caractérisé à l'extrême sud du Sénégal comme en témoigne la figure 32 représentant une coupe verticale réalisée en face du cap Roxo en septembre 1969, où le front entre les eaux dessalées du coin et celles du large apparaît vers 17°20'W.

A cette saison, dans la partie sud du plateau continental, on peut donc avoir dans la couche de surface une double stratification en densité, à savoir une halocline vers 20 m et la thermocline vers 40 à 50 m. Cependant, au cours de sa progression vers le nord, le coin salé perd son individualité par mélange latéral et vertical avec les eaux du large. La situation la plus fréquente, au voisinage du Cap-Vert, est alors la présence d'une couche de surface à peu près homogène en température et dont la salinité augmente progressivement vers le bas. Le coin dessalé peut dépasser le Cap-Vert dès le mois de juillet en cas de mousson précoce, mais en général ce

phénomène ne se produit qu'au mois d'août. Dès le mois de septembre, la renverse des courants le rejette au sud du Cap-Vert où il s'incurve vers le large. Il régresse au sud du cap Roxo en novembre-décembre, mais demeure pratiquement en permanence au sud des Bissagos, prêt à envahir la zone côtière casamançaise à la moindre faiblesse du vent.

5.2.3.4. Les effets locaux.- Ce terme recouvre un ensemble de phénomènes côtiers tels que le ruissellement des eaux de pluies, l'infiltration des eaux de la nappe phréatique supérieure à travers le cordon dunaire, les apports par débordement des marigots qui crèvent la barre littorale formée en saison sèche. Ces effets locaux se traduisent par un gradient de salinité orienté perpendiculairement à la côte, les salinités à la cote étant systématiquement moins élevées qu'au large, d'une quantité évidemment très variable et fonction de la pluviométrie locale.

Les effets locaux sont prépondérants dans les variations interannuelles de salinités à la côte. Pour illustrer ce fait nous avons choisi de représenter en figure 33 les salinités moyennes observées en surface au cours du mois de septembre (qui correspond à la période de minimum de salinité) à des stations côtières, en relation avec la quantité totale des précipitations à Mbour depuis le début de la saison des pluies jusqu'au mois de septembre inclus, pour une dizaine d'années. Les années sont indiquées sur la figure. On constate que la corrélation est très nette. D'autres corrélations de ce genre, non représentées ici, ont été examinées, notamment avec les débits du fleuve Sénégal et les pluies en Casamance. Elles sont systématiquement moins élevées que celles que relie la salinité aux effets locaux. Ce phénomène met en relief la faiblesse de la circulation côtière sur la Petite Côte en saison chaude, si on compare ce résultat à ceux qui ont été obtenus pour d'autres stations côtières du golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Congo).

Les variations spatio-temporelles des salinités de surface le long des côtes sénégalaises résultent de la combinaison des facteurs précédents, et sont illustrées par la figure 34, qui met en évidence deux gradients longitudinaux inverses de salinités aboutissant à un maximum de salinité au niveau du Cap-Vert. Sur la Petite Côte, les salinités croissent du sud au nord sous l'influence du gradient pluviométrique et de la progression du coin salé. Sur la Grande Côte, les salinités croissent du nord au sud principalement sous l'influence du parcours maritime des eaux du fleuve Sénégal. L'épaisseur de la couche d'eau dessalée n'est donc pas en rapport avec les valeurs de salinité de surface. Elle est systématiquement plus forte au sud du Cap-Vert. Par ailleurs, du fait du décalage temporel entre la crue à l'embouchure du fleuve et la pointe de la mousson, les variations de salinité ne sont pas synchrones le long des côtes. Le minimum de salinité est atteint en septembre au sud du Cap-Vert et en octobre sur la côte nord. A la station de Saint-Louis, située au nord de l'embouchure du fleuve, les salinités moyennes sont plus élevées qu'à Kayar, dès le mois de novembre, en raison du régime des courants.

5.3. LES TRANSFORMATIONS THERMOHALINES DE SURFACE EN ZONE COTIERE

Les fortes variations longitudinales de température et de salinité de surface en zone côtière, qu'on observe en période d'upwelling (fig. 14), incitent à penser que les caractéristiques de l'eau froide, lorsqu'elle arrive en surface, ne peuvent se maintenir très longtemps si cette eau n'est pas constamment renouvelée. Or, c'est précisément le cas des eaux de la cellule de convergence de la Petite Côte.

Si on regarde les valeurs du bilan thermique des mois de mars-avril, c'est-à-dire environ $300 \text{ cal/cm}^2/\text{jour}$, et qu'on l'applique à un courant côtier, en négligeant les phénomènes de mélange latéral et en supposant une homogénéisation de la couche de surface jusqu'au fond, on voit que sur les fonds de 10 mètres, cela entraînerait une augmentation de température de 1°C en trois jours environ. Le courant côtier ayant une vitesse de 10 à 20 cm/s, le gradient de température longitudinal, à partir d'une région-source d'upwelling située au nord dans un régime d'advection pur, serait alors de l'ordre de 1°C pour 30 à 60 km, sur les fonds de 10 m. Avec un courant uniforme, les profondeurs augmentent vers le large, les eaux chaudes auraient alors la forme de coin caractéristique que l'on observe notamment sur la figure 14. La température de surface sera caractérisée en outre par une très forte variation diurne.

En fait, le bilan thermique n'est pas constant car l'augmentation de température de l'eau le modifie constamment, même si les conditions atmosphériques demeuraient constantes, ce qui n'est pas le cas. Pour mieux estimer les transformations thermohalines de surface, il est donc commode de différencier les facteurs qui modifient la température uniquement, et ceux qui modifient à la fois la température et la salinité, et de considérer leurs effets conjugués sur une masse d'eau qu'on peut définir dans le plan T-S. La seule hypothèse de base est que la masse d'eau est constamment homogénéisée par diffusion turbulente, hypothèse raisonnable sur les petits fonds. Dans ce cas, les facteurs modifiant la température uniquement - radiation incidente + radiation de retour infra-rouge + flux de chaleur sensible - peuvent être représentés par un vecteur "thermique" vertical dans le plan T-S, la température étant en ordonnée. Dans notre cas ce vecteur est dirigé vers le haut, le bilan étant très excédentaire. L'évaporation entraîne une modification de température et de salinité. Si on considère une colonne d'eau de hauteur h, la variation de température dT pendant le temps dt , due à une évaporation exprimée en hauteur d'eau e, est :

$$dT = \frac{L \cdot e \cdot dt}{h \cdot c}$$

L étant la chaleur de vaporisation de l'eau et c sa chaleur spécifique.

La variation de salinité due à cette évaporation est, dans le même temps, $\frac{dS}{S} = \frac{e}{h} dt$ en première approximation, c'est-à-dire en négligeant les variations de densité.

Le rapport de ces deux relations donne $\frac{dT}{dS} = \frac{L}{c \cdot S}$

soit avec $L = 585 \text{ cal/g}$, $S = 35 \text{ ‰}$ et $c = 1 \text{ cal/g}$: $\frac{dT}{dS} = 16,5 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$. Ceci représente la pente du vecteur "évaporation" dans le plan T-S représenté en figure 35, c'est-à-dire la diminution de température que subirait une masse d'eau sous l'effet de l'évaporation sans échange de chaleur avec l'extérieur. Une augmentation de 1 ‰ de la salinité s'accompagnerait donc d'un refroidissement de $16,5^\circ\text{C}$ environ. La pente du vecteur varie faiblement en fonction de la salinité.

Les transformations du couple température - salinité d'une masse d'eau en surface, au cours de son parcours, sont en chaque point la résultante de ces deux vecteurs, qui représente la tangente du trajet de la masse d'eau dans le plan T-S.

Appliquée au cas de la Petite Côte du Sénégal cette méthode permet de comprendre qualitativement l'évolution d'une masse d'eau côtière qui s'écoule vers le sud en période d'upwelling avec des échanges latéraux très limités dans la zone de petits fonds. La figure 35 représente des couples T-S observés en plusieurs stations côtières au cours du mois de mars 1974. La zone principale d'upwelling est située au sud du Cap-Vert, les tempéra-

tures minimales étant observées en baie de Gorée.

L'eau froide entraînée en surface subit d'abord un fort réchauffement, l'évaporation restant faible du fait de sa basse température. Sa température augmente très vite alors que sa salinité varie peu. A mesure qu'elle se réchauffe, le bilan thermique se modifie : le vecteur "thermique" diminue par diminution du flux de chaleur sensible et augmentation de la radiation de retour infra-rouge ; le vecteur "évaporation" augmente. La pente de la tangente diminue donc dans le plan T-S, et on finit par atteindre l'équilibre thermique qui est de l'ordre de 22 - 24°C dans les conditions atmosphériques moyennes de la Petite Côte, température que l'on retrouvera dans les zones d'estuaires. L'évaporation se poursuit et la salinité peut augmenter quasi indéfiniment dans les zones totalement isolées, comme le fond de l'estuaire du Saloum.

Il est intéressant de constater que les eaux de surface passent par un minimum de densité au cours de leur transformation par ce processus. Dans le cas de la figure 35 (mars 1974), ce minimum, de l'ordre de $\sigma_t = 25,5$, se produirait avant que les eaux n'atteignent la Gambie. Ceci assigne les limites de la circulation thermique côtière citée précédemment. En effet, le gradient de pression interne dû aux différences de densité, et dirigé nord-sud, s'inverse à partir d'une distance relativement faible. Au-delà de cette limite les eaux tendent alors à s'écouler vers le sud et à s'enfoncer. Cependant leur densité reste inférieure à celle des eaux d'upwelling jusqu'à des valeurs beaucoup plus élevées de salinité ($S = 37 \text{ ‰}$). C'est pourquoi on n'a constaté nulle part, sur le plateau continental, la présence d'eau de fond de salinité élevée pouvant provenir des zones côtières et des estuaires.

5.4. LES EAUX PROFONDES

Sous la thermocline les eaux profondes sont constituées, ainsi qu'on l'a déjà vu, d'un mélange d'eaux centrales nord-atlantique et sud-atlantique, la proportion d'eau nord-atlantique augmentant avec la profondeur.

La variation saisonnière du mélange de ces deux eaux au niveau du talus continental a été étudiée (en reprenant les caractéristiques des eaux centrales définies au chapitre précédent) pour trois secteurs de la côte sénégalaise, en utilisant l'ensemble des stations hydrologiques dont nous pouvions disposer et qui sont d'origines diverses. Ces trois secteurs (fig. 36) représentent le nord du Sénégal (Saint-Louis), le Cap-Vert (Dakar) et l'extrême sud (Roxo). On peut y constater les faits suivants :

On a partout moins de 30 % d'eau centrale nord-atlantique au-dessus de des profondeurs 200 m.

Il existe un gradient nord-sud très sensible dans le mélange des eaux, les proportions les plus élevées d'ECNA étant observées au nord. Au niveau du cap Roxo, on a toute l'année moins de 10 % d'ECNA.

Il existe une variation saisonnière du mélange, le maximum d'ECNA dans le mélange étant observé le long des côtes du Sénégal en saison chaude (juillet-août). Ceci est vraisemblablement l'indice de variations saisonnières de la circulation profonde du contre-courant nord longeant le talus continental. Ce courant profond serait maximum en saison d'upwelling et minimum en été. La circulation profonde semble donc être en opposition de phase avec la circulation de surface et correspondre au principe d'un courant de compensation. Sur la figure 36 sont également représentées les variations saisonnières d'épaisseur de la couche de surface, c'est-à-dire la profondeur du sommet de la thermocline sur le talus continental, qui ont été obtenues à partir de l'ensemble des stations hydrologiques et des ba-

thythermogrammes disponibles à Dakar pour les trois secteurs considérés. Etant donné la mauvaise définition de l'épaisseur de la couche de surface en saison froide - où la stratification est souvent continue -, l'échantillonnage inégal d'une station et d'un mois à l'autre, et la forte variabilité observée en saison chaude, ces courbes ne peuvent prétendre représenter des situations moyennes, et l'écart-type calculé de la profondeur moyenne de la thermocline n'indique aucune différence significative entre les trois zones. Ces courbes ne sont donc données qu'à titre indicatif et ne peuvent notamment servir à comparer les variations géographiques de l'épaisseur de la couche de surface.

On remarquera cependant, qu'entre le sommet de la thermocline et la ligne représentant 100 % d'eau centrale sud-atlantique, il existe toute une zone de forte épaisseur où l'on trouve de l'eau que nous avons appelée centrale dégénérée c'est-à-dire dont la salinité est inférieure, à température égale, à celle de l'eau centrale sud-atlantique. On ne peut pas attribuer à un processus de réchauffement local une telle transformation qu'on peut parfois observer jusqu'à 200 m. Il est donc vraisemblable que ces eaux résultent d'un mélange avec des eaux peu salées ; cependant leur origine reste énigmatique car on voit mal dans quelle zone de l'Atlantique tropical un tel mélange pourrait atteindre des profondeurs où la température n'est plus que de 12° C, c'est-à-dire à des niveaux largement infra-thermoclinaux. L'existence de ces eaux froides et dessalées au large (TOMCZAK 1977, HUGHES and BARTON, 1974) rend d'ailleurs peu plausible l'hypothèse d'un mélange des eaux profondes avec des apports fluviaux par phénomène d'upwelling côtier. Une étude globale des diagrammes T-S à l'échelle régionale pourrait éventuellement fournir des éléments de réponse.

5.5. LES VARIATIONS SAISONNIERES

Malgré l'importance de la collection de données sur le plateau continental, il n'est pas possible, étant données les fortes variabilités de tous les paramètres, de présenter l'évolution spatio-temporelle de tous les caractères hydrologiques aux différents niveaux, ce qui par ailleurs alourdirait considérablement cette étude. Nous nous bornerons à décrire les principales situations rencontrées au cours de l'année, leurs traits dominants et la forme de variabilité qui leur est propre.

5.5.1. Situations moyennes de surface

A partir des données récoltées au CRODT, MERLE a découpé l'année en deux saisons et étudié la répartition des températures, salinités et oxygène dissous à différentes profondeurs. Nous reproduirons en figure 37 les distributions, en surface, de ces paramètres pour les deux saisons considérées, à savoir l'hiver (janvier-avril) et l'été (juillet-octobre). Cette figure permet de constater que suivant la saison considérée les variations géographiques des facteurs peuvent différer fortement.

En saison froide, on observe que l'ensemble de la région est relativement homogène en salinité ; par contre les températures et teneurs en oxygène dissous des eaux de surface présentent des contrastes importants. On notera en particulier la différence de régime des côtes nord et sud. Au nord, l'upwelling entraîne à la côte des eaux profondes froides et à très faible teneur en oxygène. Au sud, le système à deux cellules tend au contraire à réchauffer et enrichir les zones côtières.

En saison chaude, les températures et oxygène dissous sont très homogènes. La salinité de surface par contre très variable et on y retrouve les différentes catégories d'eaux dessalées précédemment décrites. La forme de la dessalure sur la côte nord permet d'ailleurs de constater que la circulation moyenne pendant cette saison a lieu vers le sud.

5.5.2. Les variations saisonnières au niveau du Cap-Vert

Afin de suivre l'évolution ou la succession des masses d'eau en profondeur sur le plateau continental, nous avons choisi une station de référence dont nous suivons l'évolution pendant deux années de suite. La station choisie est une station réalisée sur les fonds de 50 m (station C : 14°39' N ; 17°30' W) proche du cap Manuel. Deux critères ont guidé notre choix ; cette station a été régulièrement échantillonnée toutes les semaines pendant deux ans, et les deux années considérées 1957 et 1958 sont très dissemblables du point de vue hydrologiques et proches des situations extrêmes que l'on peut observer.

Les variations de température et de salinité entre la surface et le fond, à cette station, sont représentées en figure 38 ; les relevés hebdomadaires ont été regroupés en moyennes mensuelles. Elles permettent de se rendre compte des analogies et des différences suivantes :

1957 est une année très froide et 1958 une année exceptionnellement chaude. En surface, l'écart des températures entre les deux années est de 2°C en saison froide et de 1°C environ en saison chaude. En saison froide, cela correspond à un écart de profondeur entre les isothermes de 20 mètres environ.

La différence d'épaisseur de la masse d'eau chaude en hivernage est considérable, l'isotherme 25°C ne descend pas au-delà de 20 mètres en 1957 ; elle dépasse 50 mètres en 1958. Dans les deux cas cependant, le maximum d'épaisseur de la couche de surface est atteint dès le début de la saison chaude, c'est-à-dire en juillet. A partir du mois d'août le mouvement de remontées des eaux froides s'amorce à 50 mètres alors que le maximum thermique n'est atteint en surface qu'au mois de septembre. Du fait d'une pluviométrie déficitaire en 1957 et excédentaire en 1958, bien que les salinités de surface soient du même ordre les deux années, la masse d'eau dessalée est beaucoup plus importante en 1958. Si on choisit l'isohaline 35 ‰ comme limite de cette masse d'eau, la dessalure s'étend jusqu'à 15 mètres de septembre à décembre en 1957 et atteint 30 mètres de juillet à décembre 1958. La thermocline après une série d'oscillations disparaît définitivement en décembre, mais à cette même époque, un réchauffement se produit sur le fond. On a donc deux minimums thermiques au fond, l'un en octobre, d'environ 17°C, l'autre en février-mars de l'ordre de 14°C.

Aux niveaux inférieurs, l'évolution saisonnières de la température, d'après MERLE (non publié), n'est plus décelable à partir de 200 mètres où la température fluctue entre 12,5 et 14°C.

Le cycle annuel des températures et des salinités a été étudié sur la côte nord par DOMAIN (1980) et dans la zone sud par BERRIT (1978) au niveau du Cap Roxo ; les résultats sont analogues avec, semble-t-il, un effet plus accentué de l'anomalie du mois d'octobre dans la partie sud du plateau continental. Il est vraisemblable que ce phénomène soit dû à l'importance de la composante semi-annuelle (cf. paragraphe 5.5.3.) qui augmente vers le sud par rapport à la composante annuelle qui passe par un minimum au voisinage de la Guinée où elle change complètement de phase pour aboutir à un régime d'hémisphère sud au-delà dans le golfe de Guinée (MERLE et al., 1980).

Le cycle annuel des températures de surface à la côte a été décrit par REBERT et PRIVE (Arch. CRODT 47) pour les différentes stations côtières.

5.5.3. Le signal saisonnier

Une analyse en série de Fourier de 24 ans de mesures de température de surface à Mbour (non représentée ici) fait apparaître, dans le périodogramme, trois pics correspondant aux ondes annuelles, semi-annuelles et tiers-annuelles que nous appellerons le signal saisonnier.

En utilisant toutes les données disponibles des différentes stations côtières et de la station réalisée sur les fonds de 50 m au voisinage du Cap-Vert (station C des documents du CRODT), nous présentons, dans les tableaux I et II, les caractéristiques de ces ondes - amplitude et phase -, les données ayant été regroupées en moyennes mensuelles et l'origine des temps centrée sur le 15 décembre. Ces moyennes résultent de mesures au cours d'années différentes et d'un nombre variable d'années (de un an à Joal jusqu'à 24 ans à Mbour), ce qui explique les disparités que l'on peut observer sur les ondes de faible amplitude. Néanmoins les grands traits qui se dégagent de la lecture de ces tableaux sont les suivants.

L'onde annuelle est maximum en surface où son amplitude est de 6°C et diminue avec la profondeur. L'amplitude de l'onde semi-annuelle, faible en surface (0,50°C en moyenne) augmente avec la profondeur et, à 50 m, elle est presque aussi importante que l'onde annuelle. Dans les deux cas l'examen des phases indique que ces ondes se propagent de bas en haut. Ainsi pour l'onde annuelle le minimum thermique est atteint vers le 7 février à 50 m, le 2 mars à 20 m, le 5 mars en surface. Pour l'onde semi-annuelle le premier minimum a lieu le 11 avril à 50 m ; le 29 avril à 20 m (en surface l'amplitude est trop faible pour avoir une bonne précision sur la phase, cf. tabl. II), le second minimum ayant lieu 6 mois plus tard, c'est-à-dire en octobre. Ce phénomène confirme d'ailleurs que les refroidissements sont principalement dus à des mécanismes internes, c'est-à-dire à une réponse barocline de l'océan à des forces externes.

En surface, la propagation de l'onde annuelle semble se faire d'est en ouest plus que dans le sens naturel nord-sud. En effet la phase de l'onde annuelle indique un décalage de 10 à 20 jours entre les stations situées autour du Cap-Vert et des stations situées de part et d'autre. La phase de l'onde semi-annuelle est assez erratique, mais semble indiquer une propagation du nord vers le sud.

La combinaison des trois ondes - et même uniquement des ondes annuelles et semi-annuelles - crée, dans les niveaux profonds, un phénomène de petite saison froide en octobre déjà remarqué au cours de l'étude des années 1957 et 1958, et de petite saison chaude en novembre-décembre (fig. 39). Ce phénomène n'apparaît pas en surface contrairement aux autres stations du fond du golfe de Guinée. Ces petites saisons relèvent-elles du même mécanisme de "remote forcing" qui semble être à l'origine de ce phénomène dans le golfe de Guinée (PICAUT et al., 1982) ? Etant donné la forte variabilité thermique interannuelle observée au cours de cette saison (et par ailleurs l'importance écologique de ce phénomène auquel semble également liée une saison de ponte de la faune démersale) il paraît très souhaitable en tout cas d'intensifier l'échantillonnage dans les niveaux de subsurface à cette époque de l'année.

Nous n'avons pas encore mentionné l'onde tiers-annuelle dont l'amplitude est relativement faible mais peut cependant dépasser celle de l'onde semi-annuelle en surface. Cette onde existe mais son origine, *a priori*, n'est pas évidente, contrairement à celle des ondes annuelles et semi-annuelles, dont l'existence en zone intertropicale est parfaitement concevable et dont on suit d'ailleurs très bien la propagation dans l'Atlantique intertropical (MERLE et al., 1980). L'hypothèse la plus vraisemblable est qu'il s'agisse d'une simple harmonique de l'onde annuelle représentant les termes d'advec-

tion dans un système à deux masses d'eau, ou d'upwelling côtier dans un système à deux couches. En effet, si on imagine un courant chaud et un courant froid séparés par un front thermique aigu et que ces courants parcourent alternativement le plateau continental pendant deux saisons d'égale durée (c'est le cas du Sénégal ainsi qu'on le verra plus loin), le signal thermique tend à être un signal carré. Le signal, par analyse de Fourier, engendre tous les harmoniques impairs avec une amplitude décroissant comme $1/n$, n étant le numéro de l'harmonique.

La possibilité d'une interaction non linéaire entre les ondes annuelle et semi annuelle (suivant la relation $\cos(\omega t + \phi) \cdot \cos(2\omega t + \phi') = \cos(3\omega t + \phi + \phi') + \cos(\omega t + \phi - \phi')$) a également été examinée mais l'étude des phases ne permet pas de conclure positivement. En fait cette onde tiers-annuelle est plus marquée à la côte qu'au large et pourrait donc bien traduire l'existence du déplacement d'une zone frontale sur le plateau continental.

Profondeur	Annuelle		Semi-annuelle		Tiers-annuelle	
	Amplit.	Phase	Amplit.	Phase	Amplit.	Phase
0 m	6,2	100	0,6	+133	0,5	134
20 m	6,3	103	0,7	- 78	0,4	63
50 m	3,3	128	2,1	- 41	1,0	75

TABLEAU I.- Amplitude en °C et phase en degré des trois composantes du signal thermique saisonnier sur le plateau continental à différentes profondeurs au voisinage du Cap-Vert.

Profondeur	Annuelle		Semi-annuelle		Tiers-annuelle	
	Amplit.	Phase	Amplit.	Phase	Amplit.	Phase
Saint-Louis	6,1	118	0,9	217	0,3	216
Kayar	5,9	111	0,3	186	0,5	152
Yoff	5,6	107	0,2	180	0,5	123
Almadies	5,5	106	0,1	166	0,5	118
Anse Bernard	6,2	95	0,2	318	0,5	88
Gorée	6,1	98	0,1	274	0,5	109
Tiaroye	6,2	100	0,6	227	0,5	134
Mbour	5,5	111	0,5	122	0,7	150
Joal	4,9	125	1,0	116	0,5	130
Banjul	4,0	115	0,5	142	0,6	139

TABLEAU II.- Amplitude en °C et phase en degré des trois composantes du signal saisonnier, en surface, aux stations côtières, du nord au sud du Sénégal.

5.6. LES SAISONS MARINES OU SITUATIONS TYPES

Un essai de synthèse entre les résultats obtenus à propos de la circulation marine et des propriétés hydrologiques nous a amené à proposer un schéma qui ne soit plus basé uniquement sur la seule analyse des masses d'eaux comme précédemment. Il apparaît que l'on peut décomposer grossièrement l'année en quatre périodes dont nous allons tenter de définir les caractéristiques. Ces situations-types n'ont pas la définition mathématique de situations moyennes, mais correspondent aux situations les plus fréquemment observées et se reproduisent avec une relative régularité saisonnière, c'est-à-dire que, d'une année à l'autre, leur durée varie, leur date d'apparition variant dans une fourchette qui est de l'ordre du mois. Certains critères simples de température et de salinité de surface, observées aux stations côtières, permettront en général de les différencier. On a ainsi pu distinguer :

5.6.1. Une saison froide de type advectif à upwelling faible (novembre à janvier)

Cette période est caractérisée par l'installation des alizés qui sont encore faibles et irréguliers. Les courants généraux portent au sud sur toute l'étendue du plateau continental (fig. 40 a) et il se produit un refroidissement de toute la zone. Cependant la côte nord est systématiquement plus froide que la côte sud. De très fortes oscillations thermiques sont observées en surface à la côte. La première chute de température est observée en général au mois d'octobre et il se produit en moyenne trois à quatre oscillations avant que les températures se stabilisent vers le mois de janvier. Leur période moyenne varie donc entre 15 jours et un mois. Ces variations de température sont dues à des oscillations zonales du système de courants, ce dont rend compte la distribution des isothermes de surface qui sont parallèles à la côte. Le mécanisme de ces oscillations est schématiquement le suivant : en fin de saison, le milieu est fortement stratifié au niveau de la thermocline, la couche de surface étant chaude et dessalée. L'installation des alizés - le refroidissement coïncide en général avec les premiers coups de vents -, ou une augmentation du courant au large, provoque le basculement de la thermocline qui arrive en surface. Les vents étant encore faibles et irréguliers, la forte stratification subsiste jusqu'au mois de décembre avant d'être progressivement détruite par diffusion turbulente. On observe alors de très gros gradients de température entre la côte et le large. Cette perturbation se poursuit donc par une série d'oscillations verticales du système sous forme d'ondes de Kelvin et d'ondes de Rossby topographiques piégées à la côte (ALLEN, 1980 ; MYSAK, 1980). Il est évident que ces ondes seront renforcées si le système de vent côtier varie en phase avec les oscillations. D'autre part, on comprend que la période de ces oscillations n'est pas constante, puisque les caractéristiques de ces ondes dépendent de la stratification des eaux qui est variable d'une année à l'autre et diminue au cours de l'évolution de ce phénomène.

Les vents locaux semblent donc jouer un rôle relativement faible, une fois les oscillations amorcées. La remontée des isothermes au niveau du Cap-Vert peut être accentuée par effet de courbure des lignes de courant au sud du cap. Sur la côte sud, de faibles upwellings, tout à fait côtiers, peuvent être entretenus sous l'effet des vents de nord-est portant au large. De même un faible upwelling peut se produire sur le talus continental au niveau du changement d'orientation des isobathes (vers le cap Roxo), mais les eaux froides n'atteignent pas la surface en général et seule une structure en dôme est observée. Dans toute la partie sud, le transport du coin d'eau dessalée est déplacé vers le large. Au nord la zone dessalée due aux eaux du fleuve Sénégal regresse rapidement (fig. 29 b).

5.6.2. Saison froide à upwelling fort (février à mai)

Elle se distingue de la précédente par le fait que les vents deviennent le principal moteur de la circulation horizontale et verticale des eaux. Elle est en effet caractérisée par des vents forts (5 à 7 m/s), stables en direction et virant progressivement au nord-ouest. On a alors deux zones d'upwelling bien distinctes séparées par une zone de convergence située vers Kayar. En effet dans la partie nord de la presqu'île du Cap-Vert, le vent est pratiquement perpendiculaire à la côte et crée donc une accumulation d'eau du large entre le Cap-Vert et Kayar séparée, par un front, des eaux froides de l'upwelling de la côte nord (fig. 40 b) dont les caractéristiques ont déjà été décrites. Au sud du Cap-Vert, la zone d'upwelling maximum se déplace vers le large, 1 - en raison de la topographie du plateau continental, 2 - à cause du gradient zonal de la composante méridienne du vent qui entraîne une valeur non négligeable du rotationnel du vent (on a alors autant affaire à un pompage d'EKMAN qu'à un upwelling côtier au sens strict).

A l'extrême sud, la limite des eaux froides de l'upwelling de la Petite côte et des eaux chaudes côtières de la Guinée forme un front plus ou moins net qui évolue entre le cap Roxo et les Bissagos suivant l'intensité de l'upwelling. Au niveau du cap Roxo, se trouve donc une zone présentant un maximum de variabilité thermique. En février, sur les petits fonds, devant la Casamance, la température de surface peut varier entre 16 et 25°C. Près du Cap-Vert, la variabilité à court terme est nettement plus faible, les températures de surface oscillant autour de leur valeur moyenne dans une fourchette de 1°C. La variabilité interannuelle est importante. Elle est maximum en surface (1°C) et décroît avec la profondeur. Cette variabilité est reliée à l'intensité des alizés qui, cependant, n'expliquent qu'une partie des anomalies de température observées à cette saison (REBERT, 1978).

La comparaison entre ces deux situations de saison froide est illustrée par la figure 41 qui représente deux situations réellement observées. On remarquera la forte variabilité spatiale de la température de subsurface au mois de janvier, comparée à l'homogénéité des températures observées en avril, où apparaissent nettement les grandes zones de remontées d'eaux froides, associées à deux zones côtières d'eaux chaudes au sud et à l'extrême nord du littoral.

