

Chapitre I

ETUDE DU MILIEU

par

**Christian CHAMPAGNAT
Alain CAVERIVIERE**

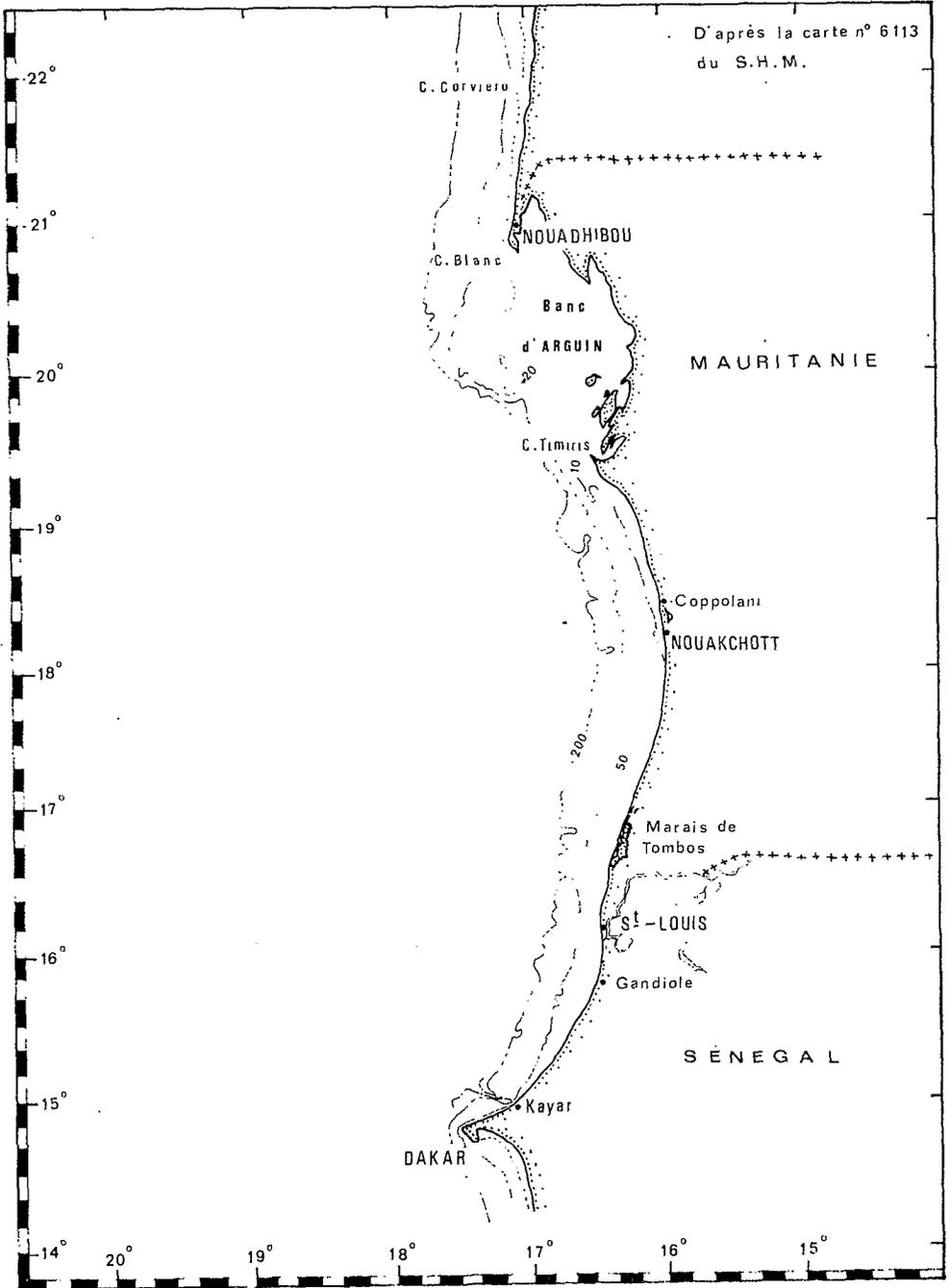


Fig. 3 - Topographie du plateau continental
sénégal-mauritanien

1 - NATURE DES FONDS

Sur les côtes ouest-africaines, les tassergals sont susceptibles d'être capturés entre 12° et 26° Nord dans les eaux côtières soit, approximativement, sur l'ensemble du plateau continental, du Sahara occidental au Sénégal.

Le plateau continental face au Sahara occidental présente une superficie d'environ 68 000 km² et d'une largeur moyenne de 70 milles ; les fonds y sont généralement sableux.