5.6.2. Saison chaude homogène (juin-août)

La saison chaude est caractérisée par l'arrivée sur le plateau continental de la couche d'eau chaude et salée transportée par le contre-courant équatorial. Le réchauffement qui a lieu en juin peut être brutal (en 1971 augmentation de 4°C en 5 jours), progressif (en 1969, 1973), ou se produire par paliers successifs (en 1974, 1975, 1976). Il est associé à la chute brutale des alizés, c'est-à-dire correspond au passage du front inter-tropical, mais il est pratiquement impossible à la côte de suivre la propagation d'un front des eaux chaudes vers le nord. D'ailleurs les campagnes réalisées au large, les mesures de courants et l'examen des photos prises par satellites (DOMAIN, 1980), le confirment : une large bande d'eau chaude se déplace vers le nord au large, alors que des zones d'upwelling subsistent à la côte. Le réchauffement à la côte semble donc résulter surtout de l'effondrement simultané de ces poches d'upwelling lorsque les alizés font place à des vents d'ouest. Contrairement à la période de refroidissement, aucune oscillation thermique de grande amplitude n'est observée à la côte en période de réchauffement (elles existent cependant en subsurface).

Le courant général porte au nord sur tout le plateau continental (fig. 42 a). Le courant est, par contre, faible et peu stable ainsi qu'on l'a déjà vu.

La couche de surface isotherme et homogène au départ se dessale progressivement en surface à partir de la zone sud. L'épaisseur de cette couche est à peu près constante du nord au sud, mais le trait dominant de cette saison est la très forte variabilité interannuelle de l'épaisseur de la couche de surface ainsi qu'il a déjà été remarqué pour les années 1957 et 1958 ; l'épaisseur moyenne est de 40 mètres mais, d'une année à l'autre, la profondeur du sommet de la thermocline peut varier de 20 mètres à 60 mètres (fig. 43). Les raisons de ce phénomène sont sans rapport avec la situation météorologique locale, c'est-à-dire qu'il est impossible de prévoir la profondeur de la thermocline à partir de mesures de vents à la côte. Cependant il existe un rapport intéressant avec la pluviométrie locale (voir paragr. 6).

La conséquence directe de ces variations de profondeur de la thermocline est que, contrairement à ce qui se passe en saison froide, la variabilité interannuelle de température est minimum en surface (écart-type de 0,5°C sur les moyennes mensuelles) mais maximum au fond (2,3°C à 50 m pour les moyennes mensuelles du mois d'août). Lorsque la thermocline reste très proche de la surface (cas de l'année 1968), il arrive que de petits coups de vents du nord ou même des tornades (PORTOLANO, 1980) amènent, par génération d'ondes internes, la thermocline en surface au voisinage du Cap-Vert, ce qui crée des chutes brutales de température à la côte (août 1968, fig. 43).

5.6.4. La saison chaude instable (septembre-octobre)

Un phénomène longtemps passé inaperçu, faute de mesures directes, est la renverse générale des courants qui se produit dès le mois de septembre, c'est-à-dire en pleine saison chaude. Sur toute la côte nord, un courant se développe vers le sud. Sur la Petite Côte, la situation est plus complexe car la pente du coin d'eau dessalée, qui atteint son apogée à cause des crues des fleuves, arrive à créer un courant nord dans la zone côtière, alors que plus au large la circulation générale a lieu vers le sud (fig. 42 b). Il en résulte sur la Petite Côte une situation très instable, la brochure du coin dessalé dessinant des méandres, qui peuvent donner naissance à des inclusions salées, se déplaçant avec un mouvement cyclonique à l'intérieur de la zone dessalée ; l'existence de ces deux circulations opposées donne naissance à une crête thermique le long du talus continental (fig. 44). En fait, là encore, aucune particularité météorologique locale ne peut expliquer cette renverse des courants qui doit dépendre de facteurs océaniques entièrement extérieurs à la zone sénégalaise, et notamment de l'intensité et des méandres du contre-courant équatorial.

L'existence d'un tel courant sud ne repose pour l'instant que sur les observations indirectes suivantes :

- baisse du niveau moyen dès le mois d'août (alors qu'il y a augmentation des apports côtiers).
- remontée de la thermocline et pente caractéristique vers le large.
- apparition d'eaux dessalées aux stations côtières de Yoff et de Kayar.

Ce dernier critère est le plus évident. En effet, alors que le flux d'eau dessalée provient du sud et crée un gradient sud-nord de salinité, il se produit soudain une chute brutale des salinités à Kayar qui ne peut être attribuée qu'à l'arrivée des eaux du fleuve Sénégal, donc à un courant sud. La comparaison des salinités enregistrées aux stations de Mbour et Kayar permet en général de dater cet événement avec une très grande précision (à condition que la crue du fleuve soit suffisante). A titre d'exemple nous reproduisons

dans le tableau ci-dessous la date présumée de la première renverse de courant entre les années 1972 et 1977 où des mesures simultanées ont été faites à toutes les stations côtières et, en deuxième ligne, la date du premier refroidissement.

Années	1972	1973	1974	1975	1976	1977
renverse de courant	2 sept.	1 sept.	1 oct.	27 sept.	7 sept.	août ?
début de saison froide	1 oct.	28 sept.	2 oct.	7 nov.	16 oct.	5 oct.

Ainsi qu'on peut le constater, bien qu'il s'écoule en moyenne un mois entre les phénomènes, il ne semble pas y avoir de relations entre la renverse des courants et l'apparition de la saison froide. En fait, ce courant sud est lui-même instable et il est certain que plusieurs oscillations ont lieu déjà avant que les eaux froides n'arrivent en surface. Toute la période de septembre à janvier est donc caractérisée par ces oscillations à basse fréquence dont l'étude théorique reste entièrement à faire.

5.7. HYDROLOGIE ET PLUVIOMETRIE AU CAP-VERT

De nombreuses investigations ont été menées ces dernières années concernant les rapports entre pluviométrie et température de surface dans le golfe de Guinée, et tout particulièrement en raison de la période de sécheresse prolongée qui a stimulé ce genre d'études. Pour la région sénégalaise, DOROT (1972) avait déjà conclu par une absence de corrélation entre ces deux facteurs et les travaux que nous avons poursuivis à partir de séries de données plus longues n'ont pas donné de meilleurs résultats.

En fait, la variabilité interannuelle des températures de surface, en saison chaude, est très faible et il semble peu probable qu'elle puisse avoir une influence déterminante sur la circulation atmosphérique ou le transfert de vapeur d'eau. Par contre, on a noté, du point de vue océanique, la très forte variabilité, en saison chaude, de l'épaisseur de la couche de surface. Il semblait donc intéressant de la comparer à la variabilité de la pluviométrie locale. Malheureusement des enregistrements du profil thermique sont assez rares, alors que nous disposons d'un stock beaucoup plus important de mesures à profondeurs fixes. Nous avons donc choisi la température à 50 m au mois d'août qui est un bon indicateur de l'épaisseur de la couche de surface, le niveau 50 m se trouvant en général situé dans la partie haute de la thermocline.

En figure 45 sont donc représentées les températures moyennes en août à 50 m au voisinage du Cap-Vert (résultat de 1 à 5 observations suivant les années) comparées à la pluviométrie du mois enregistrée à Dakar. Les chiffres indiquent les années d'observations. Il est clair qu'il existe une corrélation positive entre ces deux paramètres, c'est-à-dire que les années à pluviométrie excédentaire sont également caractérisées par une couche de surface de forte épaisseur. Il est visible cependant que cette relation n'explique pas la sécheresse. En effet, on constate sur la figure 45 deux catégories de points bien alignés. De 1958 à 1962, au cours de la décennie pluvieuse, ils s'alignent

sur la droite supérieure. A partir de 1967 jusqu'en 1974, c'est-à-dire pendant la période de sécheresse, ils s'alignent sur une droite approximativement parallèle mais décalée vers le bas ; le déficit pluviométrique moyen est alors supérieur à 250 mm. On remarquera en passant que 1957 et 1958 représentant bien deux extrêmes, du point de vue hydrologique, au mois d'août.

Sur les raisons de cette relation, de nombreuses hypothèses peuvent être émises. On peut d'abord éliminer celle de l'influence des vents locaux sur l'accumulation des eaux de surface à la côte, car leur variabilité est trop faible pour créer de telles variations d'épaisseur. L'approfondissement de la couche de mélange par augmentation de la turbulence est parallèlement à exclusion car, d'après les résultats des mesures faites aux stations côtières, on a vérifié que la température de surface tend à augmenter en même temps que l'épaisseur de la couche de surface. L'effet de la dessalure est par, ailleurs encore négligeable en août. Il est possible, par contre, qu'à des déplacements plus ou moins forts en latitude du FIT, correspondent des déplacements équivalents du contre-courant équatorial, donc de la profondeur de la thermocline devant le Sénégal. Il est vraisemblable en outre que des variations notables d'épaisseur de ce contre-courant ont lieu d'une année à l'autre. La relation avec la pluviométrie résulterait donc de variations des caractéristiques de la circulation atmosphérique (déplacement, rationnel et divergence des vents) dont dépendent en même temps les courants et les précipitations. Il y a malheureusement, à l'heure actuelle, trop peu de données pour étudier la variabilité interannuelle du contre-courant équatorial dont même le cycle annuel est encore mal connu. On voit l'intérêt qu'il y aurait à poursuivre un programme côtier de mesures de profils thermiques, parallèlement aux relevés systématiques qui sont effectués actuellement au large dans l'Atlantique inter-tropical.

5.8. FRONT ET TRANSITIONS. DUREE DES SAISONS MARINES

Un schéma fréquemment admis pour expliquer les transitions rapides entre les saisons, c'est-à-dire les périodes de refroidissement et de réchauffement, était de considérer que ce phénomène correspondait au passage du front séparant les eaux froides du courant des Canaries des eaux chaudes du contre courant équatorial. Le front se déplacerait sur le plateau continental de sa position sud au cap Roxo en saison froide à sa position extrême nord au Cap Blanc en saison chaude en suivant approximativement la progression du FIT. Ce schéma trop simple ne peut hélas pas être retenu pour expliquer les transitions sur le plateau continental. Il convient en effet de faire la distinction entre mouvements horizontaux et verticaux.

Il faut d'abord remarquer que, au niveau du Cap-Vert, les réchauffements et refroidissements coïncident bien en général avec la fin brutale ou l'installation des alizés, ce qui a d'ailleurs conduit à formuler ce parallèle entre mouvements atmosphériques et marins. Mais si le réchauffement résultait d'un mouvement d'advection horizontal pur du front, les vitesses des courants mesurés étant de l'ordre de 20 cm/s, ce front mettrait environ 24 jours pour se propager le long des côtes du Sénégal. Or, ni les nombreuses campagnes réalisées en période de transition, ni les photos prises par satellites (DOMAIN, 1980), ni les relevés effectués pendant 6 ans aux stations côtières de Mbour à Saint-Louis n'ont pu mettre en évidence une telle progression dans aucun des deux sens.

En ce qui concerne le réchauffement, PORTOLANO (1981) note un caractère propagatif au large, mais sans corrélation avec la disparition des structures d'upwelling à la côte. En fait, il subsiste à la côte, ainsi qu'on l'a vu précédemment, deux zones d'upwelling principales, devant Saint-Louis et au sud

du Cap-Vert, dont l'effondrement, lorsque les alizés s'arrêtent, provoque un réchauffement quasi simultané des dernières zones froides. A la côte, des réchauffements locaux peuvent se produire bien avant pour des raisons topographiques.

Le refroidissement semble avoir une dynamique encore plus complexe. La progression rapide, vers le sud, du front des alizés peut entraîner la superposition de trois phénomènes :

- L'advection d'un front d'eaux froides se déplaçant à la vitesse du courant.
- L'apparition d'un coin d'eau froide dû à un mouvement vertical (upwelling côtier) se propageant avec une vitesse de phase égale à celle de la propagation du front atmosphérique, c'est-à-dire de l'ordre de quelques jours pour l'ensemble de la côte.
- La création d'un système d'ondes piégées du plateau continental (GILL et CLARKE, 1974), se propageant vers le nord qui peuvent entraîner un refroidissement de surface après quelques jours se déplaçant donc en sens inverse de celui du coup de vent. Des effets locaux de focalisation de ces ondes (presqu'île du Cap-Vert) peuvent en renforcer l'amplitude, donc créer des zones froides isolées.

L'effet principal à la côte, de tous ces mécanismes, est de conférer au refroidissement un caractère stationnaire (PORTOLANO, 1981), c'est-à-dire quasi-simultané. Pour illustrer ce fait par un exemple plus précis, si l'on considère le cas de l'année 1974 (fig. 46), on constate que, fin septembre, un premier petit refroidissement de 2°C se manifeste de Saint-Louis au Cap-Vert. Le 15 octobre un refroidissement apparaît simultanément de Saint-Louis à Mbour, la température diminuant en 5 jours de 9°C à Saint-Louis, 6°C à Kayar et au Cap-Vert, 4°C à Mbour et restant stable au niveau de la Gambie.

Il ne semble donc pas que, en dehors de ses positions extrêmes, le front ait une existence bien définie sur le plateau continental, en période de transition, où il tend à se fragmenter au cours du réchauffement et à être parallèle à la côte au niveau du talus continental pendant le refroidissement. A la côte, la différence la plus notable entre ces deux périodes est que le réchauffement est, en général, irréversible alors que le refroidissement procède par grandes oscillations avant de se stabiliser.

La date d'apparition de ces périodes de transition est assez variable d'une année à l'autre. Bien qu'il soit malaisé de définir exactement la différence entre saisons marines à partir d'un critère de température, puisque le réchauffement est souvent très progressif et que le refroidissement, plus brutal est oscillatoire, nous avons tenté de la situer de la façon suivante : en utilisant les cycles annuels des températures mesurées à la station côtière de Mbour (25 ans d'observations), nous avons considéré que la date d'apparition de l'isotherme 24°C, qui se trouve en général dans la zone de gradient thermique maximum, constituait un bon indice de changement de saison.

L'histogramme de ces dates de début de saison chaude et de saison froide est reporté sur la figure 47 par périodes de 10 jours. Il en ressort que la date moyenne de début de saison chaude est le 28 mai avec un écart-type de 11 jours ; la date moyenne de début de saison froide est le 30 novembre avec un écart-type de 8 jours. Les deux saisons sont donc en moyenne d'égale durée. Il est intéressant de noter que, si la distribution des dates de début de saison froide est à peu près gaussienne, celle de début de saison chaude semble nettement bi-modale. On aurait donc des saisons froides anormalement courtes ou longues, le début de la saison - qui se situerait à 95 % de probabilité entre le 15 novembre et le 15 décembre - étant plus régulier que la fin de saison froide.

Signalons enfin que nous n'avons trouvé aucune corrélation entre l'intensité de la saison froide - définie par l'anomalie de température de surface - et sa durée. Les anomalies de température étant partiellement dues à l'intensité de l'upwelling (REBERT, 1978 ; PORTOLANO, 1981) donc de la force des alizés, il peut être utile de vérifier si ce fait, qui limite malheureusement les possibilités de prévision, est également valable pour la circulation atmosphérique.

C O N C L U S I O N

L'analyse des observations d'origines très diverses, réalisée dans cette étude, met en évidence, outre la richesse et la complexité des mécanismes physiques qui gouvernent l'évolution des eaux marines devant le Sénégal, l'ampleur des échanges énergétiques entre l'océan et l'atmosphère. Un seul fait suffit à les résumer : avec une amplitude thermique annuelle de plus de 12°C en surface, la zone côtière est la plus contrastée de toute l'Afrique de l'Ouest.

L'étude du bilan thermique a montré, malgré son imprécision, qu'il est très excédentaire et que la persistance d'eaux, si anormalement froides en saison sèche, ne peut s'expliquer par la simple advection d'eaux froides. De puissants mouvements verticaux se développent donc dans l'océan amenant constamment, en surface, des eaux froides.

Ce processus n'est pas régulier le long de la côte car la topographie du plateau continental et le trait de côte créent d'importantes modifications dans la localisation et la vitesse de ces remontées créant, en gros, deux zones bien distinctes situées de part et d'autre du Cap-Vert.

Ces upwellings dus principalement au vent qui entraîne vers le large les eaux de surface, peuvent localement - et en particulier au niveau du Cap-Vert -, être créés par des divergences dues aux courbures et à l'accélération des courants. Les modèles analytiques ou numériques de ce phénomène restent à développer.

Il est quasi certain que ces zones côtières anormalement froides créent à leur tour des modifications locales de la circulation atmosphérique. Ce couplage océan-atmosphère tend-il à renforcer ou à stabiliser les vents et les remontées d'eaux froides ? autrement dit quel est le signe de la rétroaction ? Il semblerait que, pour les fluctuations à court terme, elle soit négative. Il n'est pas exclu cependant, qu'à plus grande échelle, elle soit positive faisant de l'upwelling un phénomène partiellement auto-entretenu, tant sont souvent brutales et simultanées l'apparition ou l'effondrement du système alizés-eaux froides. L'utilisation conjointe de données des satellites et météorologiques au sol permet, en utilisant les moyens et méthodes modernes de traitement de données, d'aborder cette étude de façon à la fois théorique et empirique.

L'importance des ondes planétaires de ROSSBY et des ondes topographiques de plateau continental dans les processus de refroidissement associés à la migration du front inter-tropical n'a pu être évaluée. Peuvent-elles expliquer les grandes oscillations thermiques observées à cette saison ? Le réseau de stations côtières ne permettant pas de répondre à cette question, là aussi l'espoir réside dans les nouveaux moyens d'acquisition de données.

Enfin, tout comme l'atmosphère, le milieu marin présente une très forte variabilité interannuelle.

Cette variabilité, principalement concentrée en surface en saison froide, se manifeste surtout en profondeur (pour la variabilité thermique) en saison chaude. Des relations entre ces fluctuations à long terme et celle des vents et de la pluviométrie apparaissent à l'échelle locale. Il est essentiel d'en préciser la nature et plus encore d'en poursuivre l'observation étant donné leur importance aussi bien climatique qu'écologique, bien qu'elle soit encore peu connue.

La persistance moyenne des anomalies mensuelles de température étant de l'ordre de deux à trois mois, ce type d'observation est parfaitement réalisable par les moyens classiques de l'océanographie. Il est cependant indispensable, après avoir établi le plan d'échantillonnage, d'étendre aux niveaux profonds, la station ou le réseau d'observations pour compléter les observations de surface obtenues par ailleurs.

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

- ALLEN (J.S.), 1980.- Models of wind-driven currents on the continental shelf. Ann. Rev. Fluid Mech. 12 : 389-433.
- BERRIT (G.R.), 1952.- Esquisse des conditions hydrologiques du plateau continental du Cap-Vert à la Gambie. Bull. IFAN, XIV (3) : 735-761.
- BERRIT (G.R.), 1962.- Contribution à la connaissance des variations saisonnières dans le Golfe de Guinée. Cah. Océanogr. 14 (9) : 633-643
- BERRIT (G.R.), 1978.- Le milieu marin de la Guinée-Bissau et ses ressources vivantes. Rapp. Synth. ORSTOM.
- DOMAIN (F.), 1977.- Description de la sédimentation fine et des formations rocheuses du plateau continental ouest-africain de 17°N à 12°N. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr, Bull. Liaison 50, 11-22.
- DOMAIN (F.), 1980.- Contribution à la connaissance de l'écologie des poissons démersaux du plateau continental Sénégal-Mauritanie. Thèse d'Etat. Université de Bretagne occidentale.
- DONIOL (R.), 1956.- Les variations saisonnières du niveau moyen à Dakar. Bull. d'Information COEC VIII, 5, 225-240.
- DOROT, (M.), 1972.- Contribution à l'étude des interactions océan-atmosphère sur les côtes de l'Ouest-Africain. ASECNA. Publ. Direction Exploitation Météo n° 24. Dakar.
- GILL (A.E.), CLARKE (A.J.), 1974.- Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. Deep Sea Res. 21, 325-345.
- GONELLA (J.), 1972.- A rotary component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. Deep-Sea Res. 19, 833-846.
- GREENHUT (G.K.), 1978.- Correlations between rainfall and sea surface temperature during GATE. J. Phys. Oceanogr. 8, 1135-1138.
- GUIRRIEC-GOUGEON (N.), 1973.- L'anticyclone des Açores. Travail d'Etudes. Université de Dakar. Dep. de Géographie.

- HALPERN (D.), 1977.- Description of wind and of upper ocean current and temperature variations on the continental shelf off Northwest Africa during March and April 1974. *J. Phys. Oceanogr.* 7,3, 422-430.
- HASTERNRATH (S.), LAMB (P.J.), 1978.- Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans. The University of Wisconsin Press.
- HOUGHTON (R.W.), 1973.- Evaporation during upwelling in Ghanaian coastal waters. *J. Phys. Oceanogr.* 3, 487-489.
- HUGHES, BARTON, 1974.- Stratification and water mass structure in the upwelling area off North West Africa in April-May 1969. *Deep Sea Res.* 21, 611.
- HUYER (A.), 1976.- A comparison of upwelling events in two locations : Oregon and Northwest Africa. *J. Mar. Res.*, 34 (4) 531-546.
- LAEVASTU (T.), 1965.- Daily heat exchange in the North Pacific, its relations to weather and its oceanographic consequences. *Commentationes Physico-Mathematicae* vol 31 (2), 52 p.
- LEROUX (M.), 1972.- La dynamique des précipitations en Afrique Occidentale. Thèse de Doctorat de 3ème cycle. ASECNA. Publ. Direction Exploitation n° 23, 265 p.
- MERLE (J.), FIEUX (M.), HISARD (P.), 1980.- Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic ocean. *Deep Sea Res.*, 26 (Suppl II), 77 - 101.
- PEFFLEY (M.B.), O'BRIEN (J.J.), 1976.- A three-dimensional simulation of coastal upwelling off Oregon. *J. Phys. Oceanogr.* 6, 164-180.
- PICAUT (J.), SERVAIN (J.), ROY (C.), 1982.- Sur le mécanisme des variations saisonnières et interannuelles de la structure thermique dans le Golfe de Guinée. Programme FOCAL. Convention CNEOX-UBO, n° 81-2437.
- PORTOLANO (P.), 1981.- Contribution à l'étude de l'hydroclimat des côtes sénégalaises. Doc. provisoire CRODT ORSTOM.
- REBERT (J.P.), 1978.- Variabilité des conditions de surface dans l'upwelling ouest-africain. Comm. n° 100. Symposium sur le courant des Canaries. Las Palmas. Doc. Scient. 67, CRODT, 20 p.
- REBERT (J.P.), 1978.- Les teneurs en chlorophylle des eaux de surface à la station côtière de Dakar (résultat des mesures de 1973 à 1977). Comm. n° 102. Symposium sur le courant des Canaries. Las Palmas. In Doc. Scient. 67. CRODT.
- ROSSIGNOL (M.), 1973.- Contribution à l'étude du "Complexe Guinéen". Centre ORSTOM de Cayenne-Océanogr. 017, 143 p.
- SPETH (P.), DETLEFSEN (H.), SIERTS (H.W.), 1978.- Meteorological influence on upwelling off Northwest Africa. *Deut. Hydr Zeits.* 31 (3), 95-104.

- TOMCZAK (M. Jr.), 1970.- Schwankungen von Schichtung und Strömung im Westafrikanischen Auftriebsgebiet während der "Deutschen Nord atlantischen Expedition" 1937. "Meteor" Forschung. Reihe A, Heft 7, 1-108.
- TOMCZAK (J.R.), 1977.- Continuous measurements of near-surface temperature and salinity in the North West African upwelling between the Canary Islands and Cap Vert during the winter 1971-1972. Deep Sea Res. 24, 1103.
- WOOSTER, (W.S.), BAKUN (A.), Mc LAIN (D.R.), 1976.- The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. J. Mar. Res. 34 (2) 131-141.
- YOSHIDA (K.), 1967.- Circulation in the Eastern Tropical oceans with special reference to upwelling and undercurrents. Jap. Geophys. 4, (2), 1-75

TITRES DES FIGURES

- FIGURE 1 : Le déplacement du front intertropical au cours de l'année.
- FIGURE 2 : Centres d'action et circulation en janvier et juillet.
- FIGURE 3 : Positions moyennes mensuelles de l'anticyclone des Açores (d'après GUIRRIEC-GOUGEON).
- FIGURE 4 : Pressions moyennes mensuelles
- FIGURE 5 : Hydrographe des vents mensuels moyens (1967-1976) aux stations météorologiques côtières.
- FIGURE 6 : a) Vents moyens sur la radiale 12°N de février à mai.
b) Comparaison entre les vents moyens mesurés en mai 1971 à Dakar, Ziguinchor et deux stations fixes en mer (et leur stabilité).
Le nombre d'observations utilisées se trouve entre parenthèses.
- FIGURE 7 : Précipitations moyennes annuelles.
- FIGURE 8 : Radiation indicente et insolation à Dakar
- FIGURE 9 : Température et évaporation autour du Cap-Vert en avril 1974.
- FIGURE 10 : Différence de température air-eau.
- FIGURE 11 : Circulation méridienne zonale et verticale dans la couche de surface en région équatoriale (d'après Mamaev).
CSE : Courant sud-équatorial
CCE : Contre-courant équatorial
CNE : Courant nord-équatorial
- FIGURE 12 : Niveau moyen à Dakar et tensions de vent.
- FIGURE 13 : Anomalies pendant la période 1958-1965 des :
a) Niveaux moyens à Dakar
b) Vitesse du vent à Dakar-Yoff
c) températures de surface à Mbour.
- FIGURE 14 : Les courants à 5 m, du 20 au 31 mars 1974.
- FIGURE 15 : Variations de la composante nord-sud des courants de surface sur le plateau continental à 14° 00'N de janvier à juin 1977. Les isobathes sont indiquées en abscisse, les courants nord sont hachurés.
- FIGURE 15 : Variation annuelle du transport d'Ekman le long des côtes de Mauritanie et du Sénégal, exprimées en m³/s pour 10 mètres de côte. Les valeurs négatives (convergence) sont hachurées.

- FIGURE 17 : a) Composante nord-sud en cm/s des courants devant Saint-Louis sur les fonds de 103 mètres. Station du Meteor, mars 1937.
b) Structure verticale moyenne du courant à cette station (Tomczak, 1970).
- FIGURE 18 : Composante nord-sud en cm/s des courants mesurés le 26 mars 1974 sur la radiale $14^{\circ}00'N$. Les courants nord sont hachurés.
- FIGURE 19 : Hodographe intégré des courants observés à $14^{\circ}N$ sur le plateau continental :
a) en mars 1976
b) en septembre 1975.
- FIGURE 20 : Profils thermiques et circulation verticale et transversale probable au nord et au sud du Cap-Vert en période d'upwelling.
- FIGURE 21 : Spectres totaux, direct et inverse des courants mesurés à 16 mètres, d'avril à juin 1977, sur les fonds de 50 mètres de la radiale $14^{\circ}N$.
- FIGURE 22 : Orientation moyenne des ellipses, coefficient rotatoire et stabilité des ellipses de courant correspondant aux spectres de la figure 21.
- FIGURES 23 : Ventes, tension de vent, courants et température à 16 mètres ($14^{\circ}N$) en avril-mai 1977. Moyennes journalières et droites de régression.
- FIGURE 24 : Corrélations croisées entre les moyennes journalières :
a) des composantes nord-sud des tensions de vent mesurées à Dakar-Yoff et des courants à 16 mètres à $14^{\circ}N$
b) de la composante nord-sud des vents à Dakar-Yoff et de la température à 16 mètres à $14^{\circ}N$.
(période avril-mai 1977, le décalage est positif lorsque les vents précèdent l'autre paramètre).
- FIGURE 25 : Marée interne sur les fonds de 60 m à $14^{\circ}10'N$ du 19 au 22 septembre 1975 (les heures de pleine et basse mer au port de Dakar sont indiquées en abscisse).
- FIGURE 26 : Pourcentage d'eau centrale sud-atlantique dans les eaux profondes entre Dakar et les îles du Cap-Vert, le 5 août 1968. La zone hachurée correspond à la thermocline ($19^{\circ}C$ T $24^{\circ}C$).
- FIGURE 27 : Isothermes en baie de Gorée en saison froide.
- FIGURE 28 : Corrélations croisées entre vents, courants et température de surface à Tiaroye (avril-mai 1977).
- FIGURE 29 : Les catégories d'eaux de surface d'après ROSSIGNOL (1973).
- FIGURE 30 : Comparaison des caractéristiques T-S des eaux de surface à Tiaroye au mois de mars et celles de l'eau centrale sud-atlantique.