La superficie du plateau continental mauritanien est d'environ 40 000 km². Large d'environ 60 milles immédiatement au sud du cap Blanc, il se rétrécit au niveau du cap Timiris (19°22'N) où l'isobathe 200 m ne se trouve plus qu'à environ 15 milles de la côte (fig.3). Ces fonds, sableux, sont généralement réguliers et la pente vers le large est douce. Un décrochement est cependant perceptible vers 50 m où l'on observe çà et là des affleurements rocheux longitudinaux. La région comprise entre le cap Blanc et le cap Timiris inclut le banc d'Arguin, zone de hauts fonds, large d'environ 50 milles, couvrant une superficie voisine de 9 500 km². Sa profondeur n'excède pas 4 m, sauf dans sa partie est où les fonds peuvent atteindre 14 m. Au sud du cap Timiris, la côte prend la forme d'un grand arc de cercle ouvert vers l'ouest et la largeur du plateau continental n'excède alors pas 30 milles. Le fond est de nature essentiellement sablo-vaseuse. Des formations rocheuses se trouvant entre les isobathes 15 et 30 m peuvent former des reliefs longitudinaux bien marqués.

Le plateau continental sénégalais a une superficie d'environ 31 000 km², inégalement répartie de part et d'autre du Cap-Vert puisque la partie sud, - avec 24 500 km² - représente 79 % de la superficie totale. Il se rétrécit dans sa partie nord entre Saint-Louis, où sa

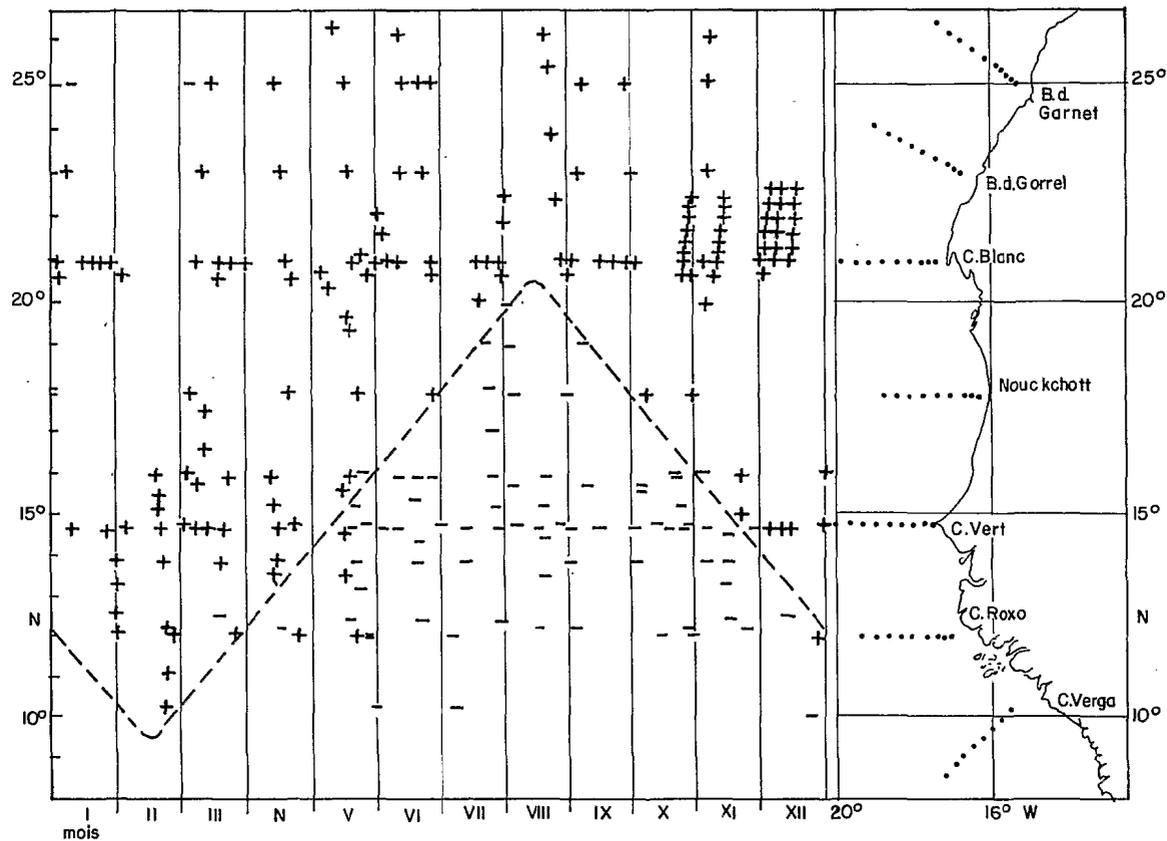


Fig. 4 - Variations spatiotemporelles de l'upwelling nord-ouest africain d'après Schemainda *et al.* (1975)