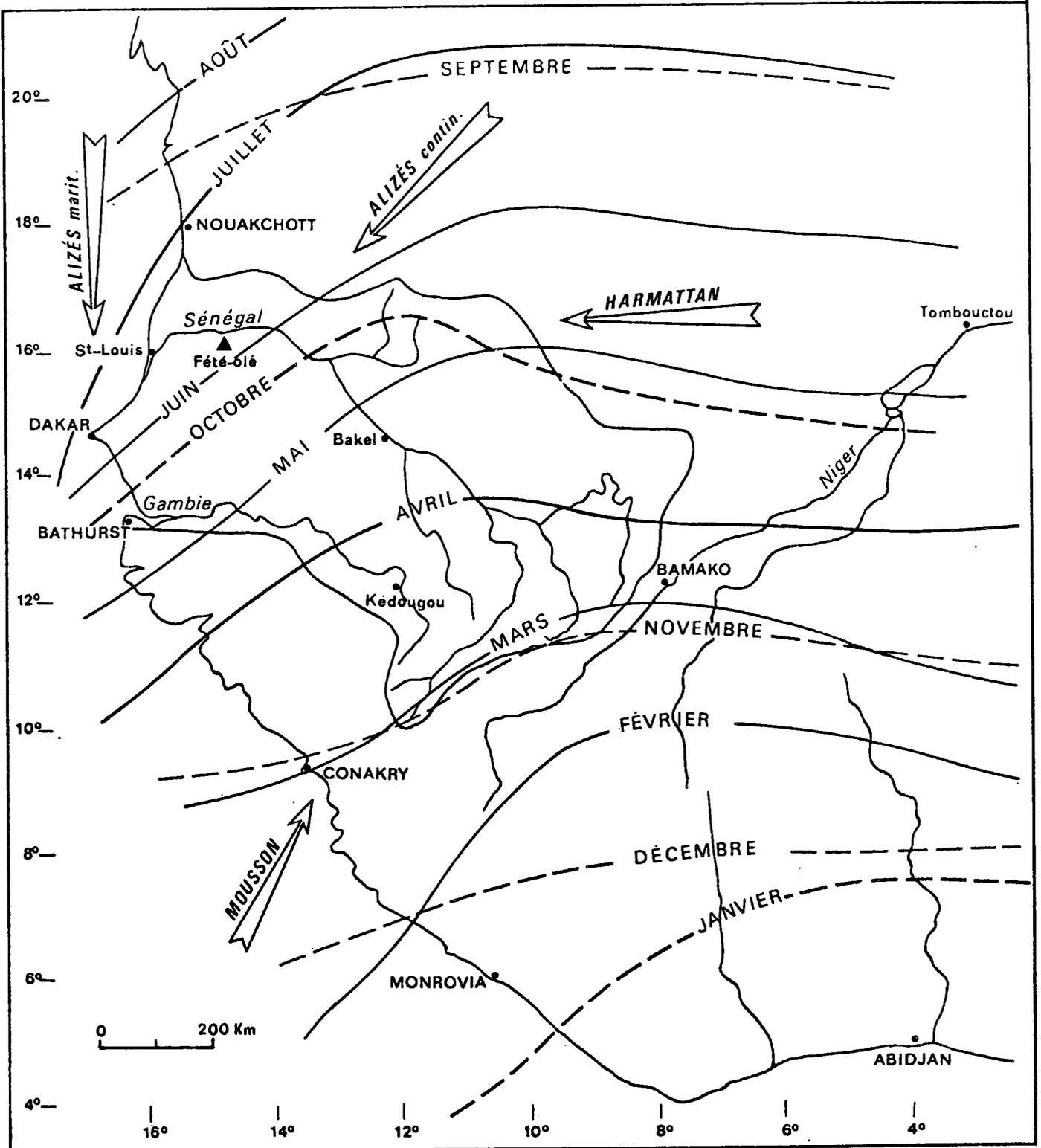
- FIGURE 31 : Salinités de surface observées.
 a) du 15 au 22 novembre 1967
 b) du 24 au 30 janvier 1968.
- FIGURE 32 : Répartition verticale des salinités en face du cap Roxo (septembre 1969).
- FIGURE 33 : Salinités moyennes de surface observées en septembre en deux stations côtières au sud du Cap-Vert en relation avec la pluviométrie à Mbour (les chiffres indiquent les années d'observations).
- FIGURE 34 : Variation saisonnière de la salinité de surface aux stations côtières.
- FIGURE 35 : Evolution des eaux de surface en zone côtière sous l'influence du bilan thermique local. Les points représentant les observations faites en mars 1974.
- FIGURE 36 : Variation saisonnière du mélange des eaux centrales sur le talus continental en trois secteurs de la côte du Sénégal. Les chiffres indiquent le pourcentage d'eau centrale sud-atlantique. La zone hachurées correspond à la profondeur du sommet de la thermocline
- FIGURE 37 : a, b, c, Température, salinité et oxygène de surface en hiver (moyennes janvier-avril) et en été (moyennes juillet-septembre), (d'après J. MERLE).
- FIGURE 38 : Variations saisonnières de la température et de la salinité à une station réalisée sur les fonds de 50 m en face du Cap-Vert au cours des années 1957-1958.
- FIGURE 39 : Reconstitution du signal saisonnier à 0 m et 50 m à l'ouest du Cap-Vert par la somme des ondes annuelles, semi-annuelles et tiers-annuelles.
- FIGURE 40 : Circulation superficielle et répartition des isothermes de surface en saison froide en période :
 a) d'upwelling faible (décembre-janvier) et d'advection
 b) d'upwelling fort (février-avril).
- FIGURE 41 : Température à 10 mètres ;
 a) en avril 1976
 b) en janvier 1974.
- FIGURE 42 : Courants de surface et isohalines de surface en saison chaude :
 a) stable (juillet-août)
 b) instable (septembre-octobre).
- FIGURE 43 : Profondeur de l'isotherme 25°C
 a) en août 1968
 b) en août 1974

FIGURE 44 : Profondeur de l'isotherme 25°C en septembre 1977.

FIGURE 45 : Relation entre les précipitations à Dakar au mois d'août et les températures mesurées à 50 mètres au voisinage du Cap-Vert.

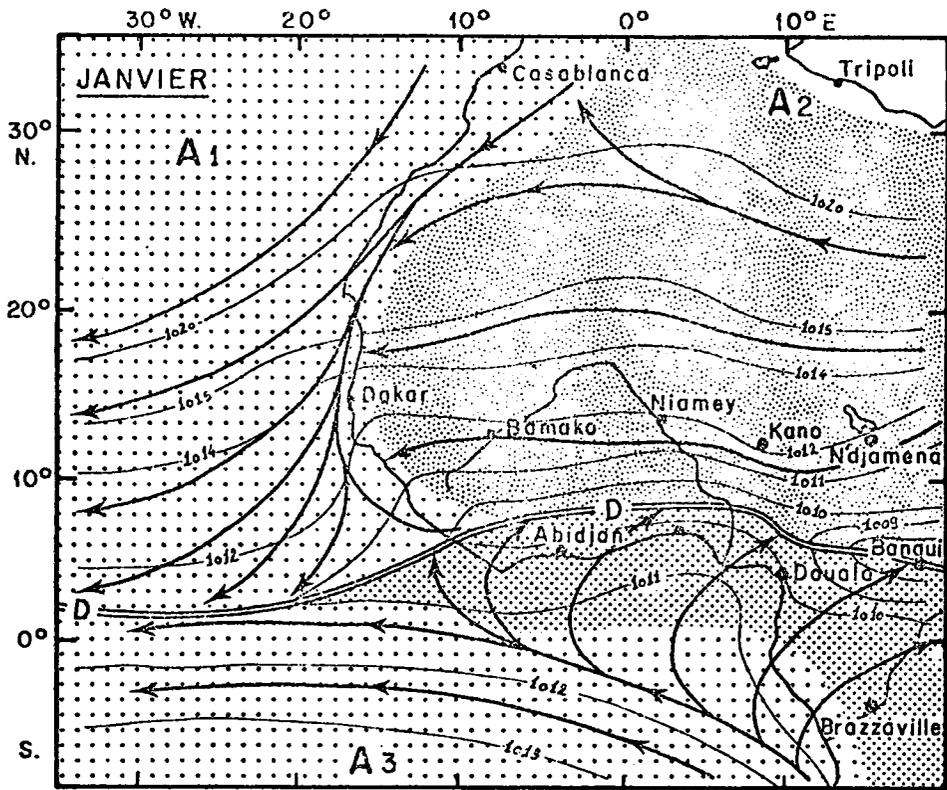
FIGURE 46 : Température de surface en 1974 aux stations côtières de Banjul, Mbour, Tiaroye, Yoff, Kayar et Saint-Louis (de haut en bas, chaque station étant décalée de 2°C).

FIGURE 47 : Histogramme des dates d'apparitions de :
a) la saison chaude
b) la saison froide
d'après la station côtière de Mbour (1952-1977).



Carte 1 - LE DEPLACEMENT DU FRONT INTERTROPICAL
au cours de l'année

(d'après les planches 11, 12, 13 de l'Atlas international de l'Ouest africain)



CENTRES D'ACTION

- 1015- Ligne isobare (pression en mb. au niveau de la mer)
- == Tracé au sol de l'équateur météo. (F.I.T. sur le continent)
- D Axe des basses pressions intertropicales.
- A1 Cellule anticyclonique des Açores.
- A2 " " maghrébine.
- A3 " " de Ste. Hélène.

MASSES D'AIR

- Alizé maritime
- " " continental
- Mousson
- Tajeet. des masses d'air.

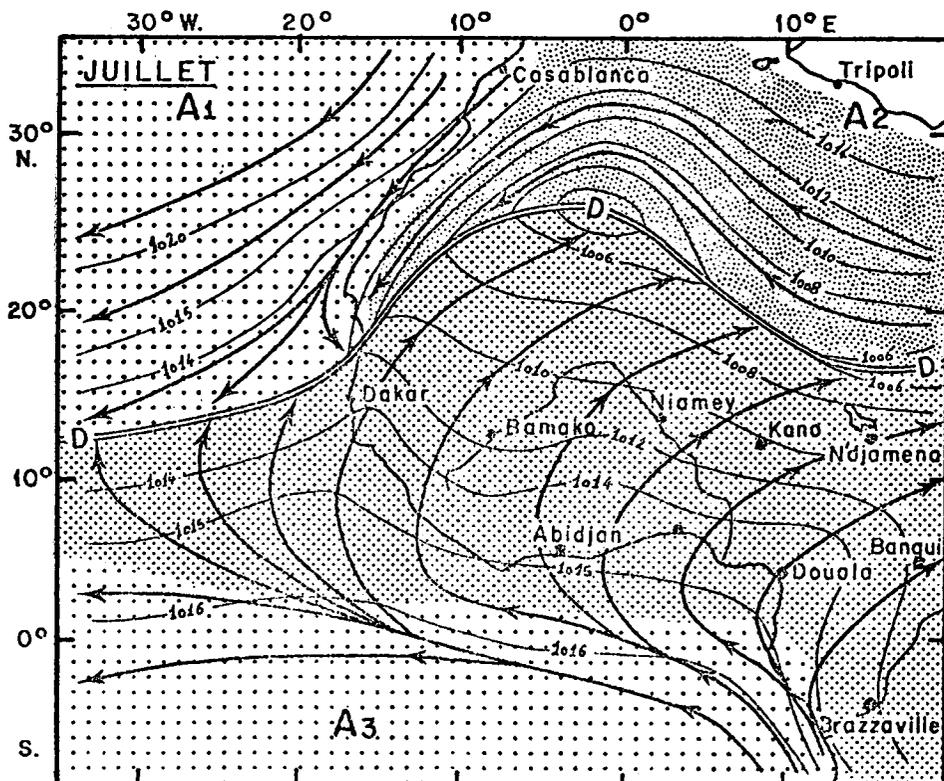


Figure 2.- Centres d'action et circulation en janvier et juillet.

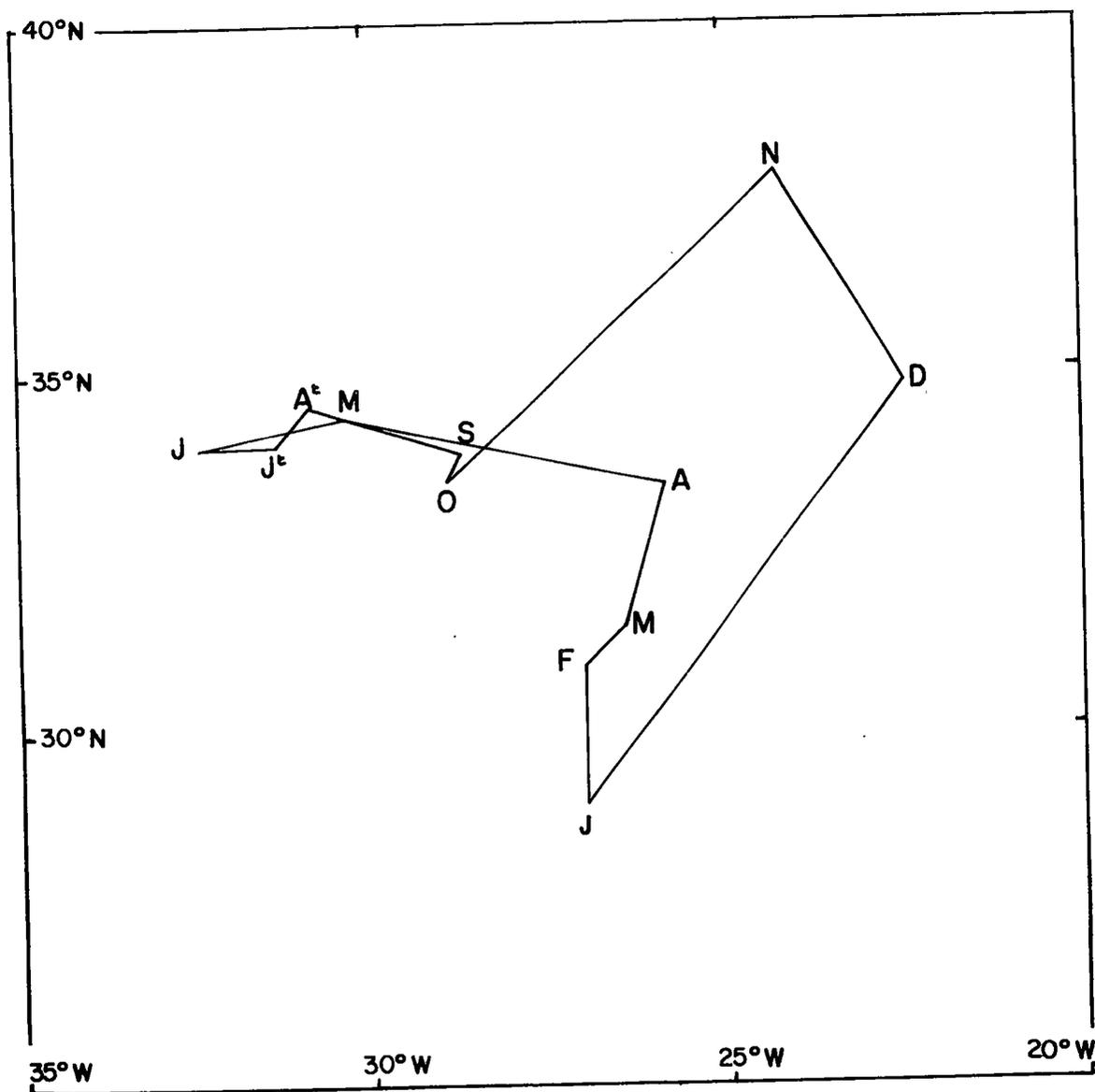


Figure 3.- Positions moyennes mensuelles de l'anticyclone des Açores (d'après GUIRRIEC-GOUGEON).

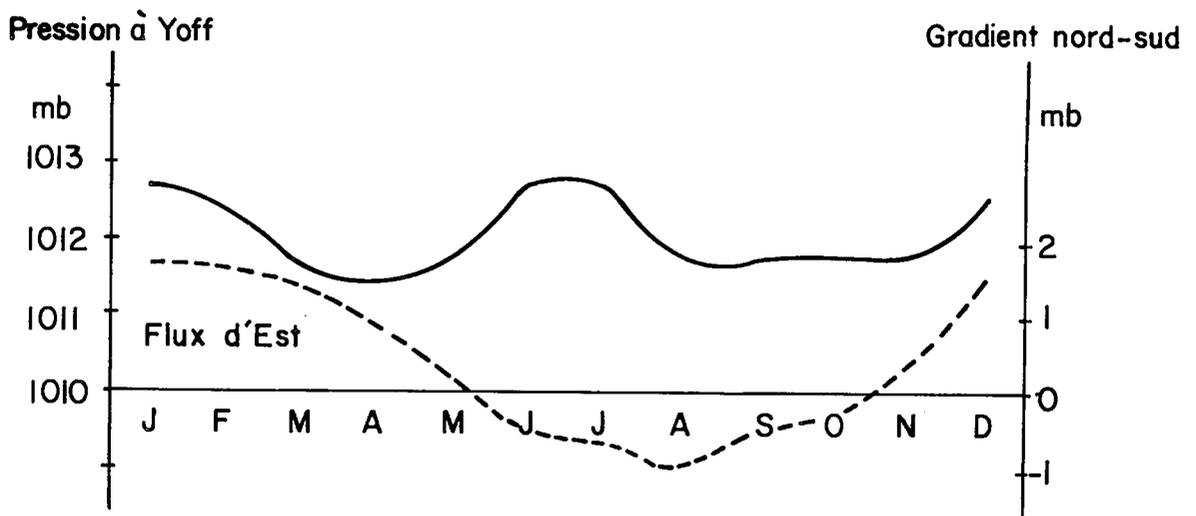


Figure 4: ——— Pression moyenne mensuelle au niveau de la mer à Dakar (1950-1975).
 ----- Différence de pression entre Saint-Louis et Ziguinchor (1950-1960).

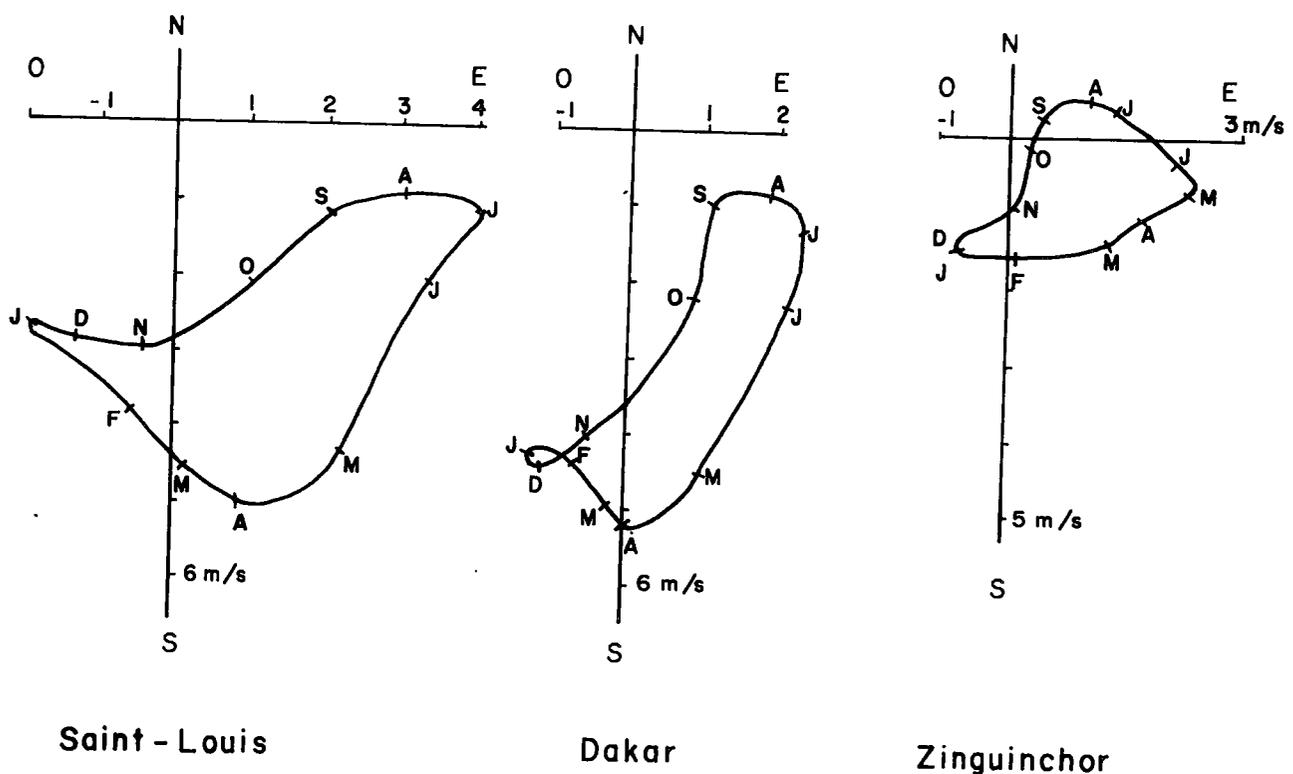


Figure 5.- Hodographe des vents mensuels moyens (1967-1976) aux stations météorologiques côtières.

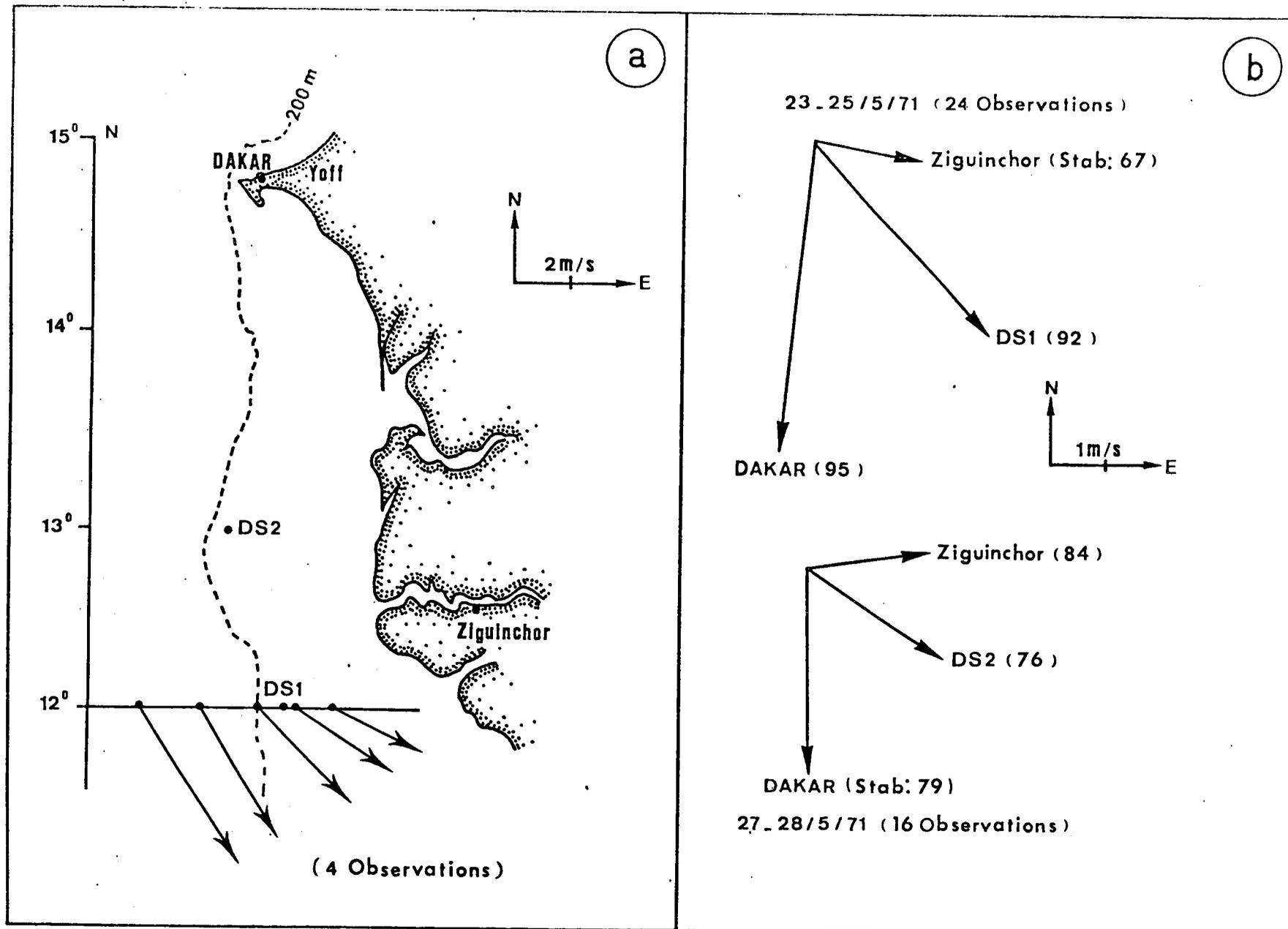


Figure 6.- a) Vents moyens sur la radiale 12°N de février à mai.
 b) Comparaison entre les vents moyens mesurés en mai 1971 à Dakar, Ziguinchor et deux stations fixes en mer (et leur stabilité).
 Le nombre d'observations utilisées entre parenthèses.

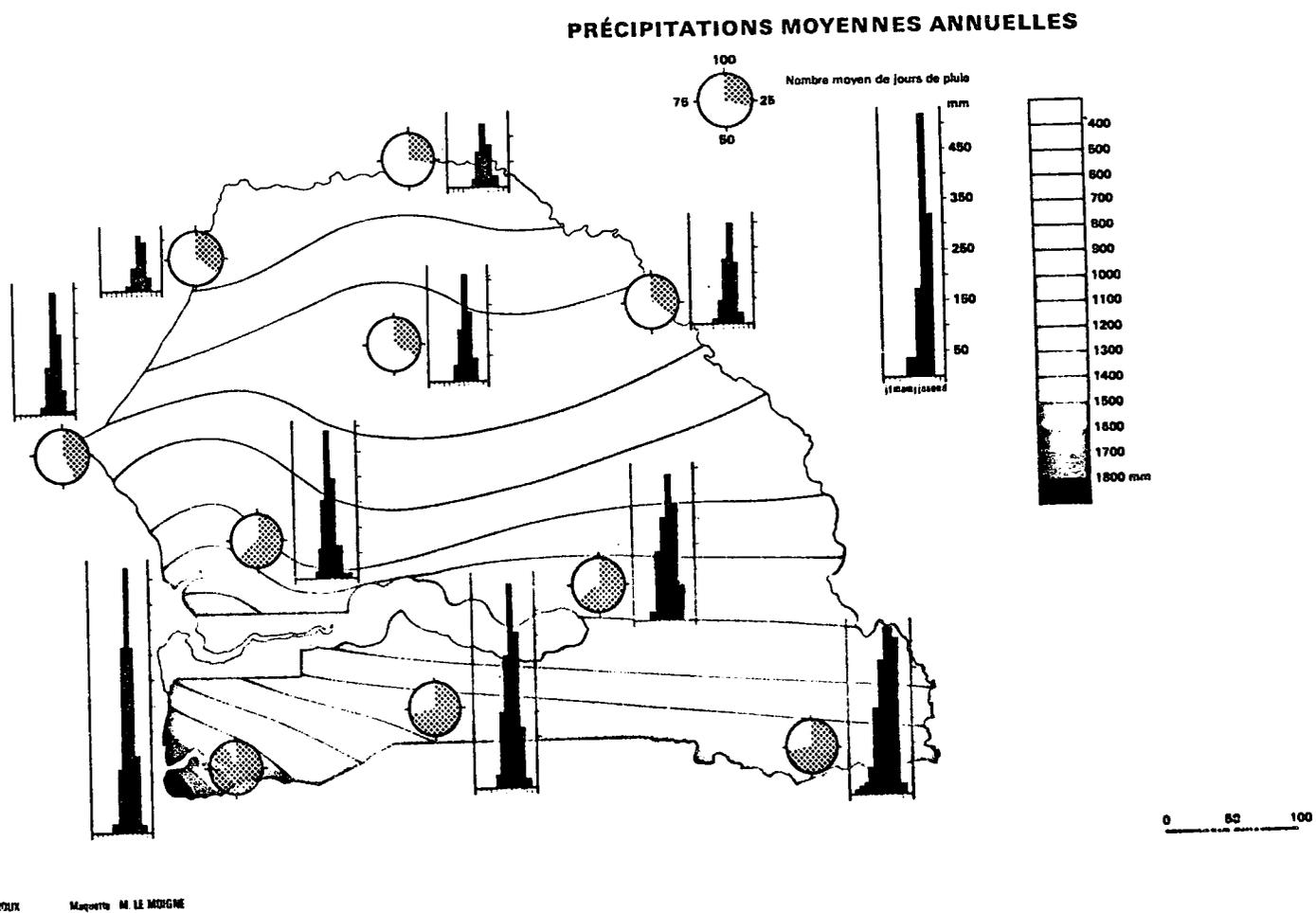


Figure 7 : Précipitations moyennes annuelles

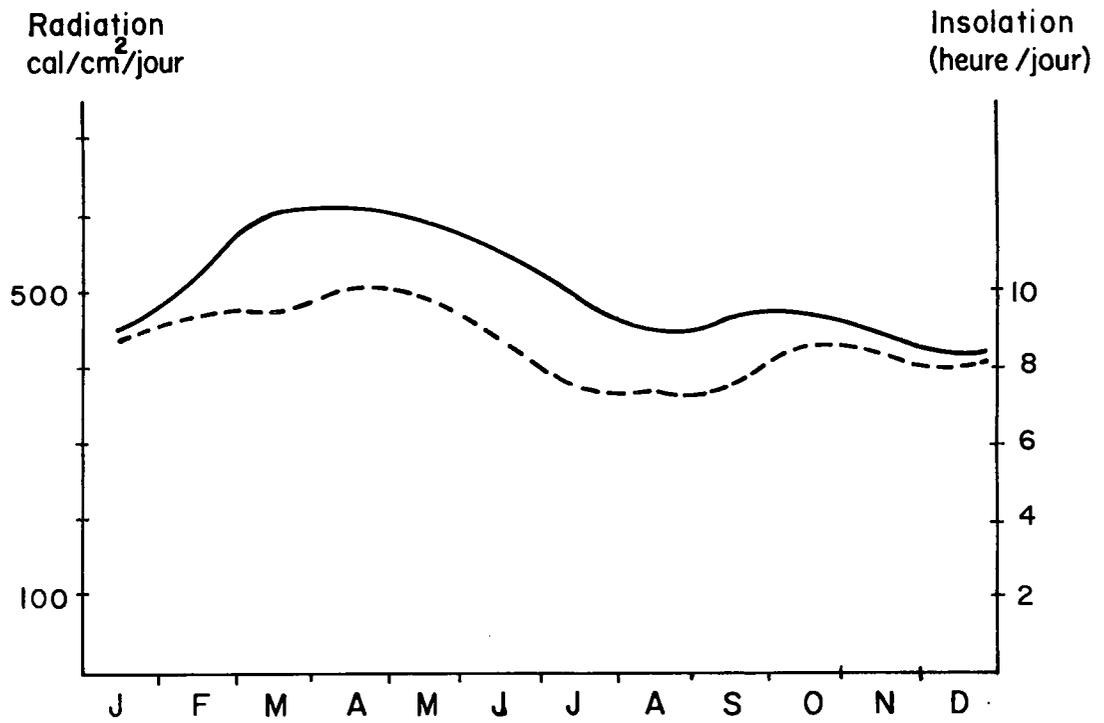
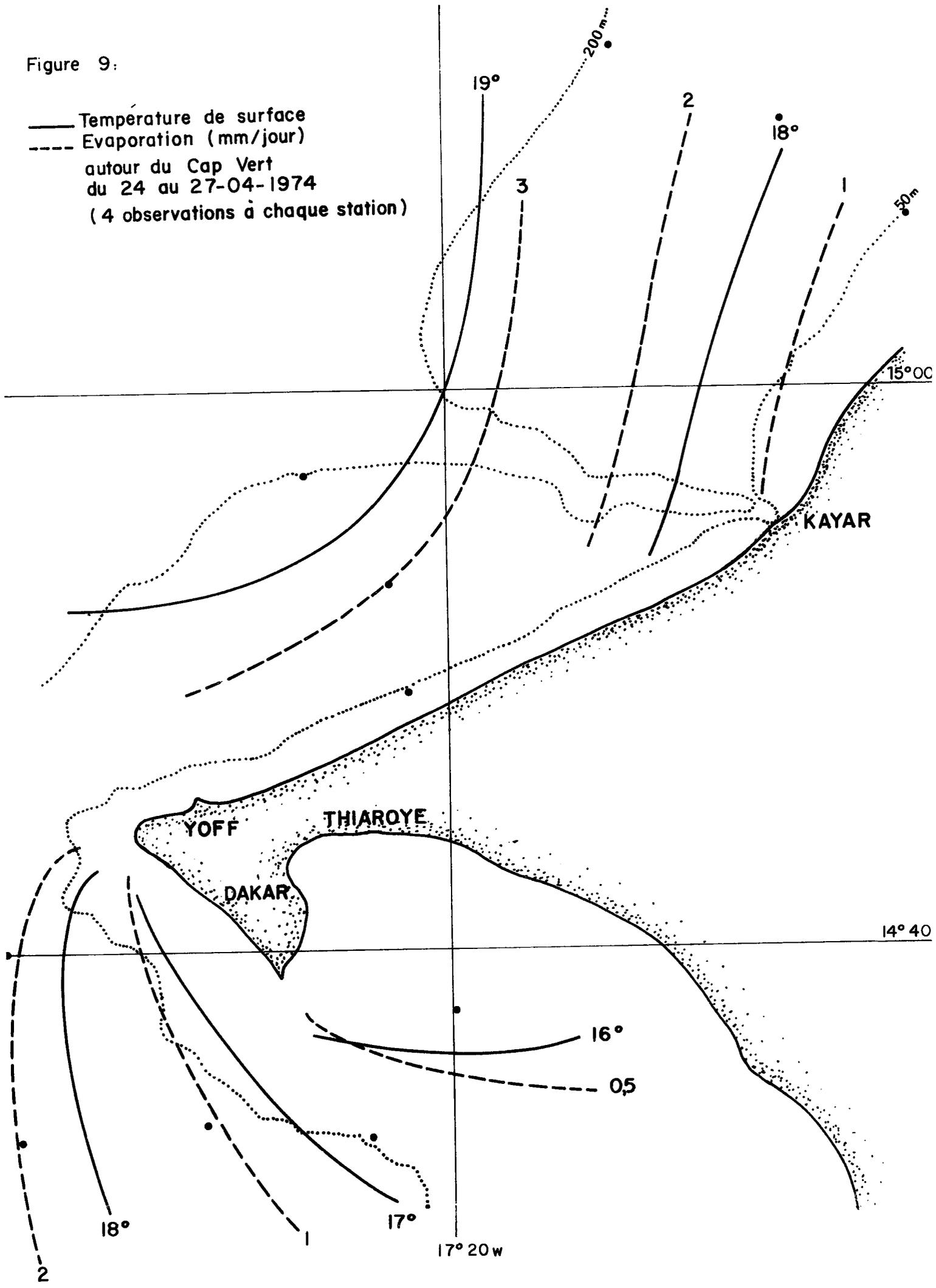


Figure 8 : ——— Radiation incidente à Dakar (1967-1973)
----- Insolation à Dakar-Yoff (1967-1976)

Figure 9:

— Température de surface
 - - - Evaporation (mm/jour)
 autour du Cap Vert
 du 24 au 27-04-1974
 (4 observations à chaque station)



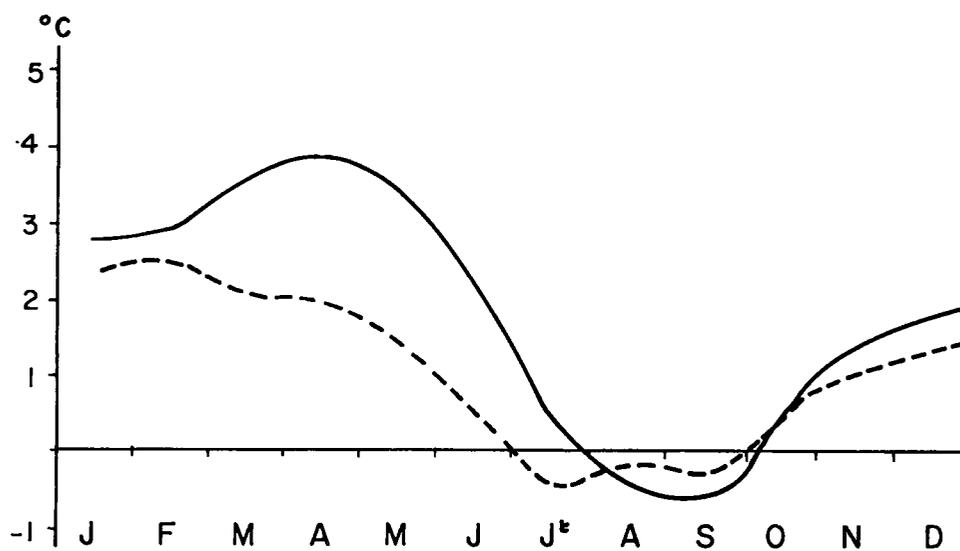


Figure 10: Différence entre la température de l'air (Aéroport de Dakar-Yoff) et la température de l'eau.

—— au sud du Cap Vert (Thiaroye)

----- au nord du Cap Vert (Yoff)

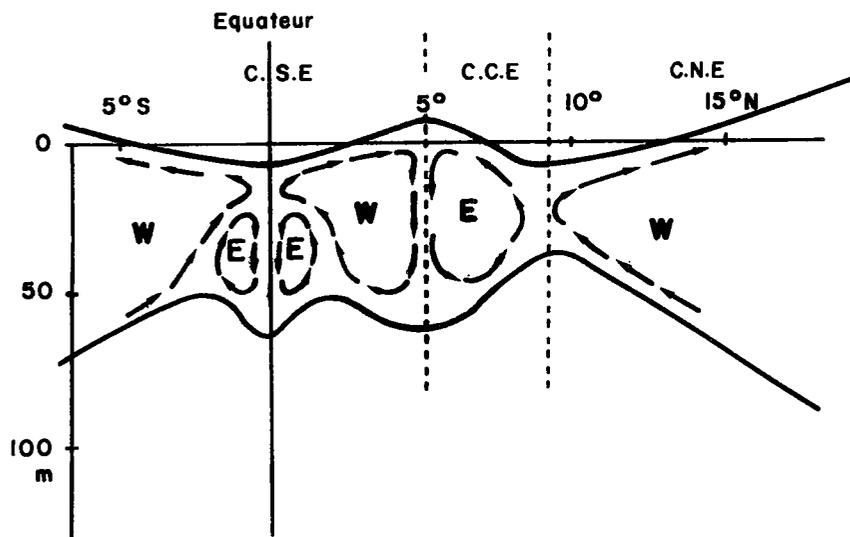


Figure 11.- Circulation méridienne zonale et verticale dans la couche de surface en région équatoriale (d'après MAMDEV).
 CSE = courant sud-équatorial
 CCE = contre courant équatorial
 CNE = courant nord-équatorial.

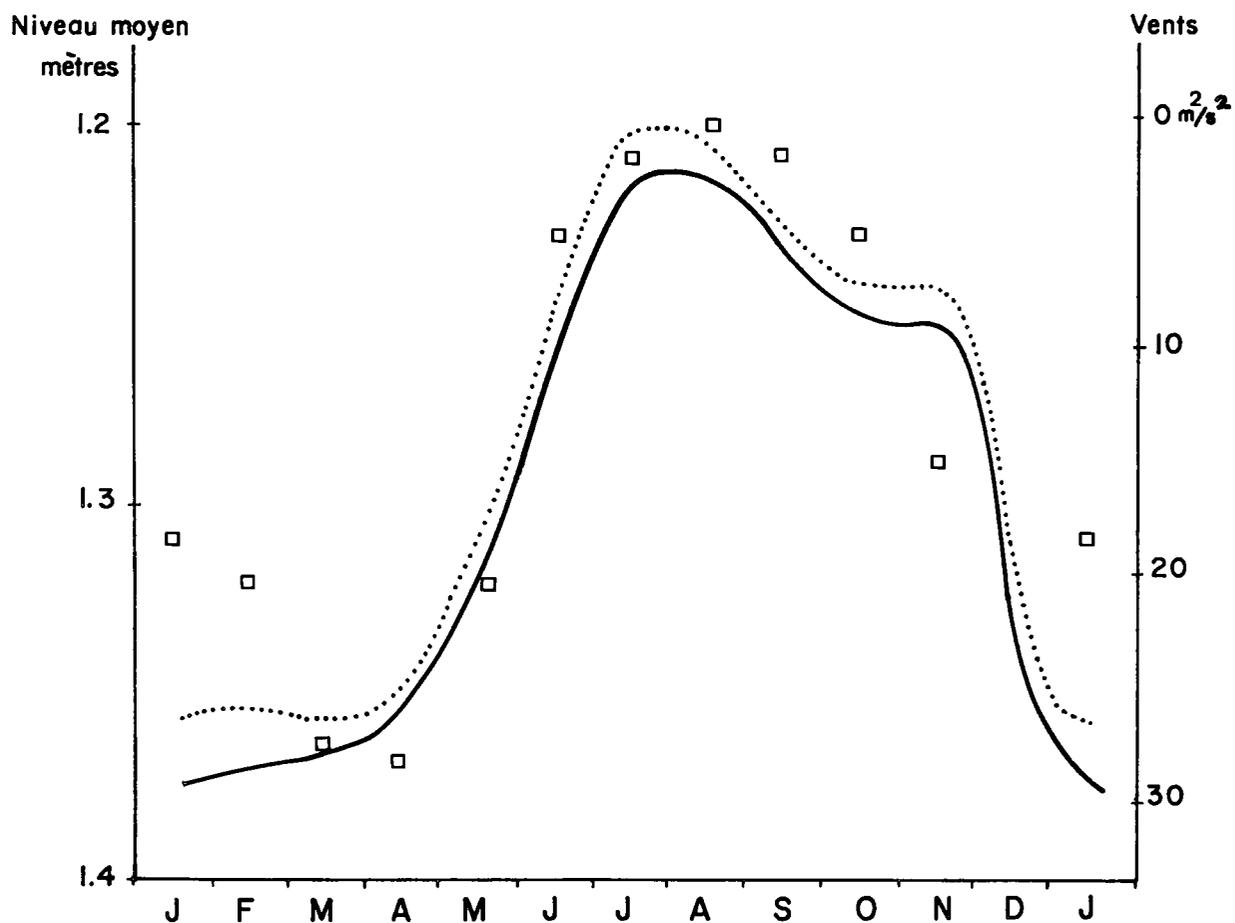


Figure 12 : — niveau moyen Dakar (1958-1965)
 corrigé des effets de pression barométrique
 □ indice de composante nord-sud des tensions de vents
 (unités arbitraires)

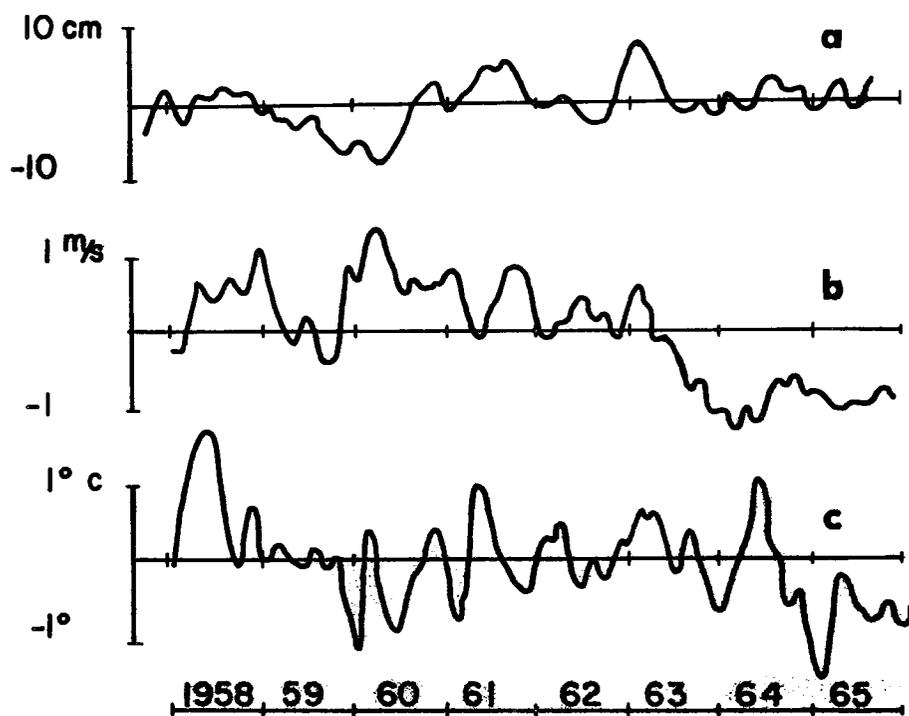


Figure 13.- Anomalies pendant la période 1958 - 1965 des :
a) niveaux moyens à Dakar
b) vitesse du vent à Dakar-Yoff
c) températures de surface à Mbour.

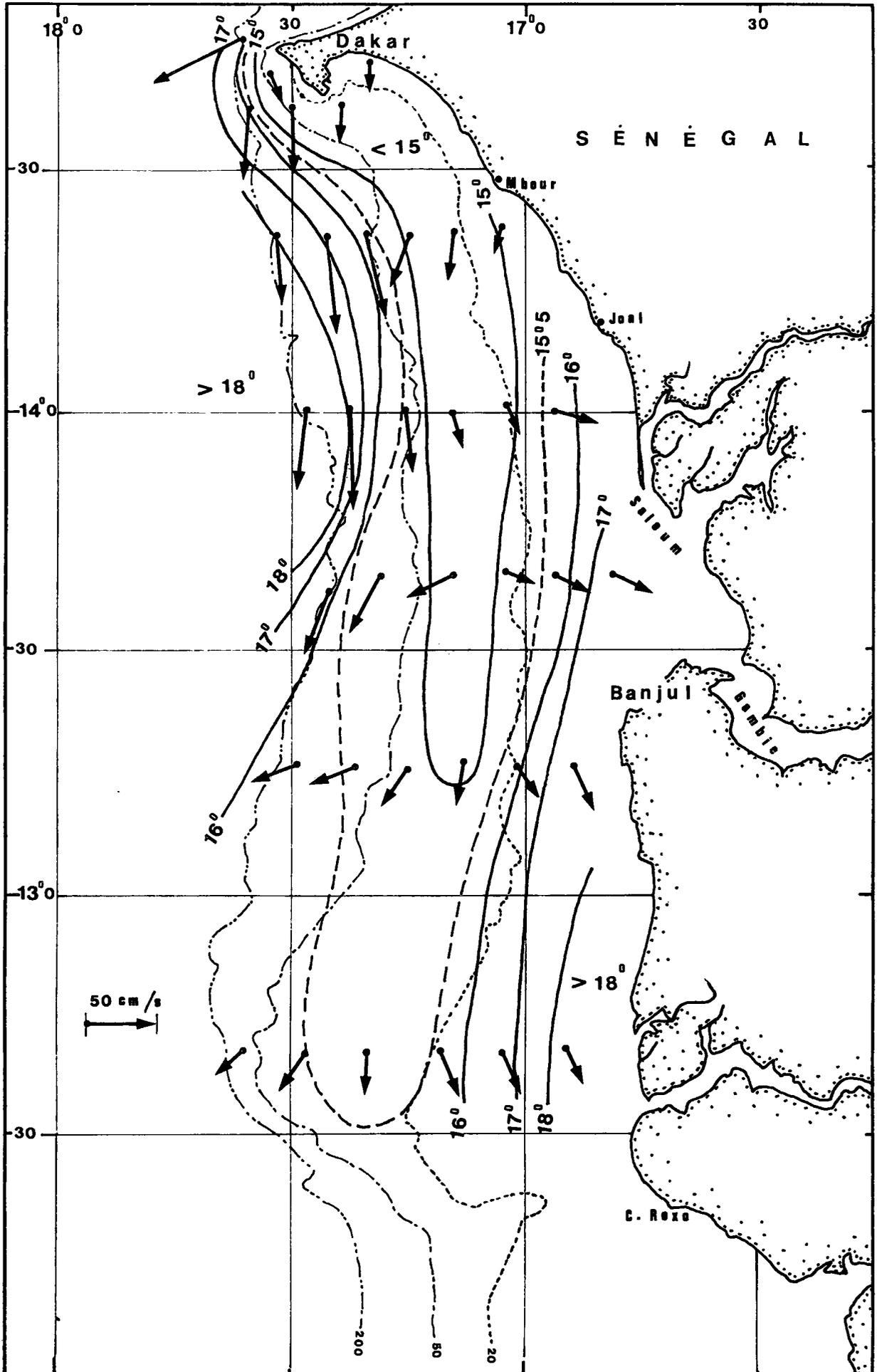


Figure 14.- : Les courants à 5m, du 20 au 31 mars 1974.

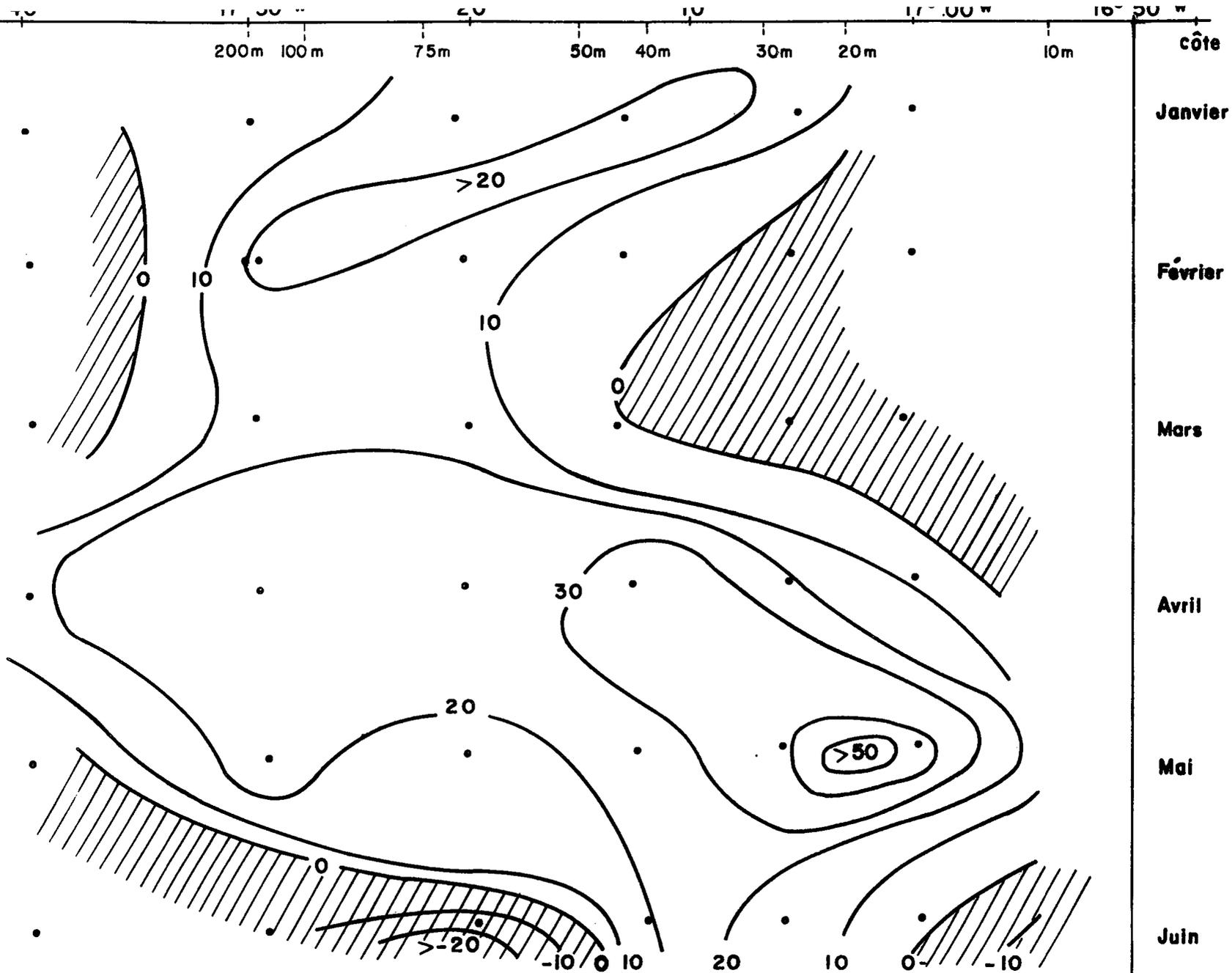


Figure 15.- Variations de la composante nord-sud des courants de surface sur le plateau continental à 14°00'N de janvier à juin 1977. Les isobathes sont indiquées en abscisse. Les courants nord sont hachurés.

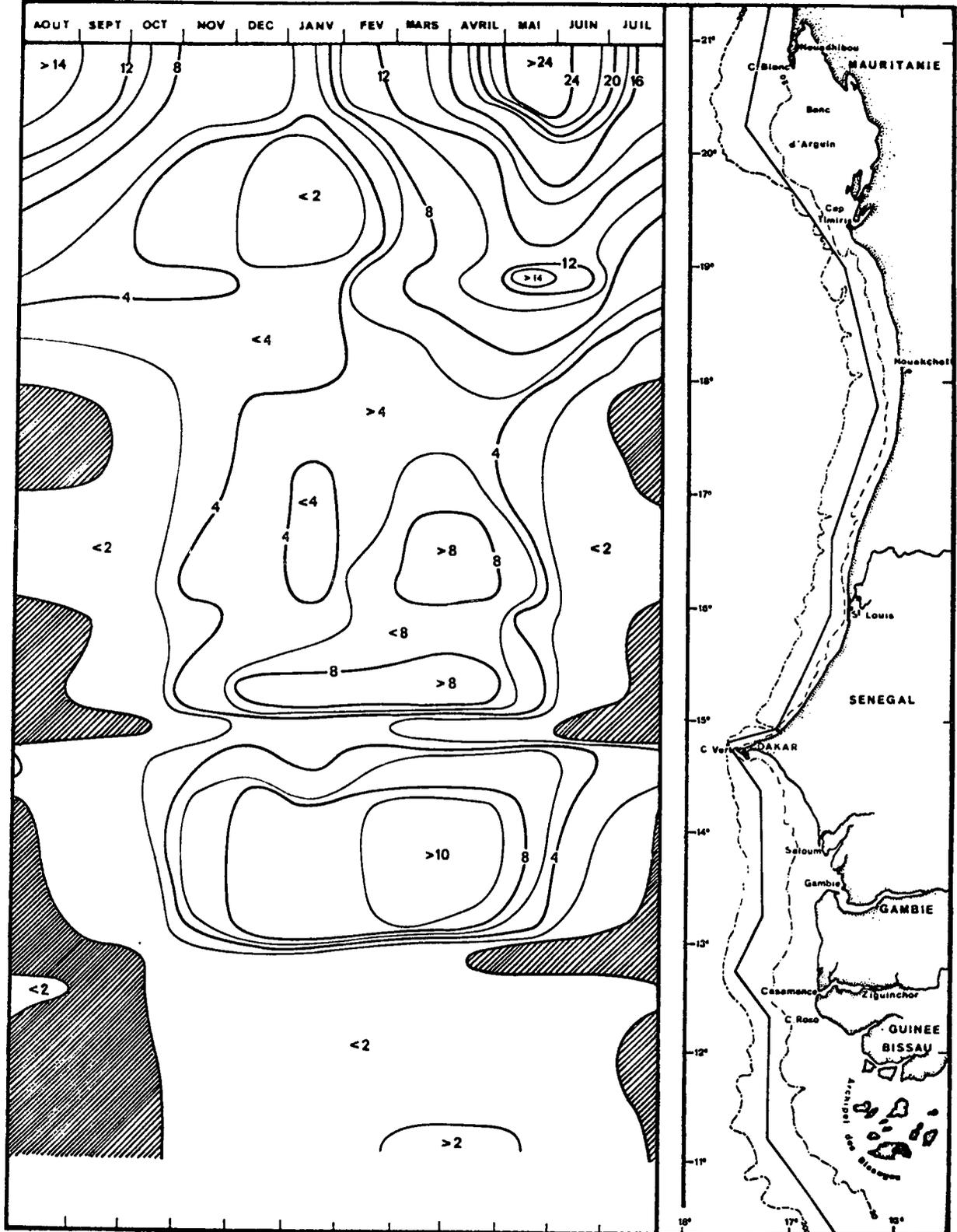


Figure 16.- : Variation annuelle du transport d'Ekman le long des côtes de Mauritanie et du Sénégal, exprimé en m^3/s pour 10 mètres de côte. Les valeurs négatives (convergence) sont hachurées.

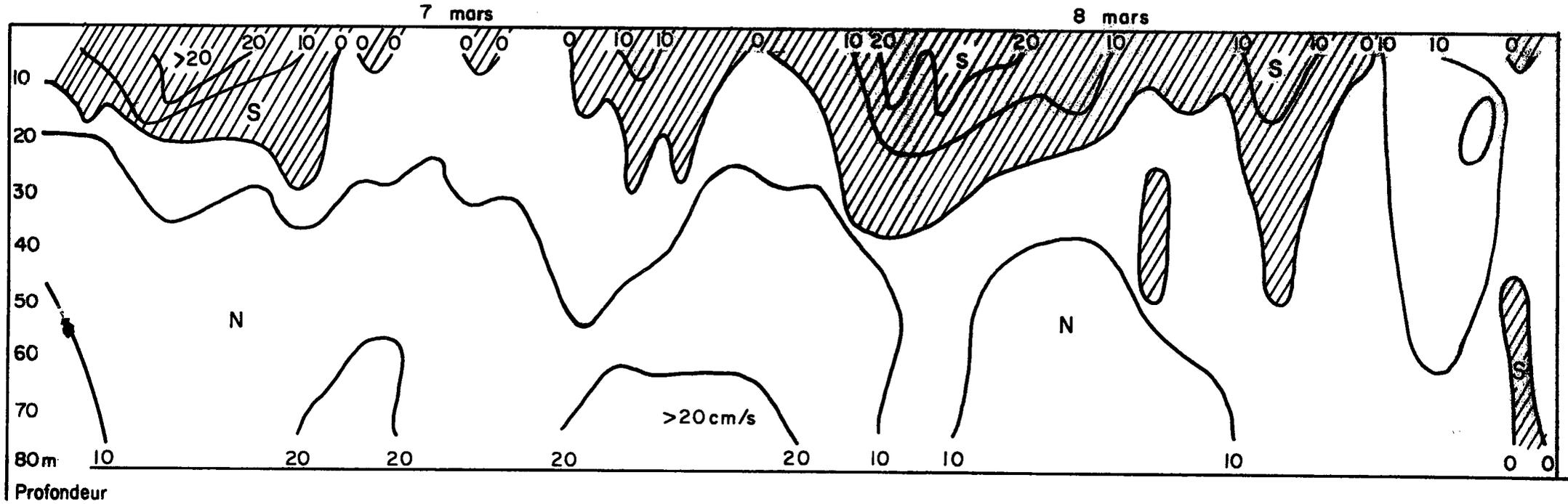


Figure 17 a.- Composante nord-sud en cm/s des courants devant Saint-Louis sur les fonds de 103 mètres - Station de Meteor - mars 1937.

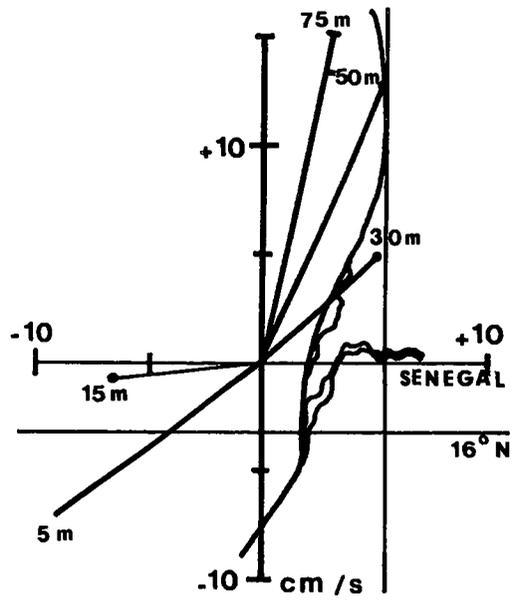


Figure 17b.- : Structure verticale moyenne du courant à cette station (Tomczak, 1970).