largeur atteint 27 milles, et le Cap-Vert, où elle n'est plus que de 5 milles à la hauteur de la pointe des Almadies (fig.3). Dans sa partie sud, il s'étale rapidement pour atteindre une largeur maximale de 54 milles en face de la Casamance. Les fonds sont dans l'ensemble peu accidentés, à l'exception de la fosse de Cayar (15°N), canyon sous-marin coupant le plateau sur toute sa largeur au nord de Dakar. D'une manière générale, ces fonds sont de nature sableuse ou vaso-sableuse. Il existe cependant deux zones vaseuses importantes, l'une devant le fleuve Sénégal, l'autre au sud de la Casamance avec extension en Guinée-Bissau. Aussi bien au nord qu'au sud du Cap-Vert apparaissent quelques bancs rocheux souvent en relation avec le relief continental, tandis qu'on remarque, au sud de la presqu'île du Cap-Vert, deux falaises sous-marines d'une dénivellation voisine de 10 m.

2 - HYDROLOGIE

2.1. Alternance des catégories d'eaux

Jusqu'en 1964, les travaux portant sur l'océanographie et l'hydrologie régionales le long de la côte nord-ouest africaine au sud du Cap Blanc (20°45'N) ont été essentiellement descriptifs. Utilisant des données de température et de salinité recueillies en surface le long des lignes de navigation, BERRIT (1961, 1962) a caractérisé les catégories d'eaux superficielles intertropicales de l'Atlantique oriental, mis en évidence leurs variations saisonnières et identifié les fronts thermiques qui se forment au contact des zones d'upwelling.

Un peu plus tard, une première tentative d'interprétation des mécanismes de la dynamique océanographique côtière a été faite par ROSSIGNOL et MEYRUEIS (1964), puis par ROSSIGNOL et ABOUSSOUAN (1965), dont nous reprenons ci-dessous les principaux résultats (1).

De la Guinée à la Mauritanie s'étend une région d'oscillation du front des eaux chaudes et l'on distingue au cours de l'année :

- une saison froide pendant laquelle les alizés exercent leur action,
- une saison chaude où les alizés font place aux calmes équatoriaux coupés de tornades, périodes de la mousson.

(1) Les travaux pionniers de ROSSIGNOL (découverte du dôme de Guinée, permanence du contre-courant équatorial, superficiel en saison chaude, subsuperficiel en saison froide, le long des côtes du Sénégal et de la Mauritanie, contribution des eaux centrales de l'Atlantique sud à la fertilisation de la région) sont passés pratiquement inaperçus. La plupart de ses résultats ont été redécouverts près de 10 ans plus tard par des équipes multidisciplinaires nombreuses, disposant de moyens d'investigation considérables.

En saison froide, la baie du Lévrier (21°N), les régions situées au sud du cap Timiris (19°N) et du Cap-Vert (14°45'N), sont le siège d'upwellings. Le front des eaux chaudes reflue rapidement pendant le mois de janvier jusqu'aux Bissagos et atteint sa position extrême sud, à la hauteur du cap Verga (10°N), en février. A partir de mars, la force des alizés diminuant, le front des eaux chaudes remonte jusqu'au cap Roxo (12°30'N) et oscille autour de cette position ; il peut même reculer sous une reprise des alizés jusqu'aux environs du 15 mai. Sa progression reprend alors rapidement ; les eaux "tropicales" (chaudes et salées $T^{\circ} > 24^{\circ}$ $S > 35\%$.) progressent vers les îles du Cap-Vert et sur la côte jusqu'à 17°N. Les eaux "libériennes" ($T^{\circ} > 24^{\circ}$ $S < 35\%$.) atteignent le cap Roxo. Un faible upwelling subsiste au sud du Cap-Vert.

En juillet-août, les eaux tropicales ont leur maximum d'extension vers le nord et peuvent dépasser le cap Blanc (21°N). Les eaux libériennes arrivent à hauteur du Cap-Vert en août.

En septembre, les alizés provoquent un upwelling au sud du cap Blanc et l'on observe un retrait du front des eaux tropicales (20°N) ; les eaux libériennes ont leur maximum d'extension vers 17°30'N.