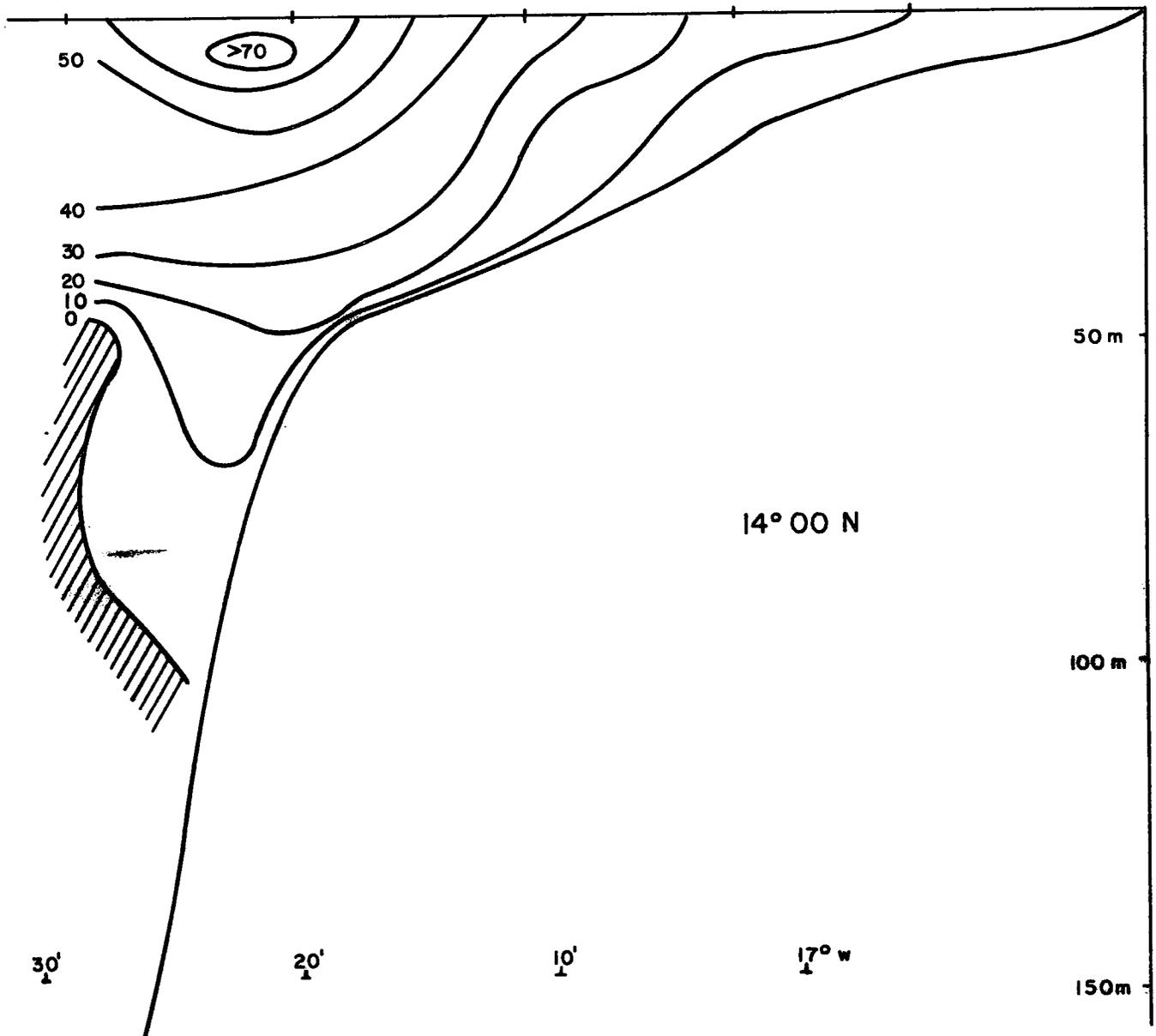


Figure 18.- Composante nord-sud en cm/s des courants mesurés le 26 mars 74 sur la radiale 14°00'N. Les courants nord sont hachurés.

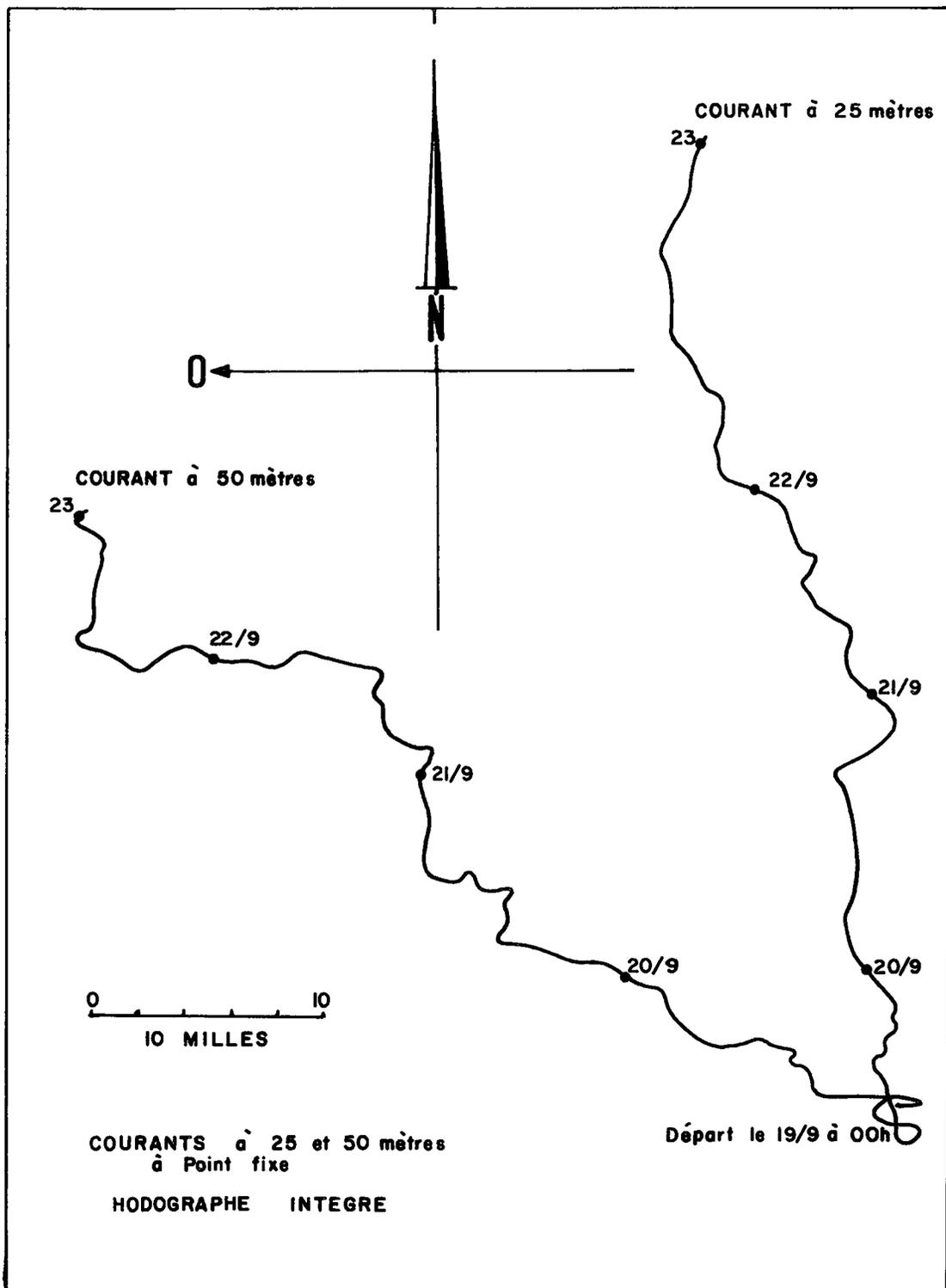


Figure 19 b.- Hodographe intégré des courants observés à 14°N sur le plateau continental en septembre 1975.

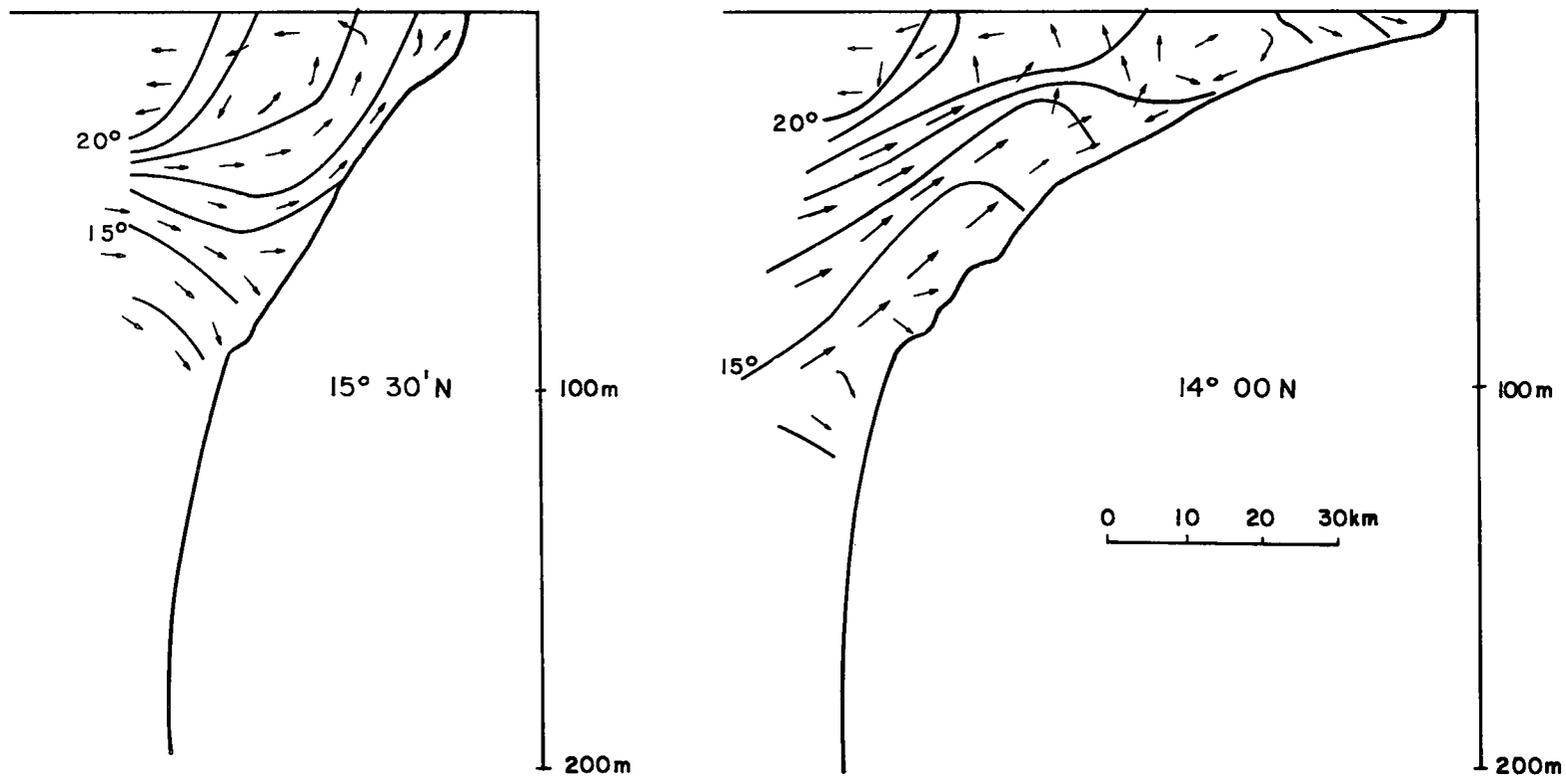


Figure 20.- Profils thermiques et circulation verticale et transversale probable au nord et au sud du Cap-Vert en période d'upwelling.

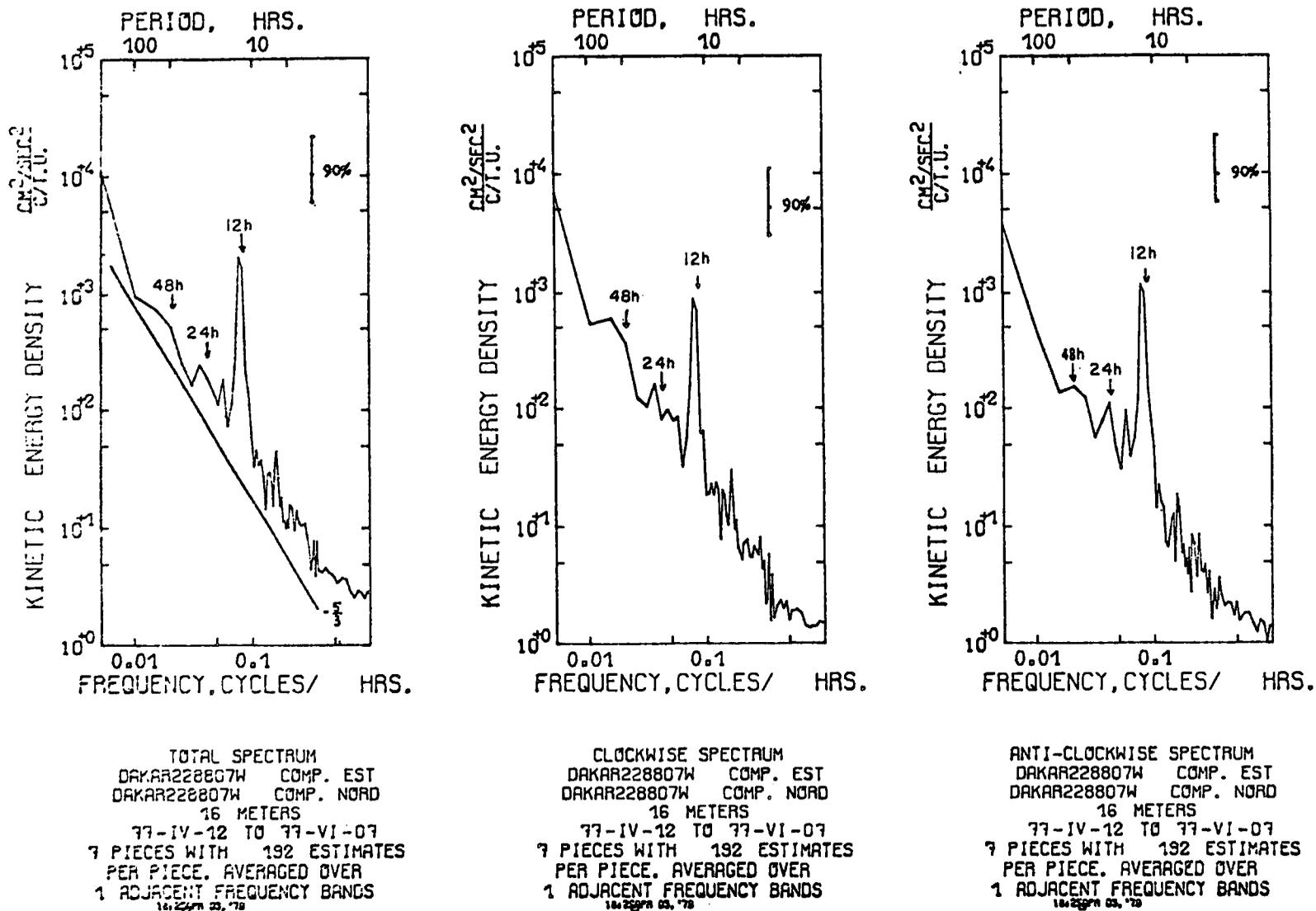


Figure 21.- Spectres totaux, direct et inverse des courants mesurés à 16 m, d'avril à juin 1977, sur les fonds de 50 m de la radiale 14°N.

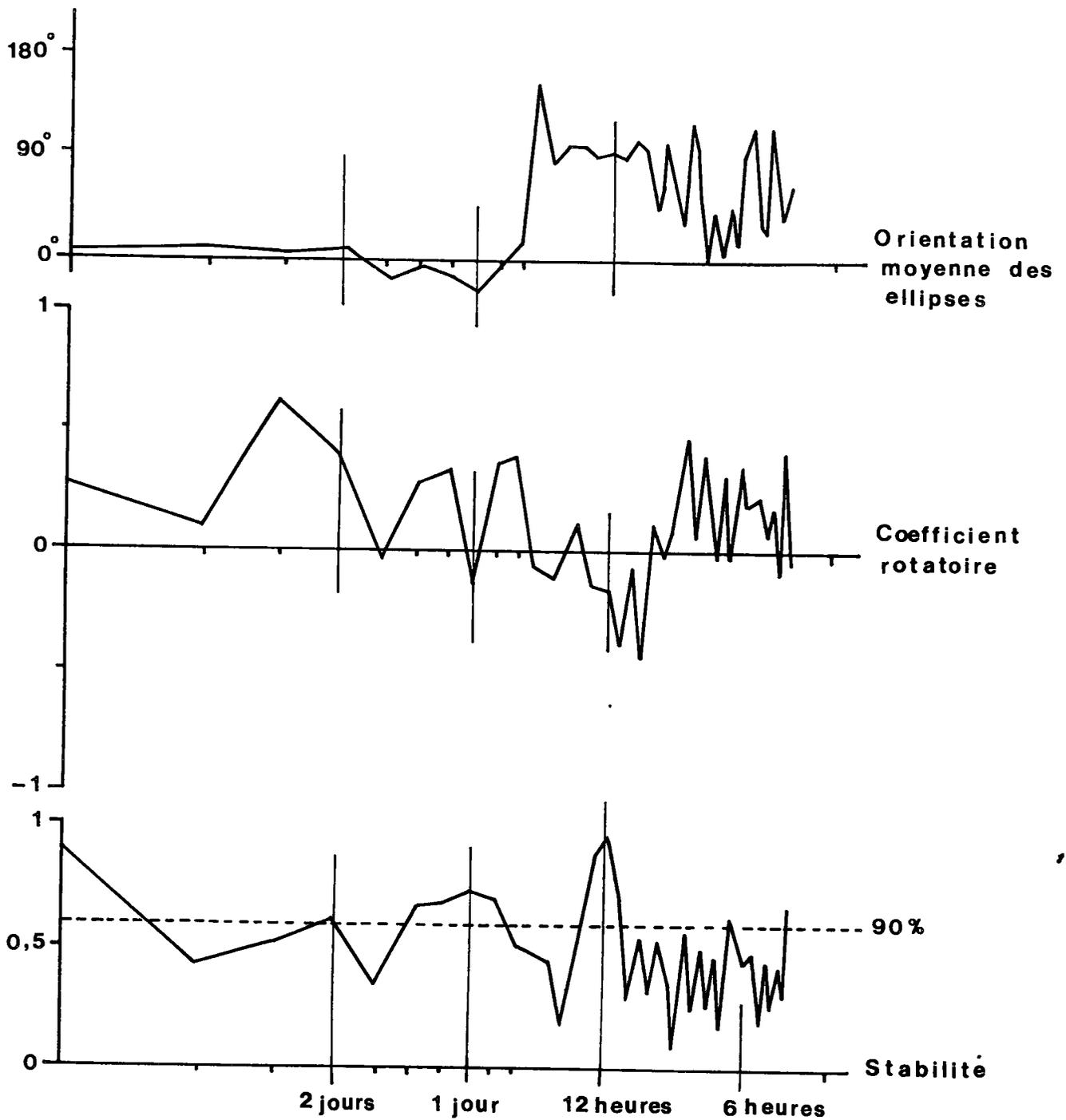


Figure 22.- : Orientation moyenne des ellipses, coefficient rotatoire et stabilité des ellipses de courant correspondant aux spectres de la figure 21.

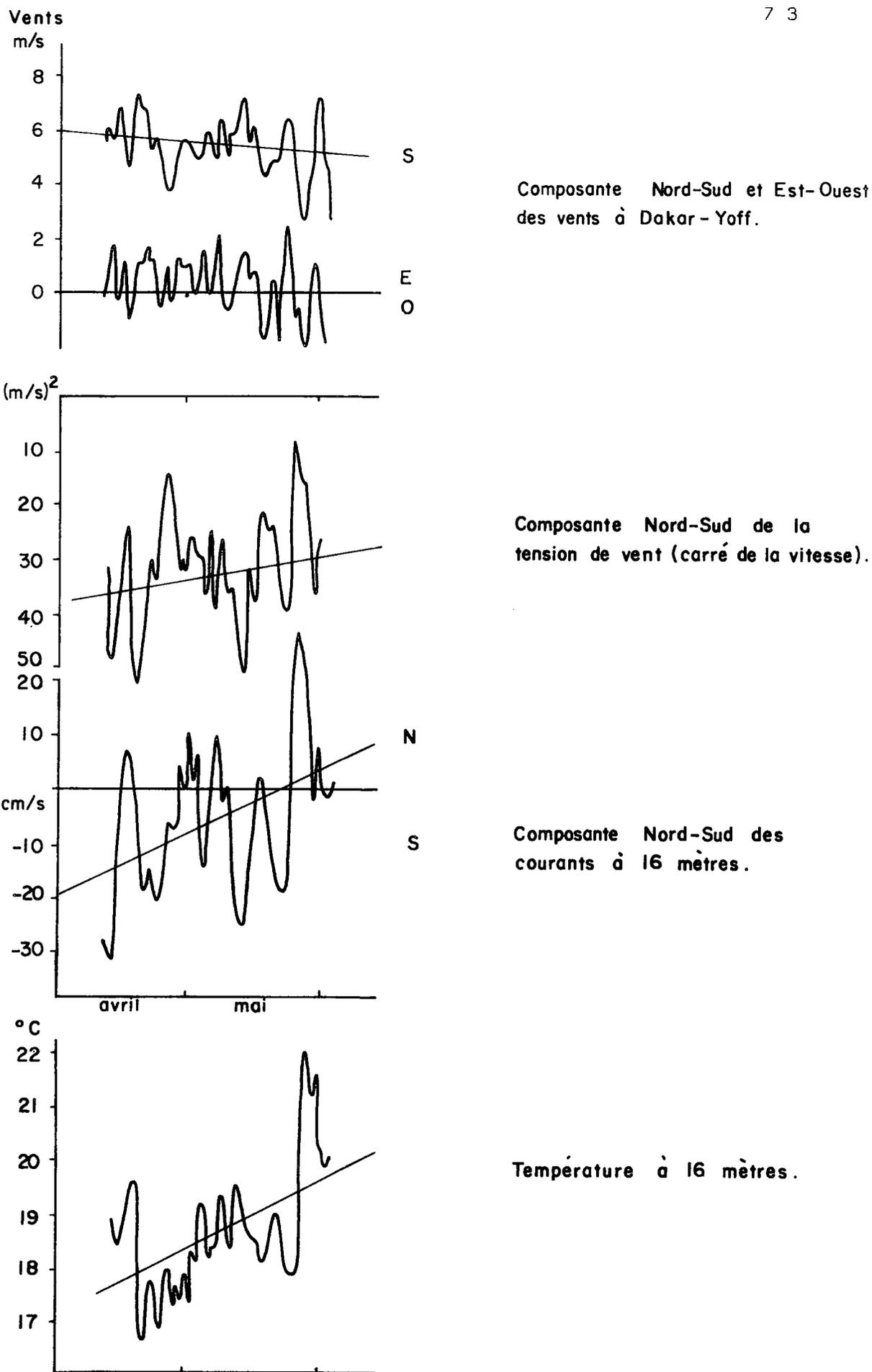


Figure 23.- Vents, tensions de vent, courants et température à 16 m (14°N) en avril-mai 1977. Moyennes journalières et droites de regression.

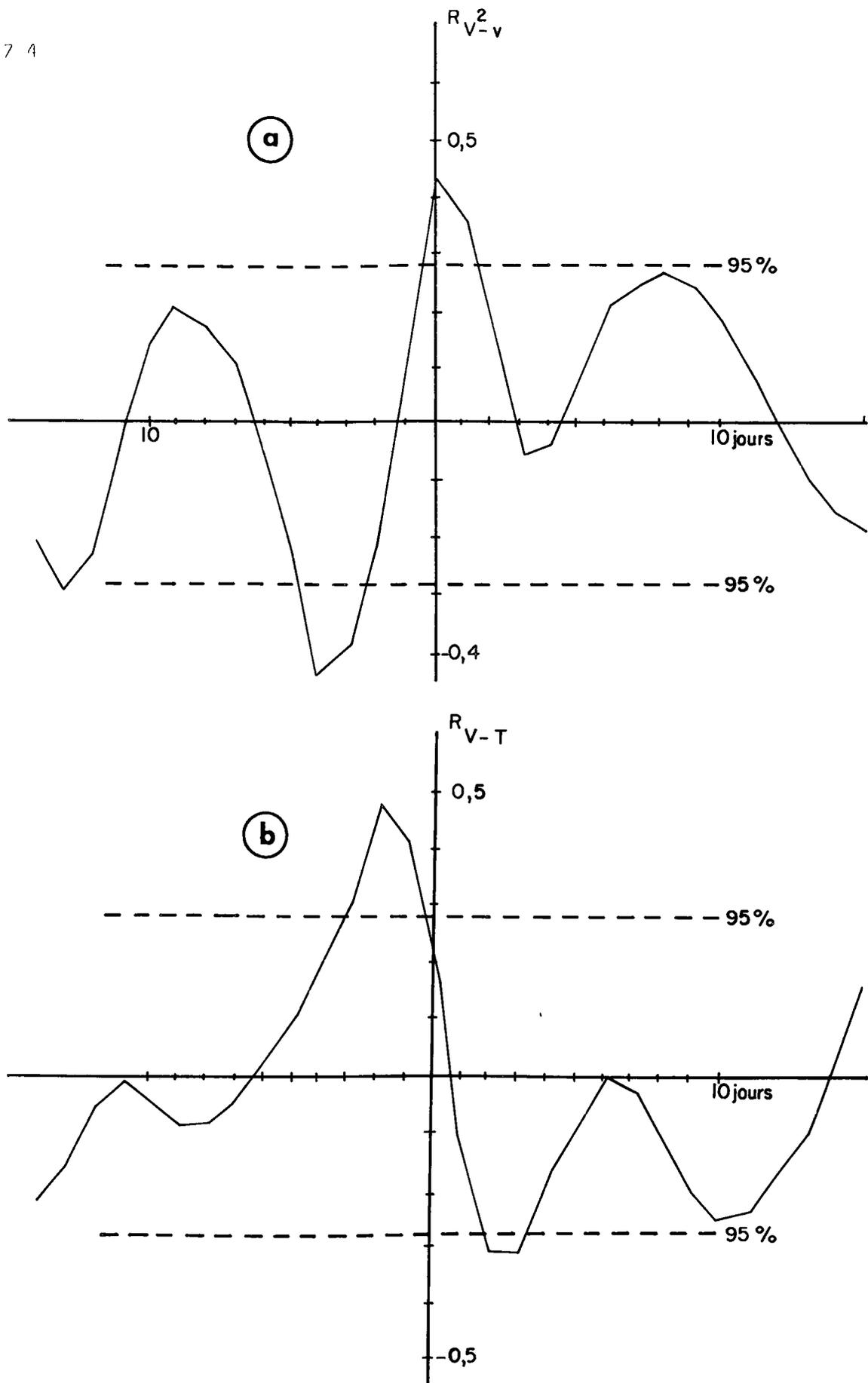


Figure 24.- Corrélations croisées entre les moyennes journalières :
 a) des composantes nord-sud des tensions de vent mesurées à Dakar-Yoff et des courants à 16 m à 14°N.
 b) de la composante nord-sud des vents à Dakar-Yoff et de la température à 16 m à 14°N.
 (période avril-mai 1977, le décalage est positif lorsque les vents précèdent l'autre paramètre).

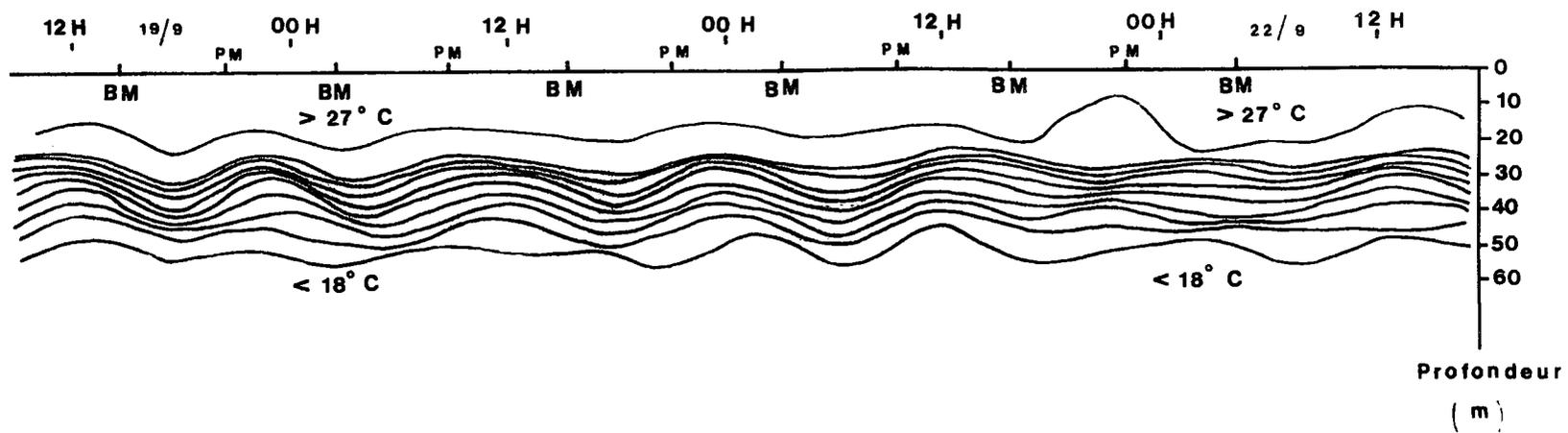


Figure 25.- : Marée interne sur les fonds de 60 m à $14^\circ 10\text{N}$ du 19 au 22 septembre 1975 (les heures de pleine et basse mer au port de Dakar sont indiquées en abscisse).

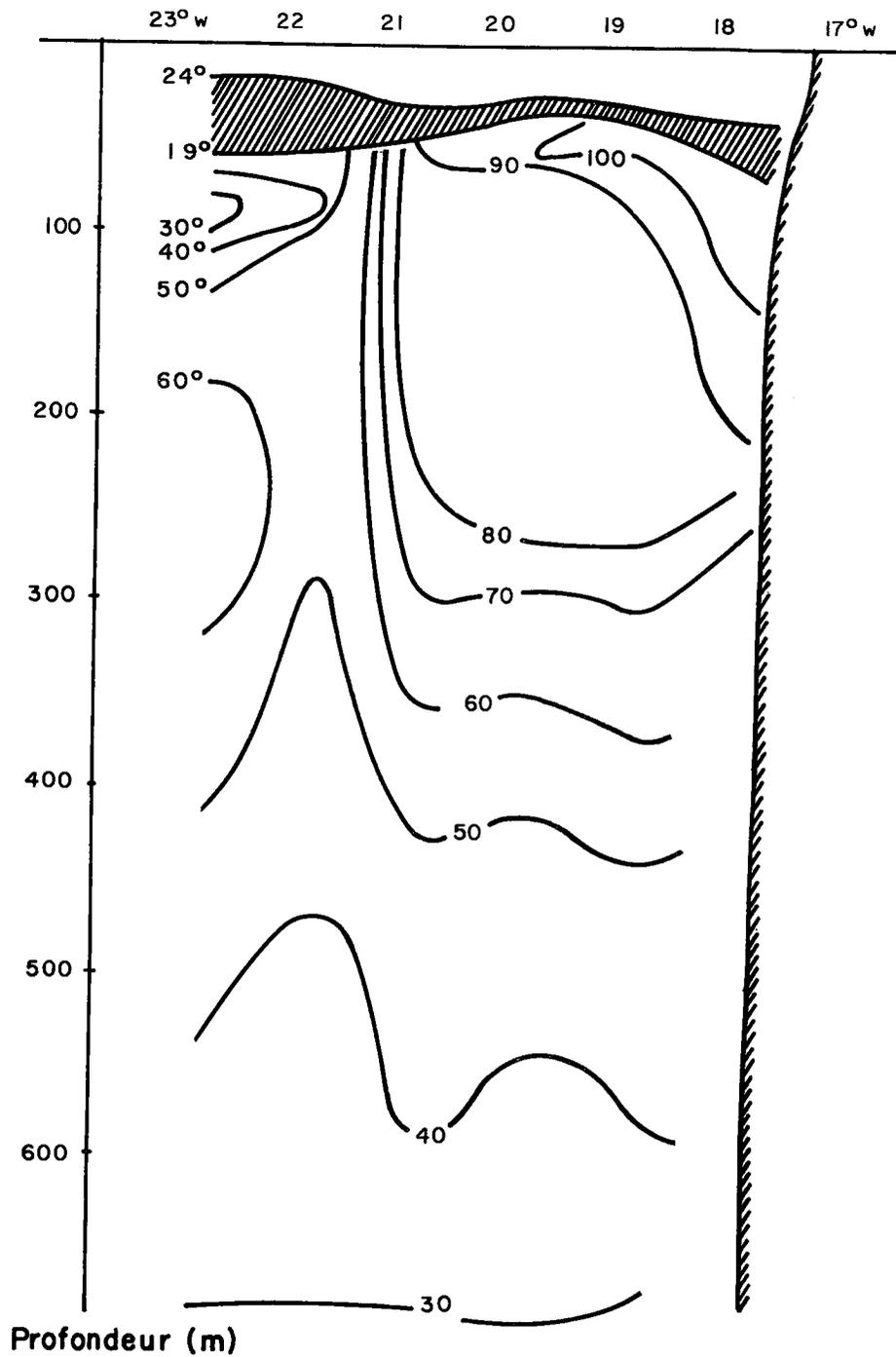
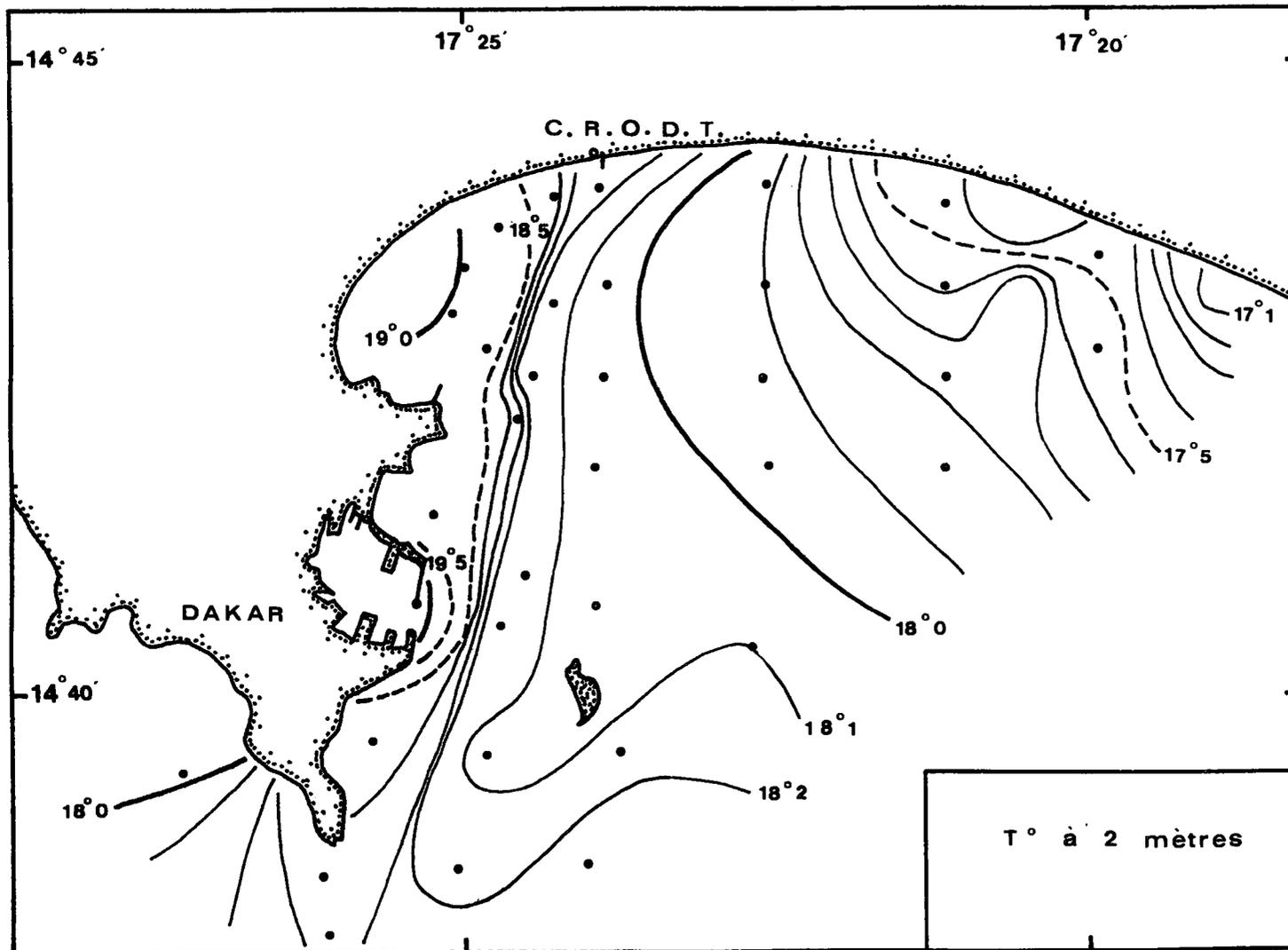


Figure 26.- Pourcentage d'eau centrale sud-atlantique dans les eaux profondes entre Dakar et les îles du Cap-Vert, le 5 août 1968. La zone hachurée correspond à la thermocline ($19^{\circ}\text{C} < T < 24^{\circ}\text{C}$)..



DATE : 15-12-1976

MISSION : L.A. 7644

Figure 27.- : Isothermes en baie de Gorée en saison froide

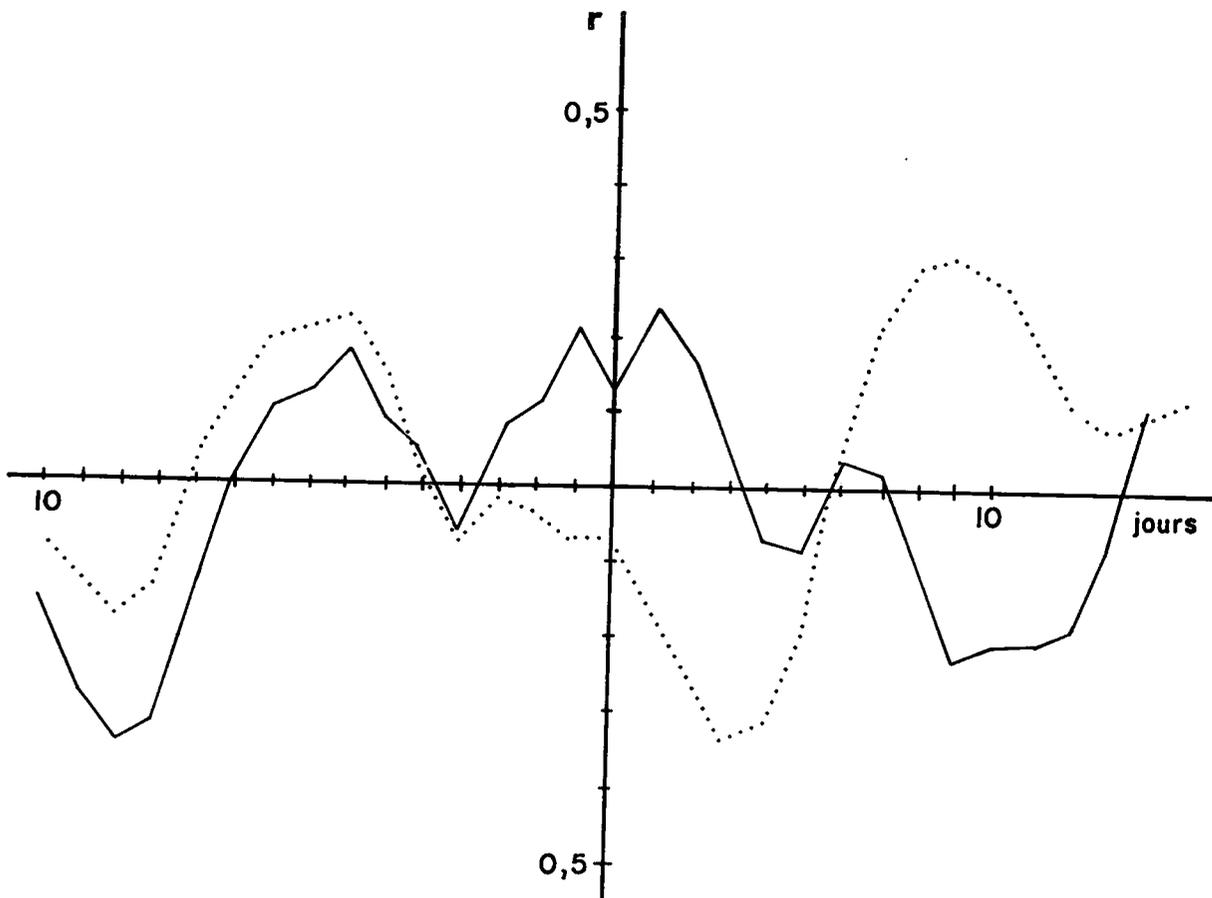


Figure 28: Corrélations croisées entre :

— les vents à Yoff (N/S) et la température de surface à Thiaroye.

..... les courants (N/S) à 14°N et la température de surface à Thiaroye.

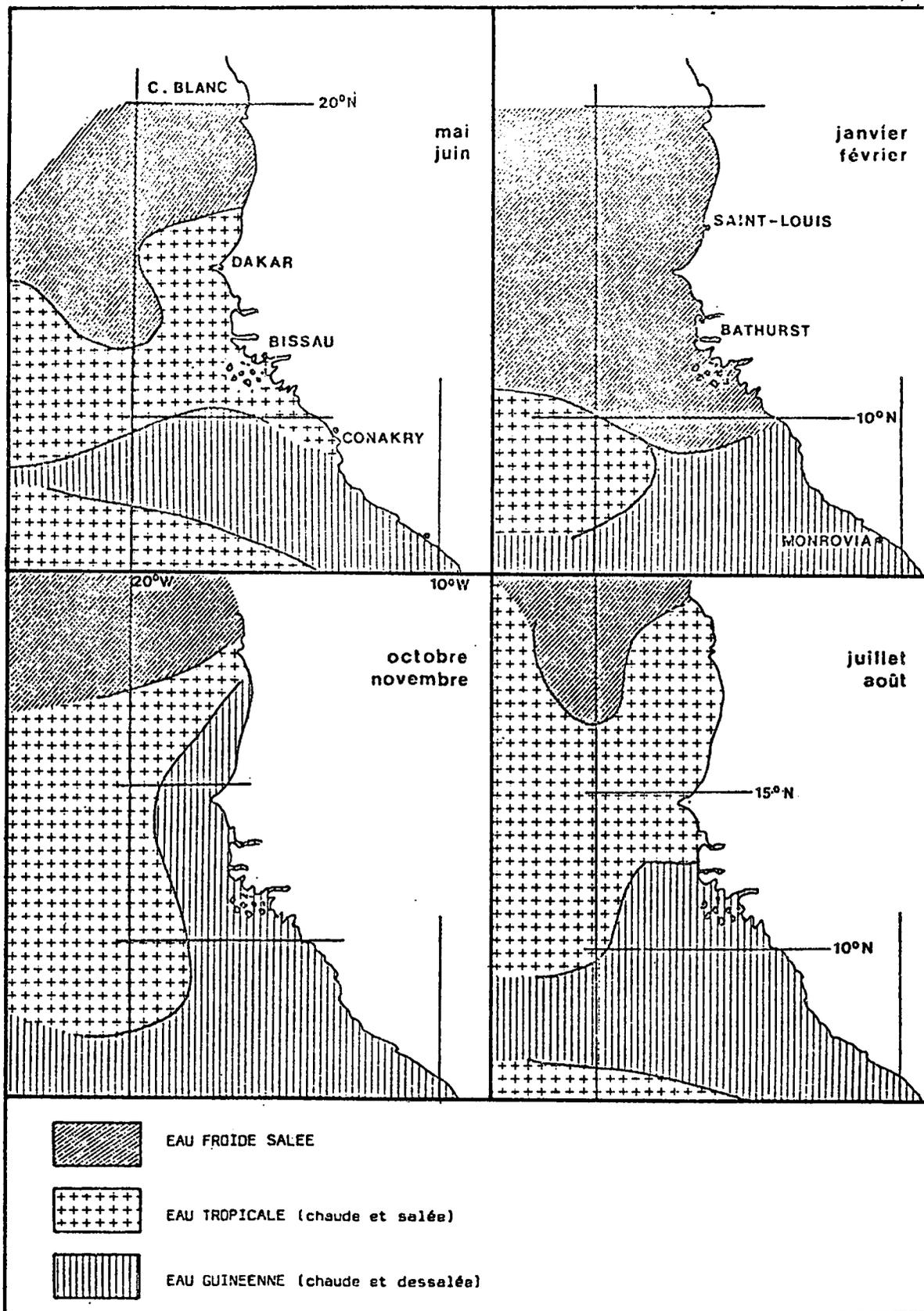


Figure 29.- : Les catégories d'eaux de surface - d'après Røssignol (1973)

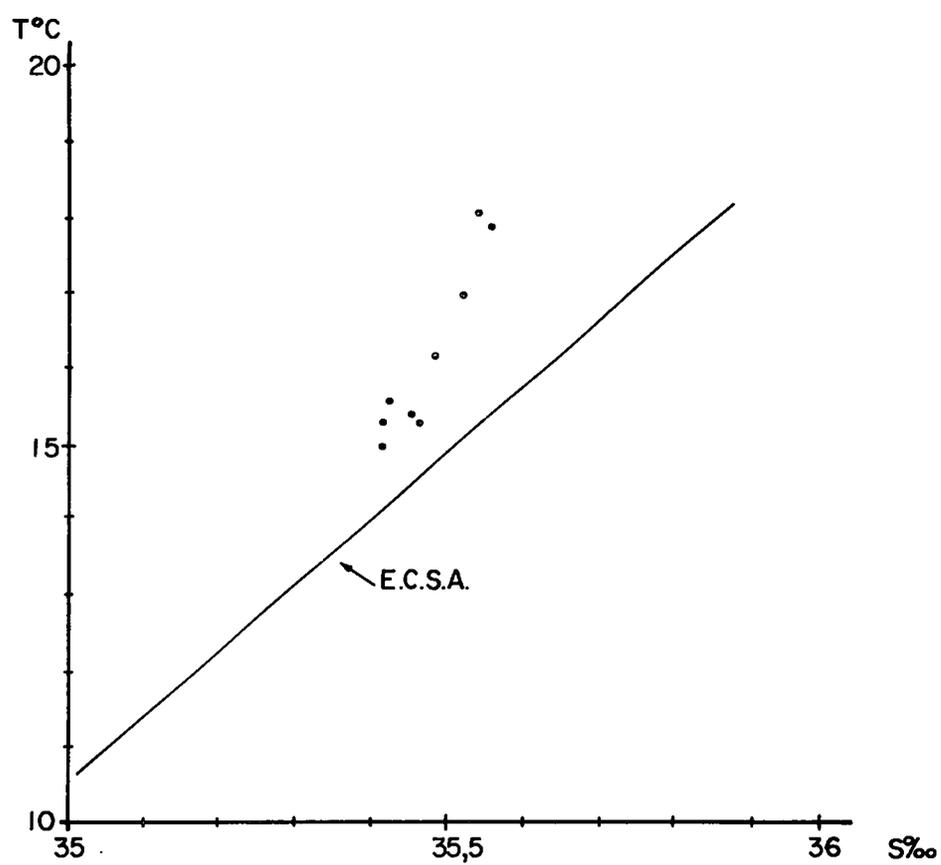


Figure 30.- Comparaison des caractéristiques T-S des eaux de surface à Tiaroye au mois de mars et celles de l'eau centrale sud-atlantique.

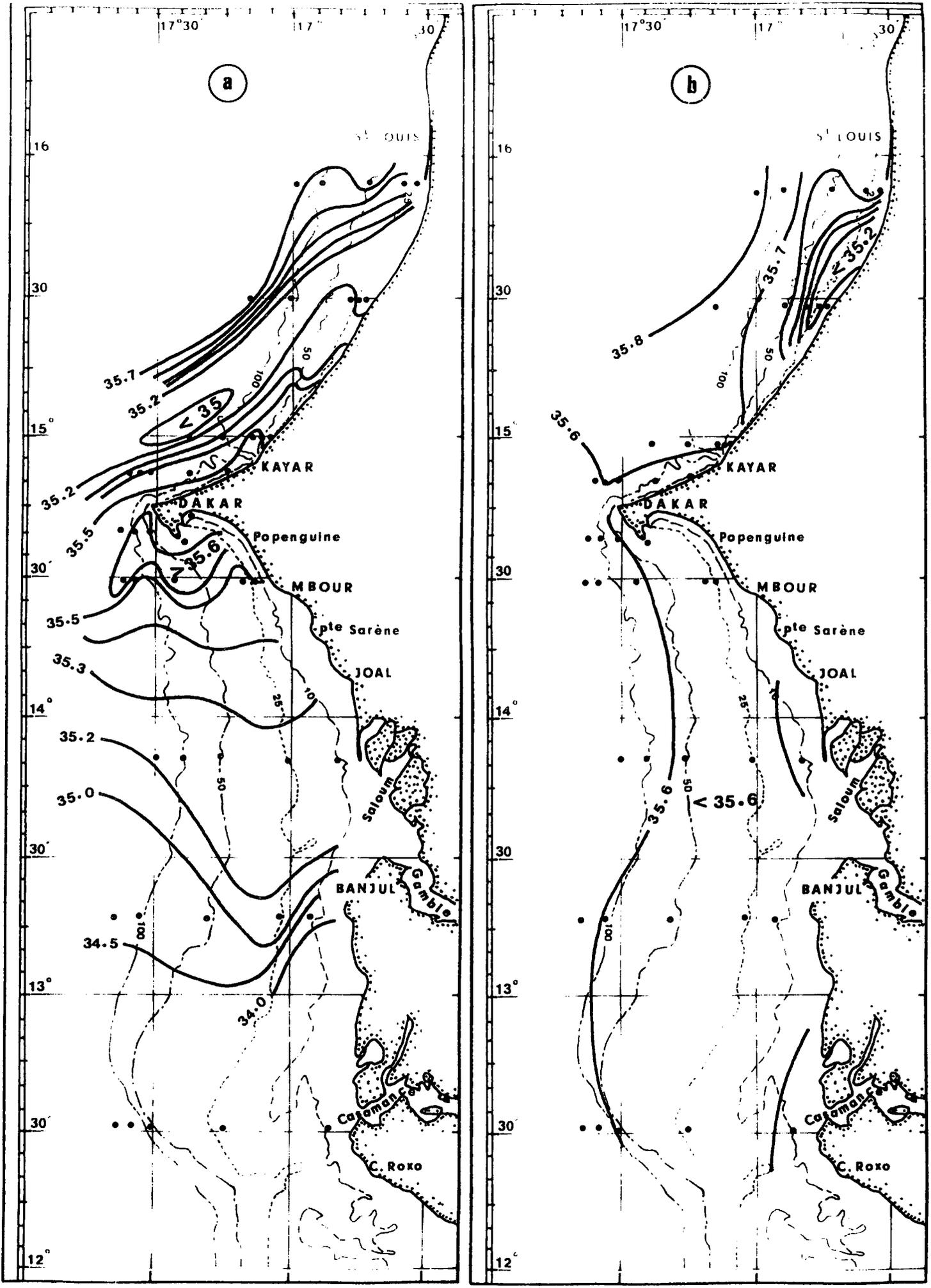


Figure 31.- : Salinités de surface observées
 a) du 15 au 22 novembre 1967
 b) du 24 au 30 janvier 1968

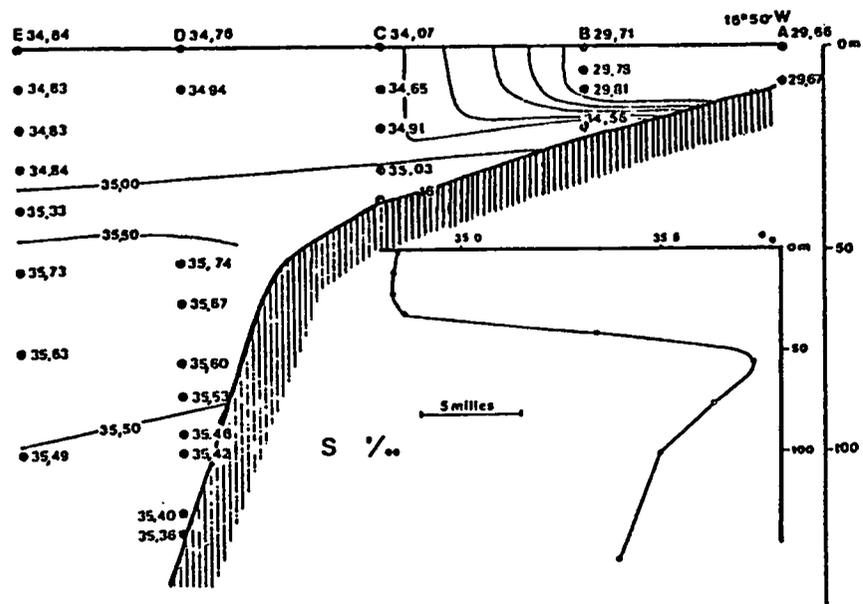


Figure 32.- Répartition verticale des salinités en face du Cap-Roxo (septembre 1969).

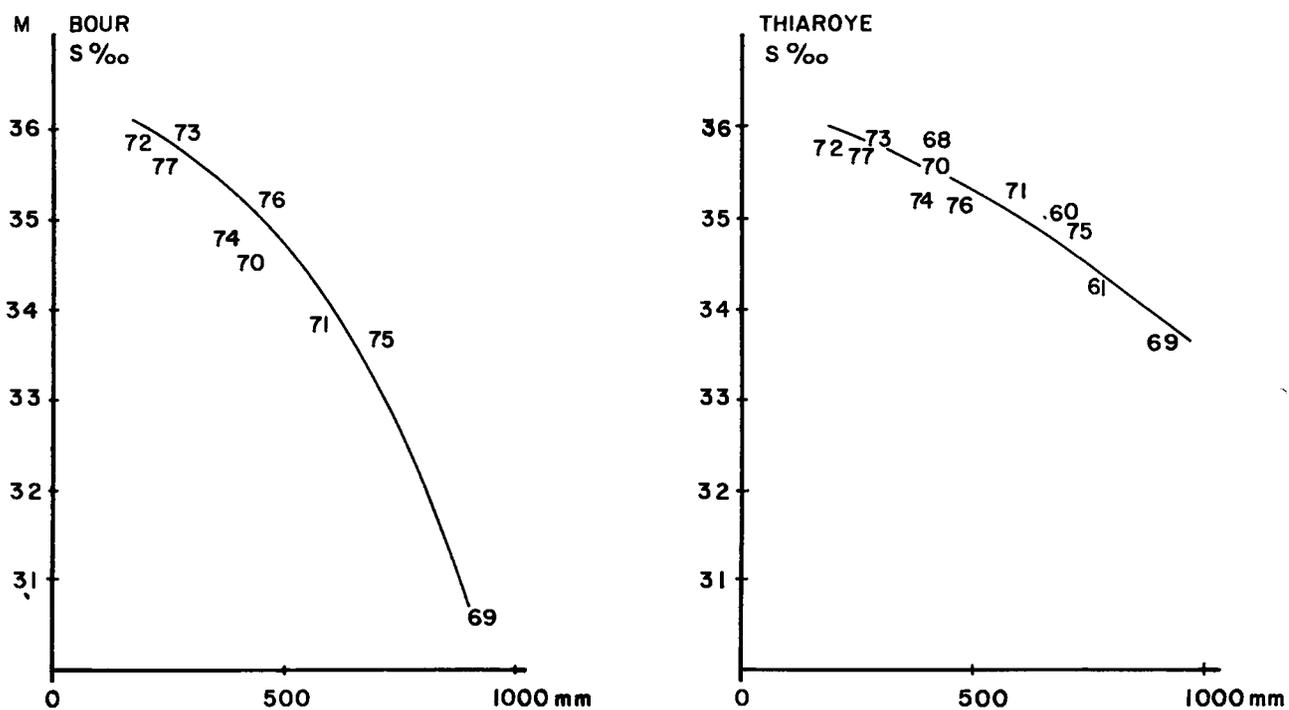


Figure 33.- Salinités moyennes de surface observées en septembre en deux stations côtières au sud du Cap-Vert en relation avec la pluviométrie à Mbour (les chiffres indiquent les années d'observations).

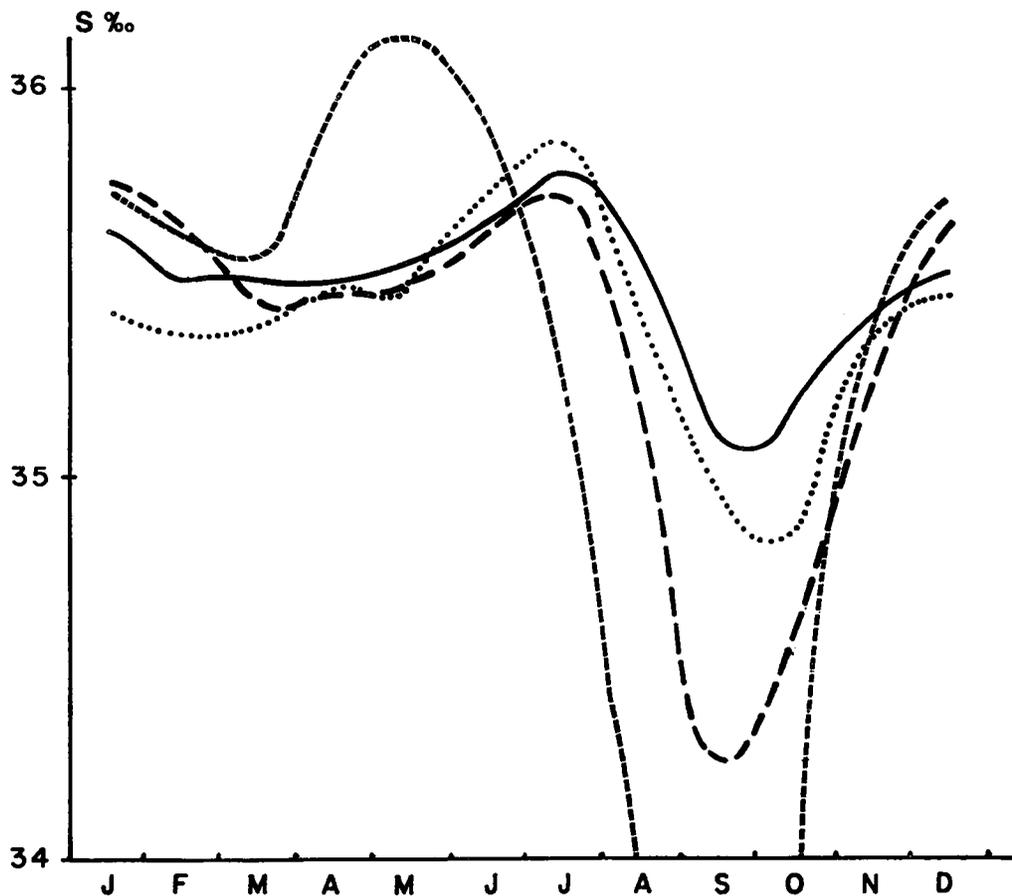


Figure 34 : Variation saisonnière de la salinité de surface aux stations côtières de:

- Thiaroye
- - - MBour
- Kayar
- · - · S' Louis

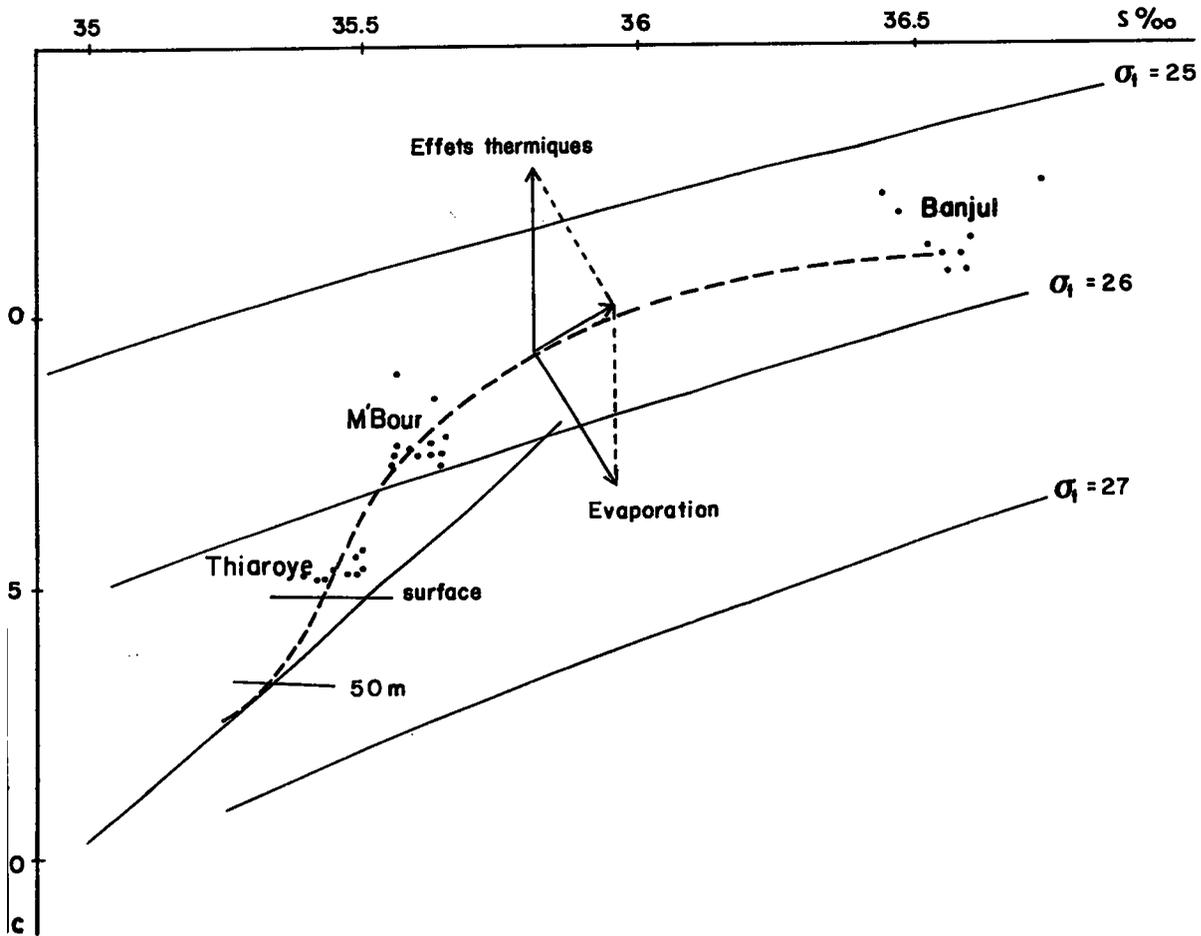


Figure 35.- Evolution des eaux de surface en zone côtière sans l'influence du bilan thermique local. Les points représentent les observations faites en mars 1974.

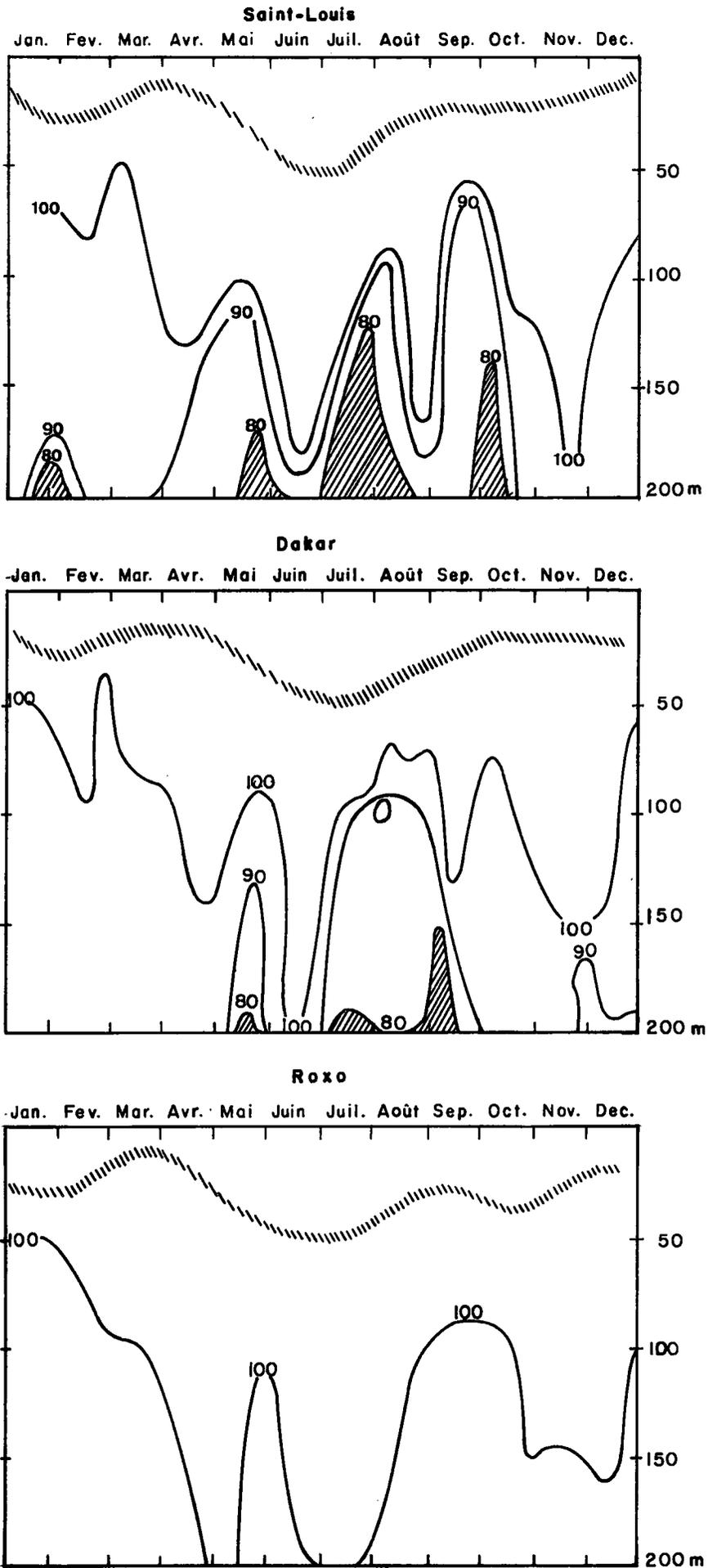


Figure 36.- Variation saisonnière du mélange des eaux centrales sur le talus continental en trois secteurs de la côte du Sénégal. Les chiffres indiquent le pourcentage d'eau centrale sud-atlantique. La zone hachurée correspond à la profondeur du sommet de la thermocline.

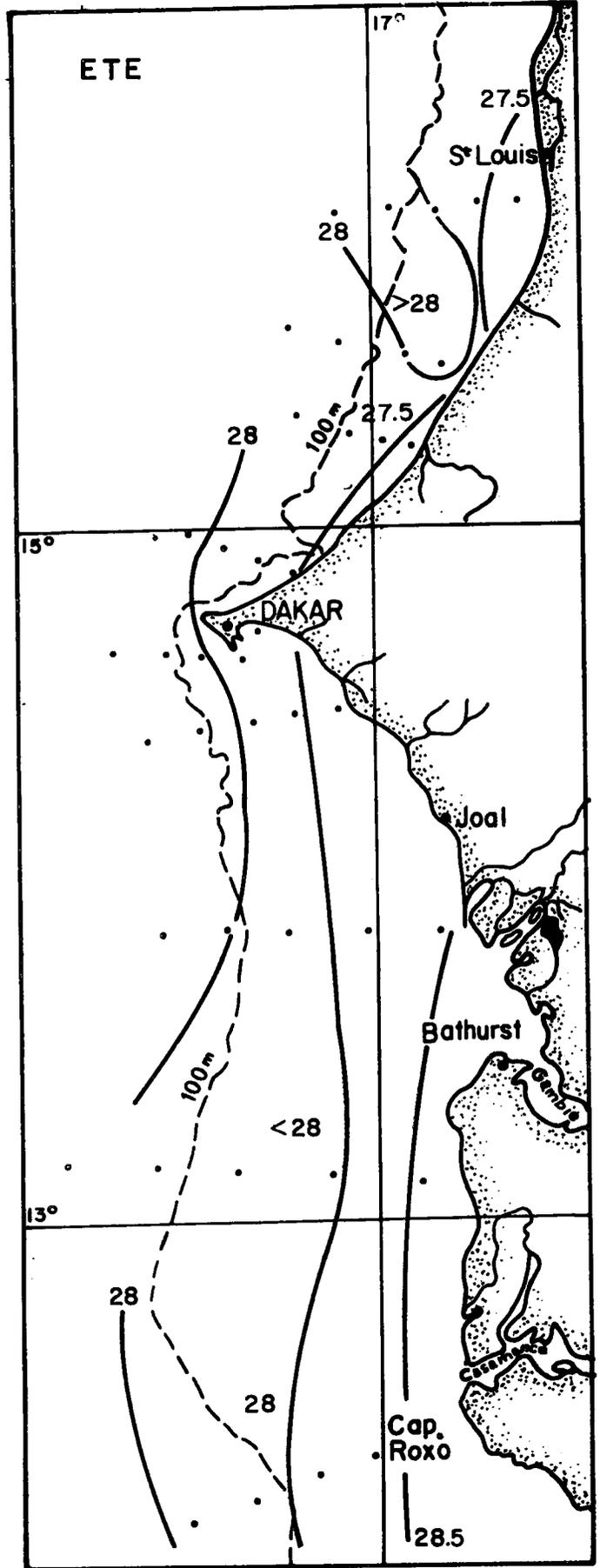
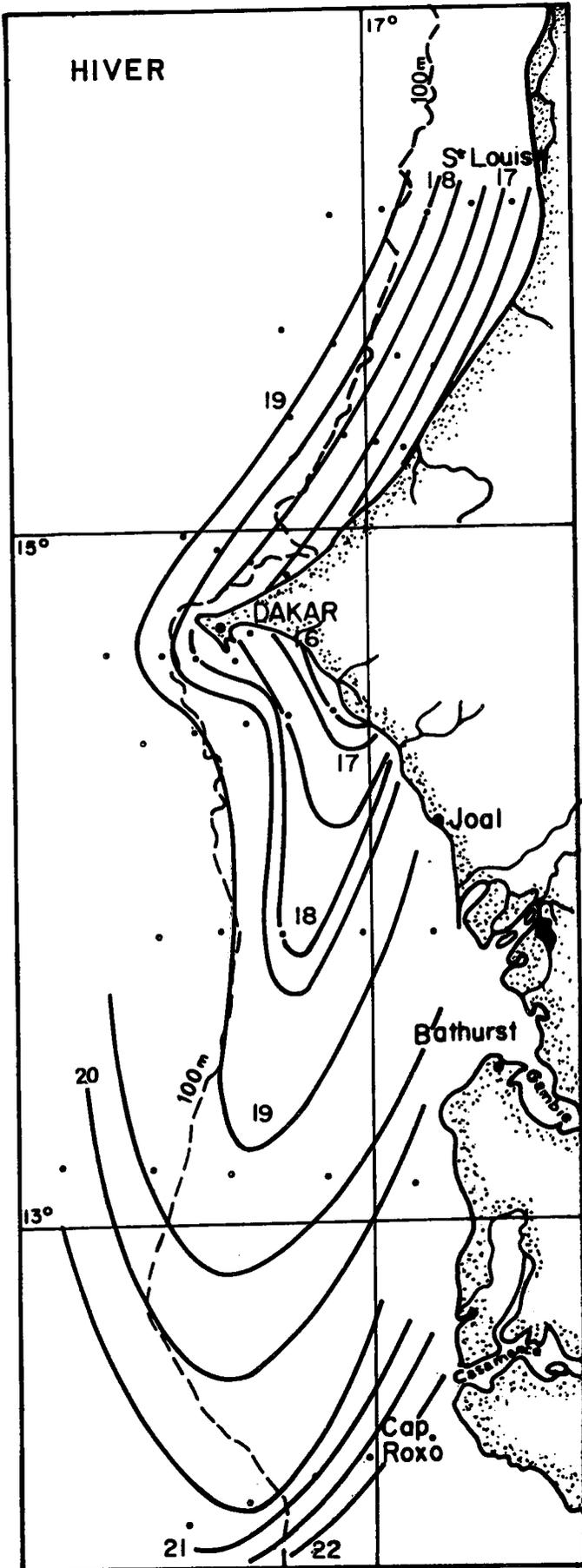


FIGURE 37a: TEMPERATURE

SURFACE

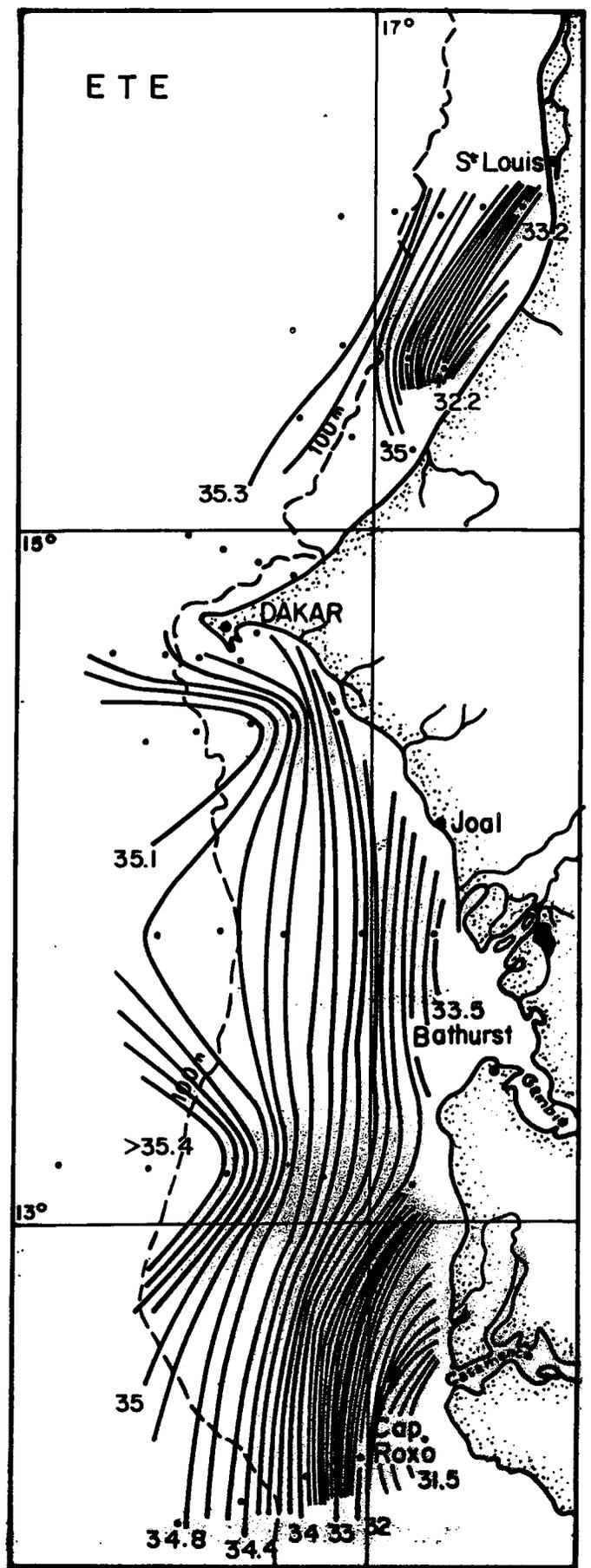
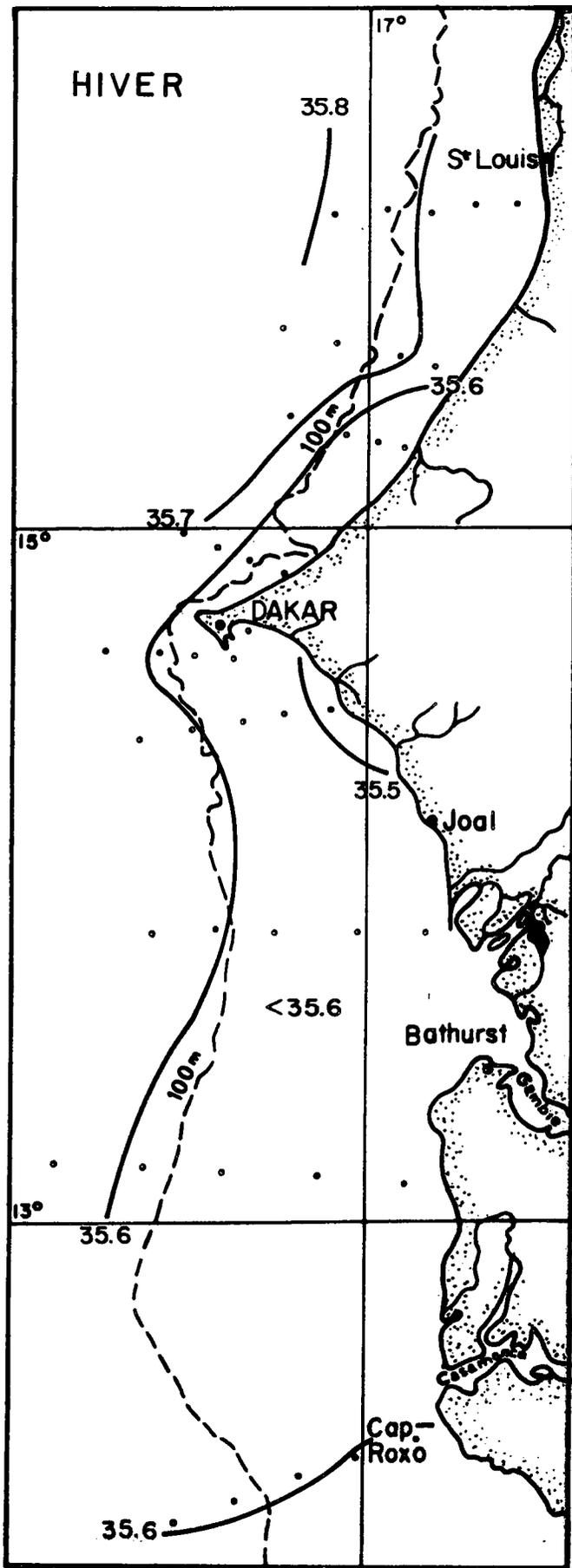


FIGURE 37b: SALINITE

SURFACE

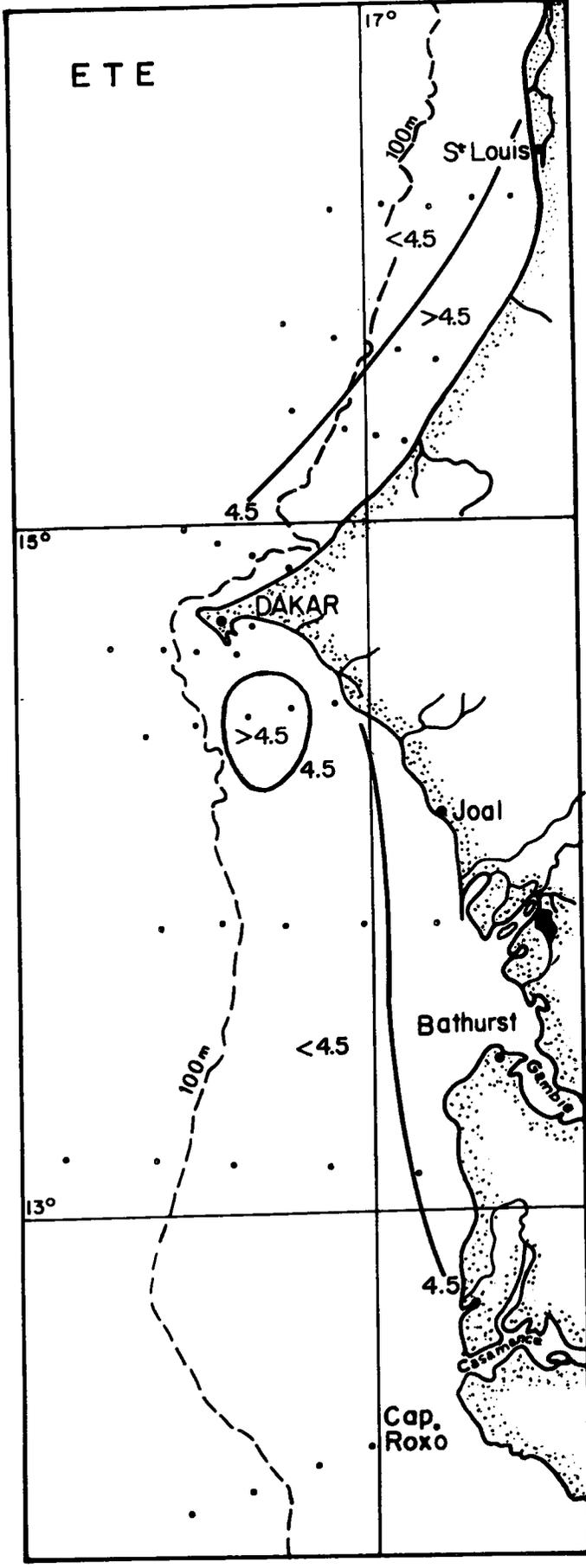
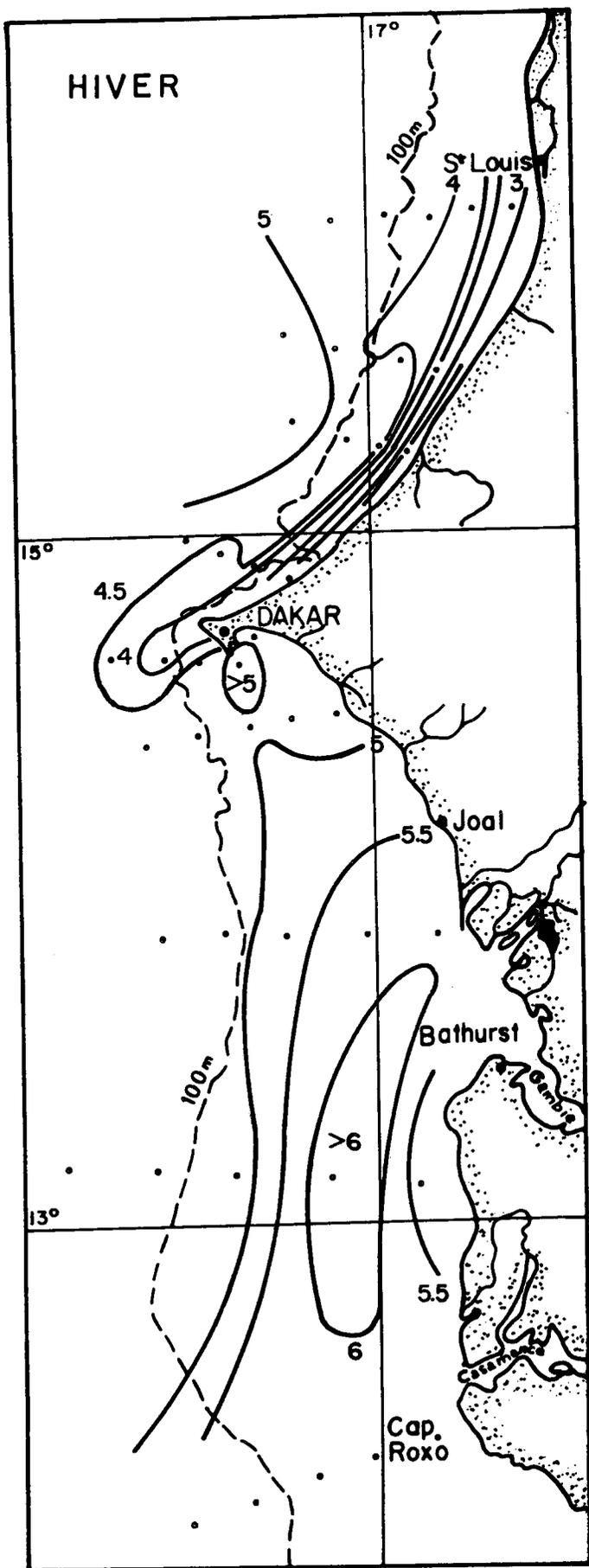
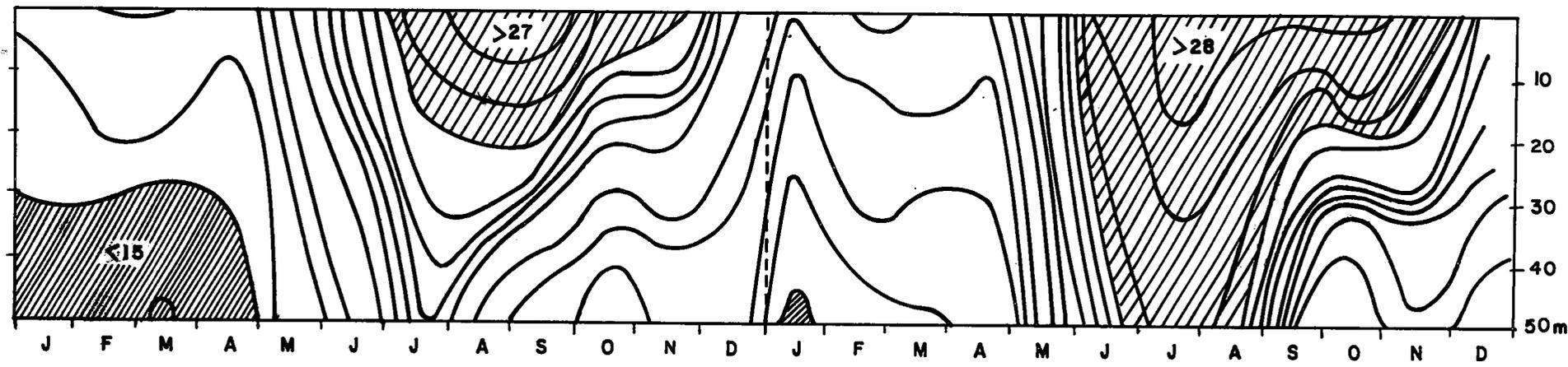


FIGURE 37c: OXYGENE

SURFACE



1957

1958

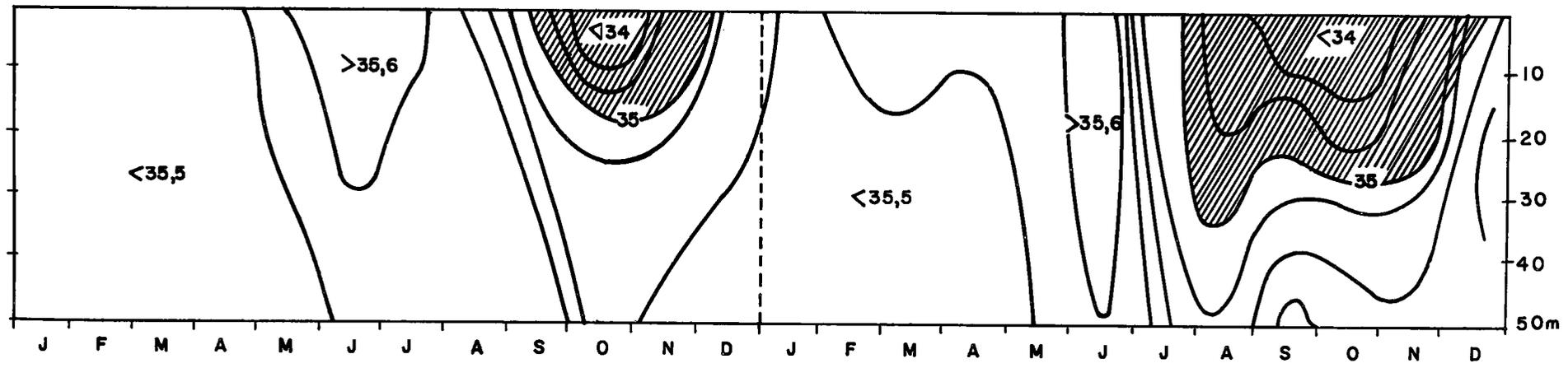


Figure 38.- Variations saisonnières de la température et de la salinité à une station réalisée sur les fonds de 50 m en face du Cap-Vert au cours des années 1957-1958.

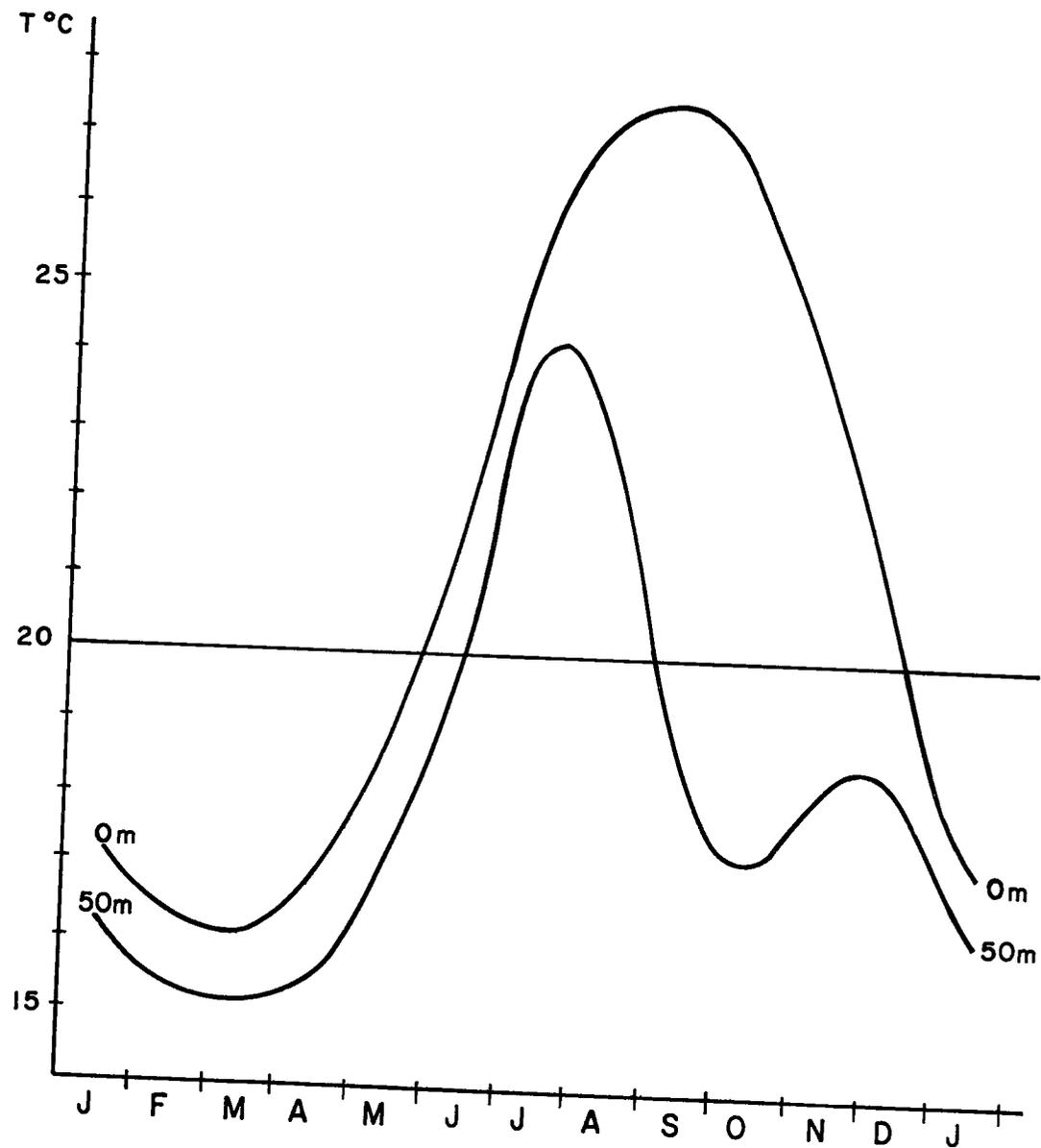


Figure 39.- Reconstitution du signal saisonnier à 0 m et 50 m à l'ouest du Cap-Vert par la somme des ondes annuelles, semi-annuelles et tiers-annuelles.

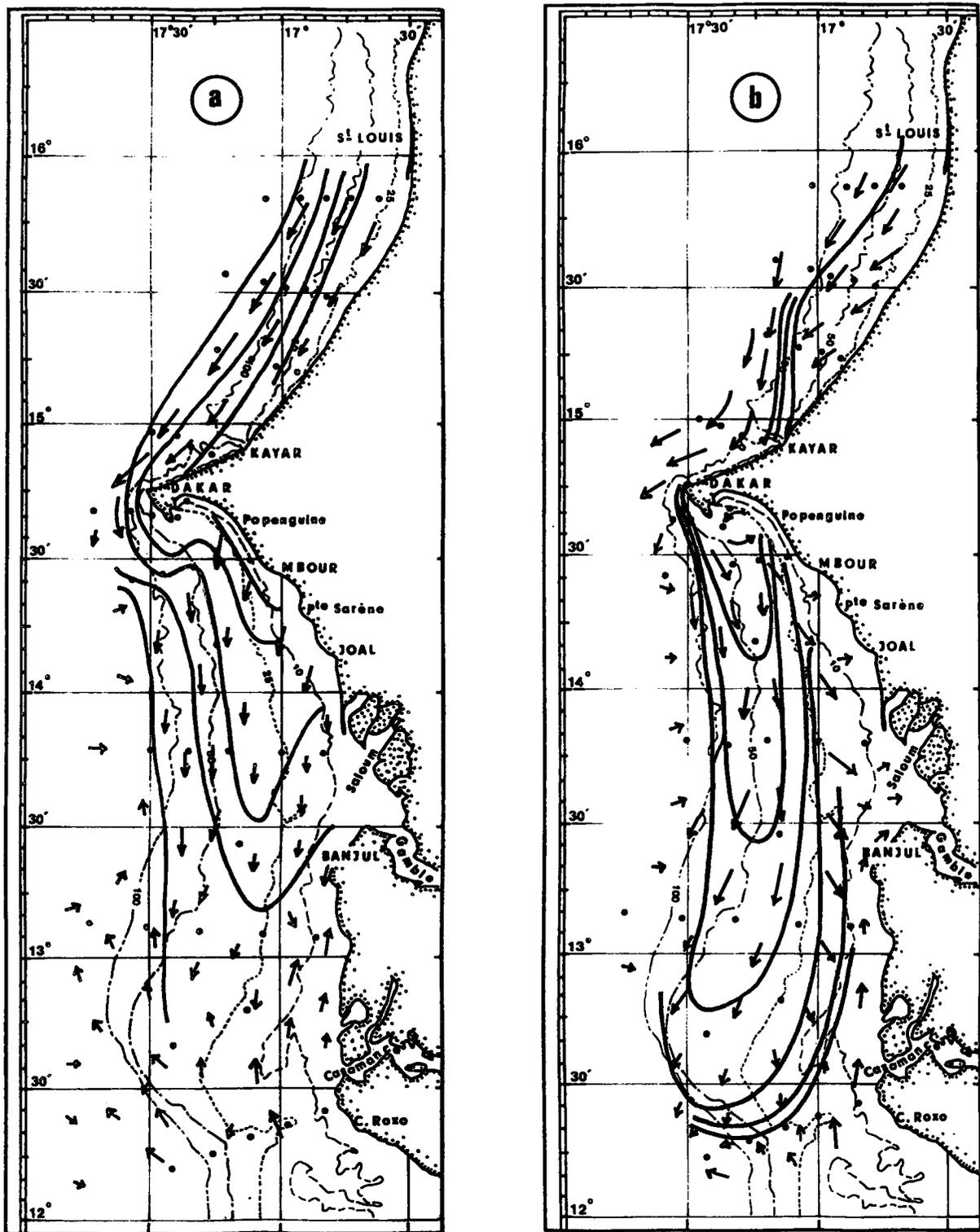


Figure 40.- : Circulation superficielle et répartition des isothermes de surface en saison froide en période :
 a) d'upwelling faible (décembre-janvier) et d'advection
 b) d'upwelling fort (février-avril)

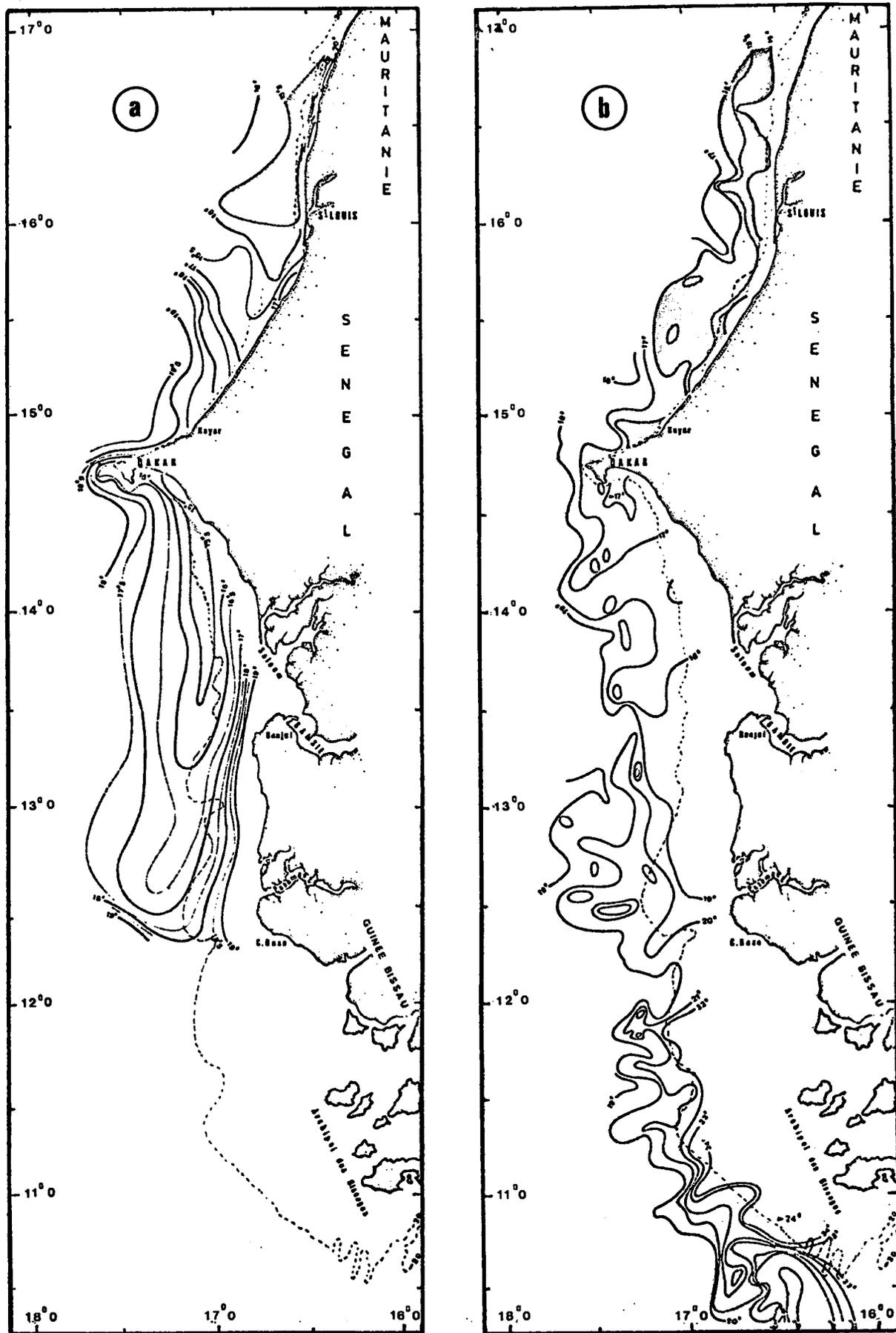


Figure 41.- : Température à 10 mètres
a) en avril 1976
b) en janvier 1974

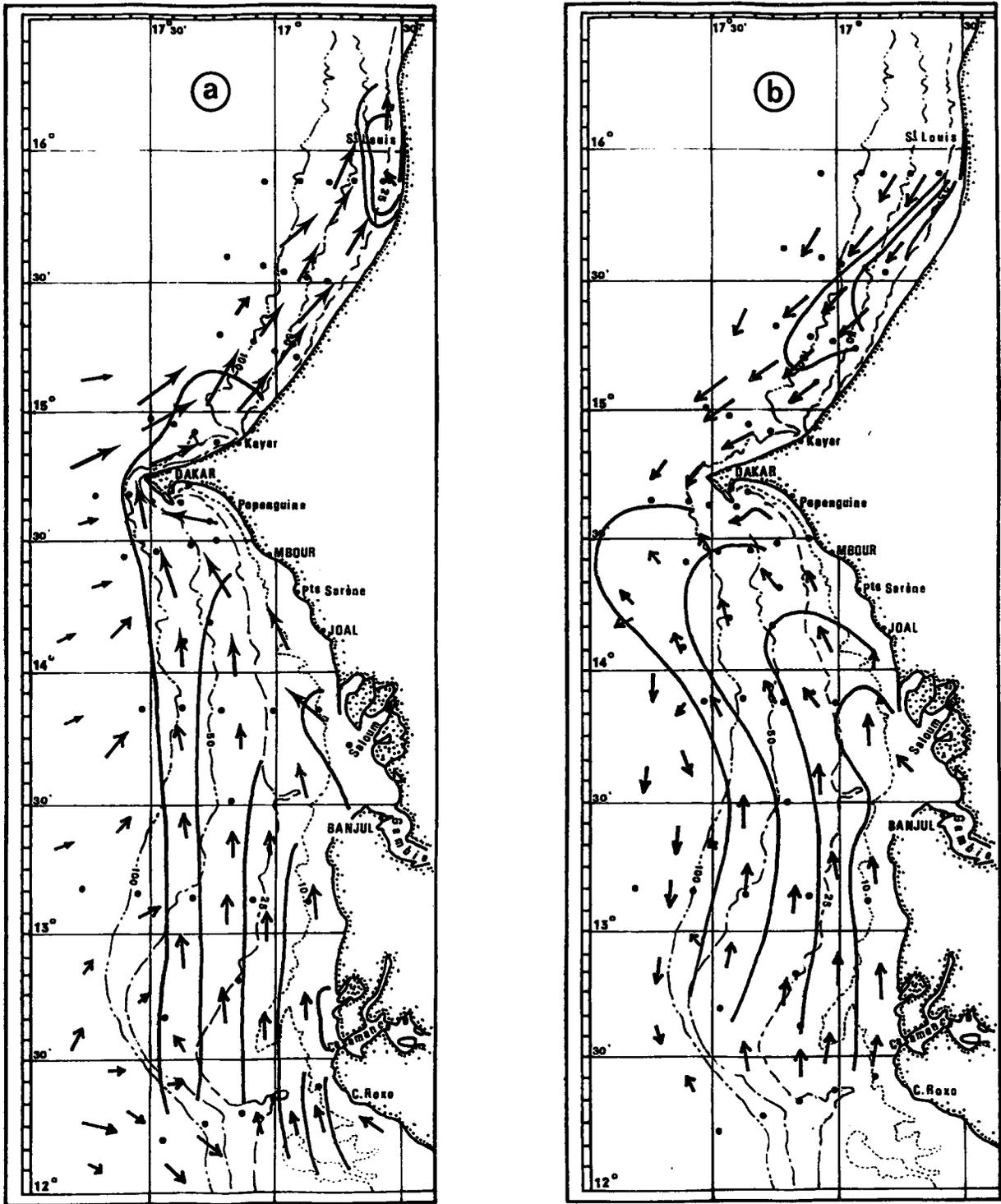


Figure 42.- : Courants de surface et isohalines de surface en saison chaude
 a) stable (juillet-août
 b) instable (septembre-octobre)

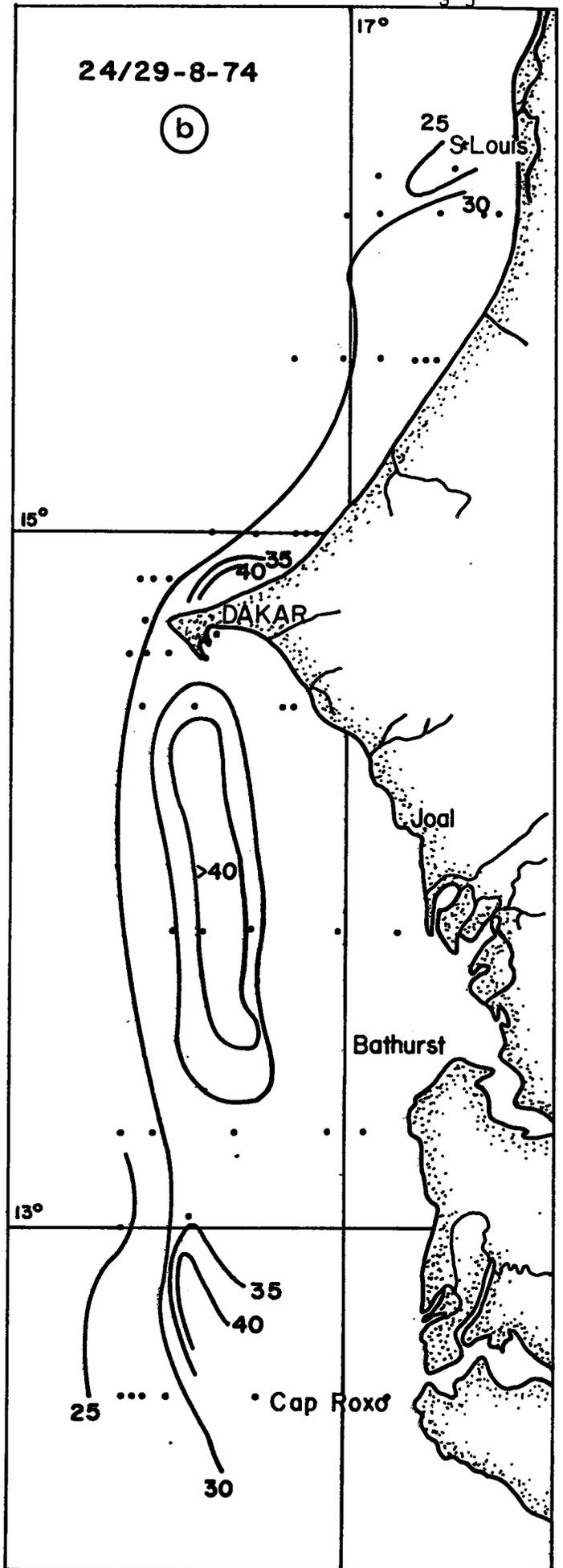
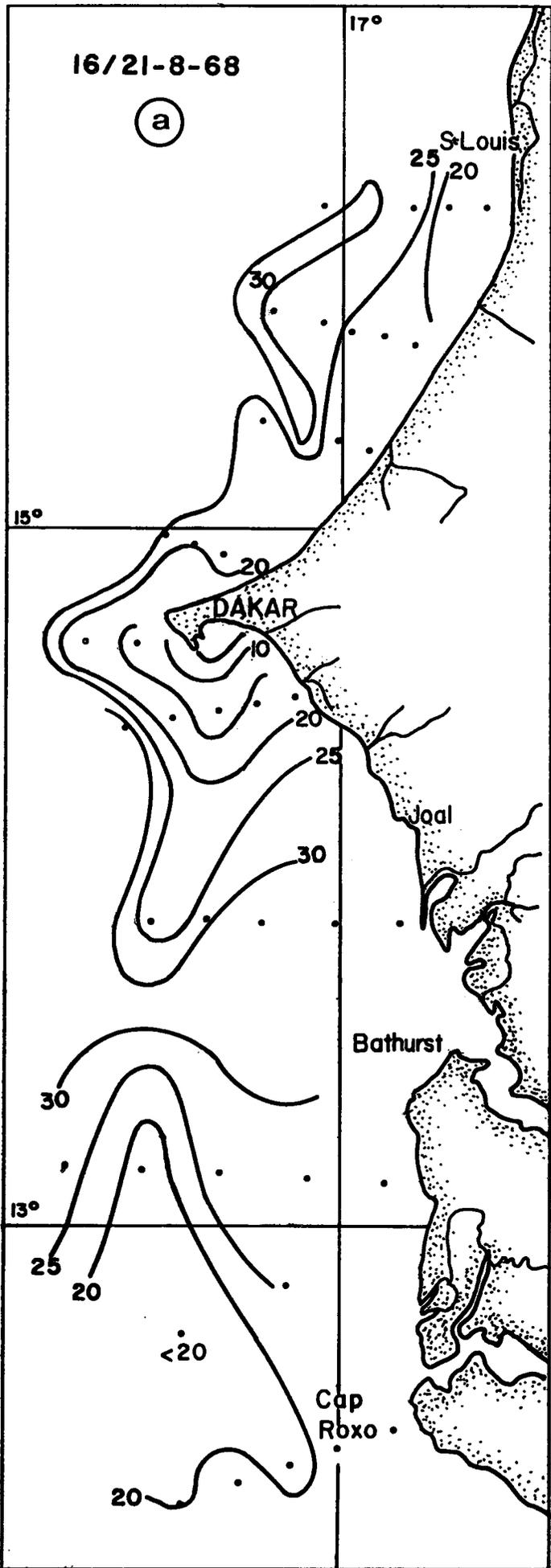


Figure 43.- Profondeur de l'isotherme 25°C.

- a) - en août 1968
- b) - en août 1974.

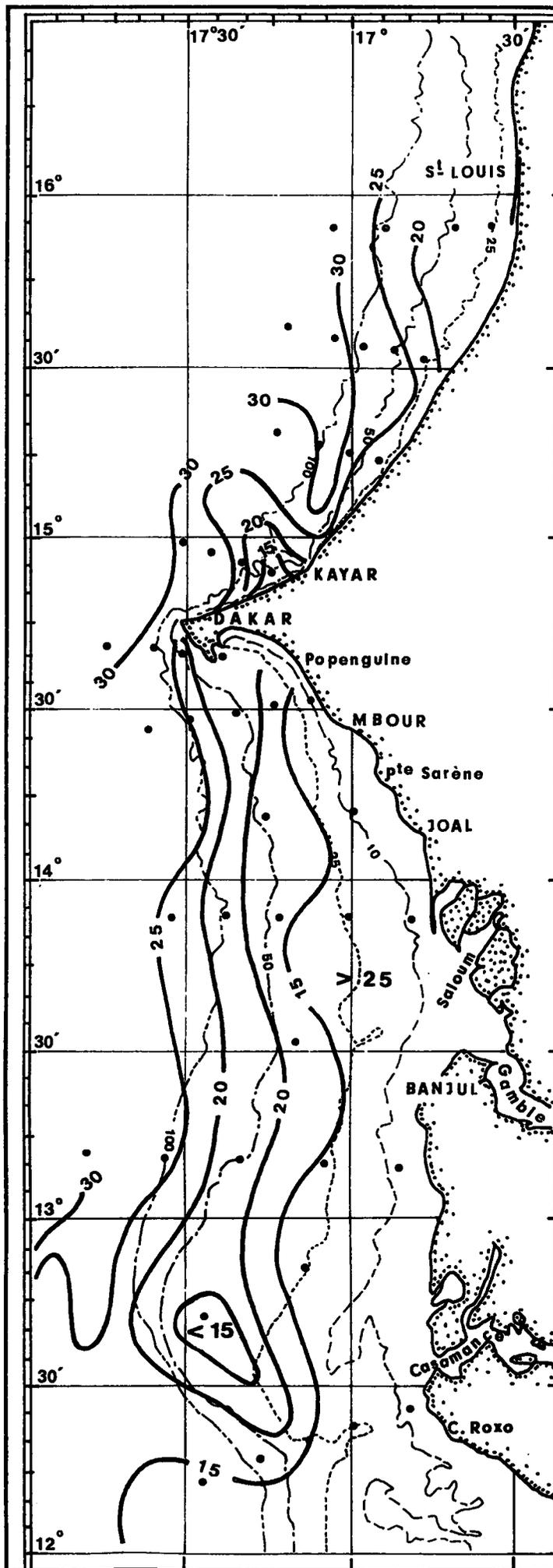


Figure 44.- : Profondeur de l'isotherme 25°C en septembre 1977.

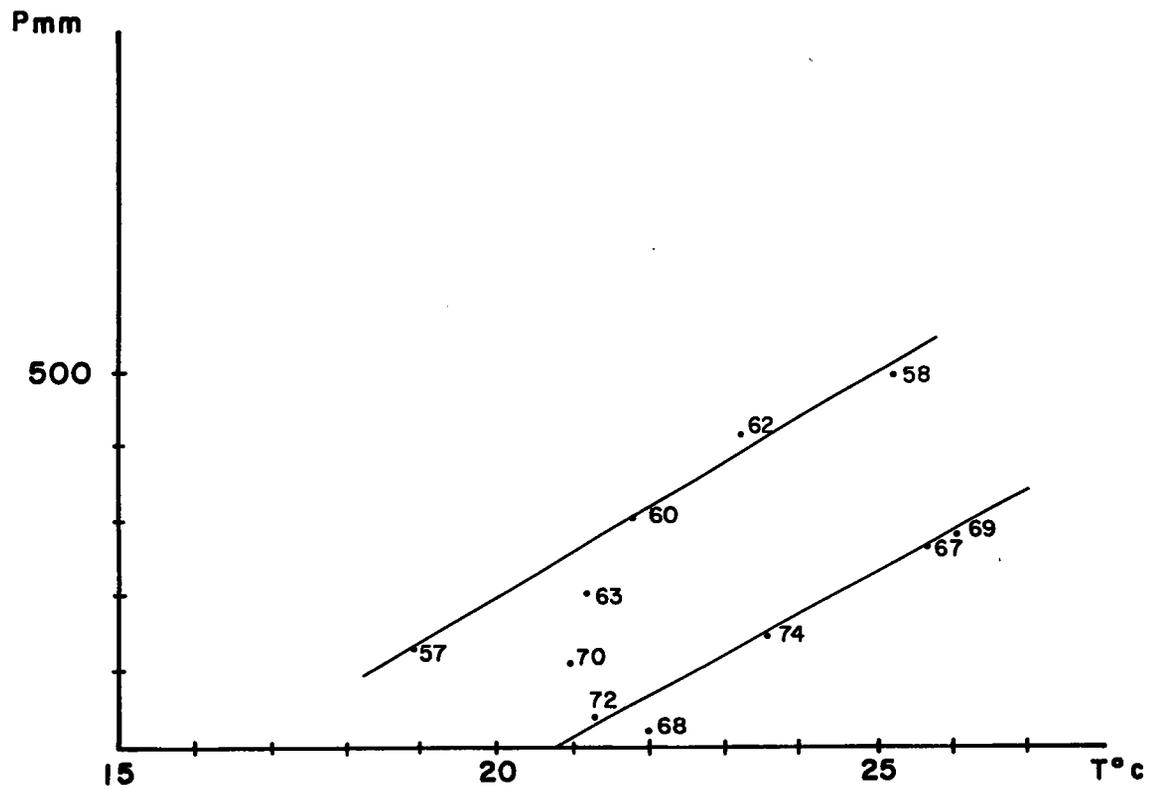


Figure 45.- Relation entre les précipitations à Dakar au mois d'août et les températures mesurées à 50 m au voisinage du Cap-Vert.

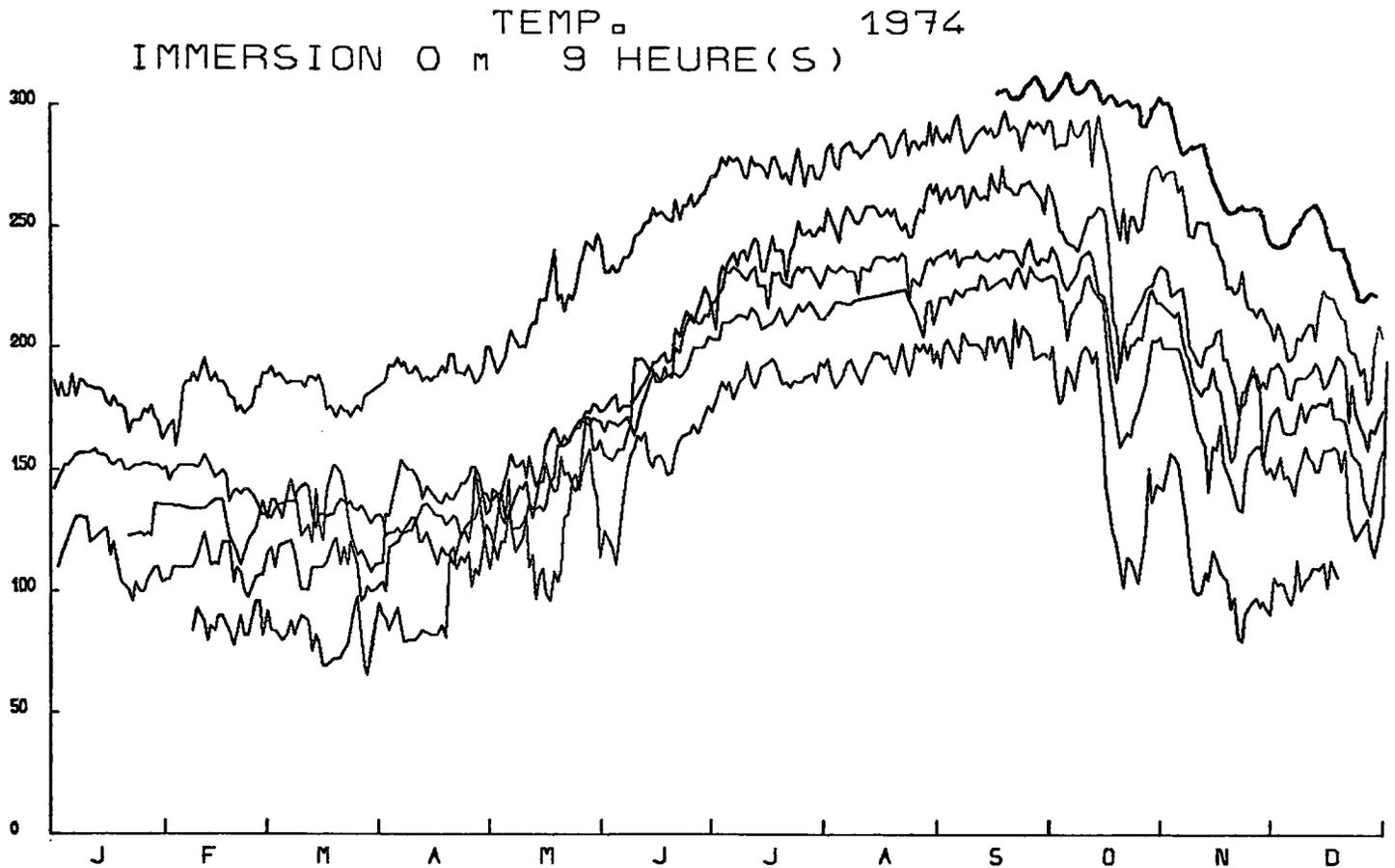


Figure 46.- : Température de surface en 1974 aux stations cotières de Banjul, Mbour, Thiaroye, Yoff, Kayar et Saint-Louis (de haut en bas, Chaque station étant décalée de 2°C)

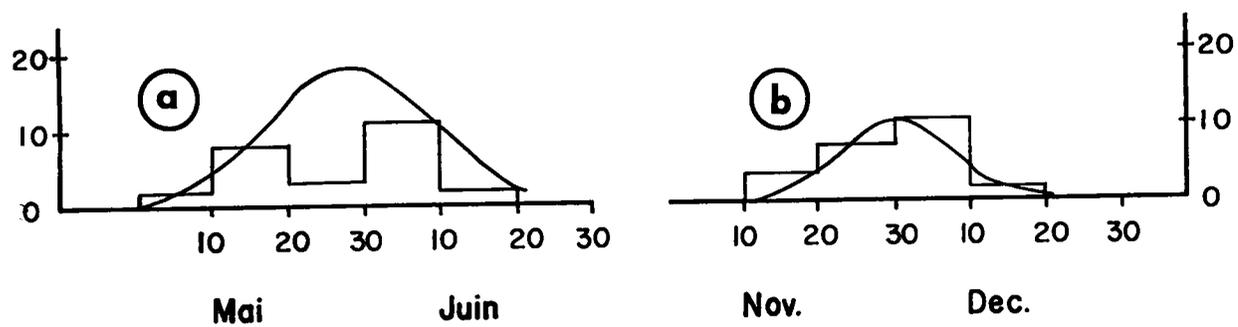


Figure 47. Histogrammes de dates d'apparition de :
a) la saison chaude
b) la saison froide.
d'après la station côtière de Mbour
(1952-1977).