En octobre-novembre, l'upwelling mauritanien s'intensifie et repousse les eaux chaudes vers le sud (limite nord des eaux tropicales 19° - 19°30'N, limite nord des eaux libériennes 15°30' - 16°N). Fin novembre - début décembre, une langue d'eau libérienne progresse sur la côte en direction nord et atteint la latitude de Nouakchott (18°N) alors que les eaux tropicales continuent à refluer vers le sud.

En décembre, s'installe l'upwelling de la presqu'île du Cap-Vert. Pendant cette période, et jusqu'à résorption de la poche d'eau libérienne, un double front chaud subsiste au nord (bordure de l'upwelling mauritanien) et au sud (bordure de l'upwelling du Cap-Vert).

2.2 Les upwellings

A partir de 1970, un certain nombre de campagnes internationales coordonnées dans le cadre du projet CINECA (Cooperative Investigations of the Northern of the Eastern Central Atlantic) ont eu pour but d'analyser les mécanismes physiques, chimiques et biologiques, conduisant à la productivité élevée de la zone des résurgences du plateau continental nord-ouest africain. Une étude encore plus intensive, JOINT I, a été faite de février à mars 1974 dans la région du cap Blanc. JOINT I était la première étape du programme CUEA (Coastal Upwelling Ecosystems Analysis) visant à obtenir une compréhension globale des systèmes d'upwellings, à la fois par une étude approfondie des mécanismes intervenant aux différentes échelles de temps et d'espace dans les processus de production des upwellings d'importance majeure (Pérou, Californie, Nord-Ouest Africain), et par une confrontation des ressemblances et des différences mises en évidence dans les éco-systèmes. Une première synthèse de ces travaux a été faite lors des symposiums de Kiel (25-28 août 1975) et de Las Palmas (11-14 avril 1978).

Les observations de ROSSIGNOL et ABOUSSOUAN (1965) sont confirmées par SCHEMAYNDA, NEHRING et SCHULZ (1975, fig.4) qui précisent les variations mensuelles de la zone occupée par l'upwelling entre 10 et 25°N

à l'aide des critères suivants : il y a upwelling si, lorsqu'on se rapproche de la côte le long d'une section qui lui est normale,

- les températures, salinités, teneurs en oxygène diminuent en surface,
- la densité et les sels nutritifs augmentent en surface,
- les gradients de densité verticales diminuent.

La durée et le calendrier des upwellings sont alors donnés par le tableau suivant que nous empruntons à ces auteurs.

Tableau I. Durée et calendrier des upwellings entre 10° et 23° Nord
(d'après SCHEMAINDA *et al.*, 1975)

SECTEUR	Latitude N	PERIODE	DUREE MOYENNE (mois)
Baie de Garnett	25°	Mars - Décembre	10
Baie de Gorrei	23°	Toute l'année	12
Cap Blanc	20°55'	Toute l'année	12
Nouakchott.	17°50'	Octobre - Juin	9
Cap-Vert	14°45'	Fin novembre-mi mai	5.5
Cap Roxo	12°	Fin déc. - fin mars	3
Cap Verga	10°	Février	1

Utilisant une approche différente, WOOSTER, BAKUN et MAC LAIN (1976) comparent, pour la période 1950-1970, les températures moyennes mensuelles de surface au large et près de la côte, à latitude égale. En plein océan (fig.5a) ce paramètre varie de façon relativement simple en fonction du mois et de la latitude, la température croît lentement vers l'équateur et le gradient de température diminue. Près de la côte (fig. 5b), un front thermique à fort gradient (signalé par BERRIT en 1961), évolue saisonnièrement entre 10 et 20°N. Au sud de ce front la température de surface peut être supérieure à celle du large, d'un degré au maximum, au nord les températures côtières sont toujours inférieures à celles du large, l'écart maximum pouvant atteindre 6,5°C. Une zone à anomalies négatives supérieures à 3,5°C (fig.5c) s'étend saisonnièrement entre 10 et 25°N au début de l'année, entre 21 et 32°N en été. Entre 20 et 25°N le déficit de température côtière est permanent et atteint son maximum en mai-juin. En outre, l'anomalie négative de température est supérieure à 2,5°C à une distance de 600 km de la côte au large du cap Blanc (fig.5c), de décembre à juin. Elle est encore proche de cette valeur à 300 km, d'août à novembre. Au niveau du Cap Vert les gradients zonaux sont faibles de juin à décembre mais, de janvier à mai, l'anomalie

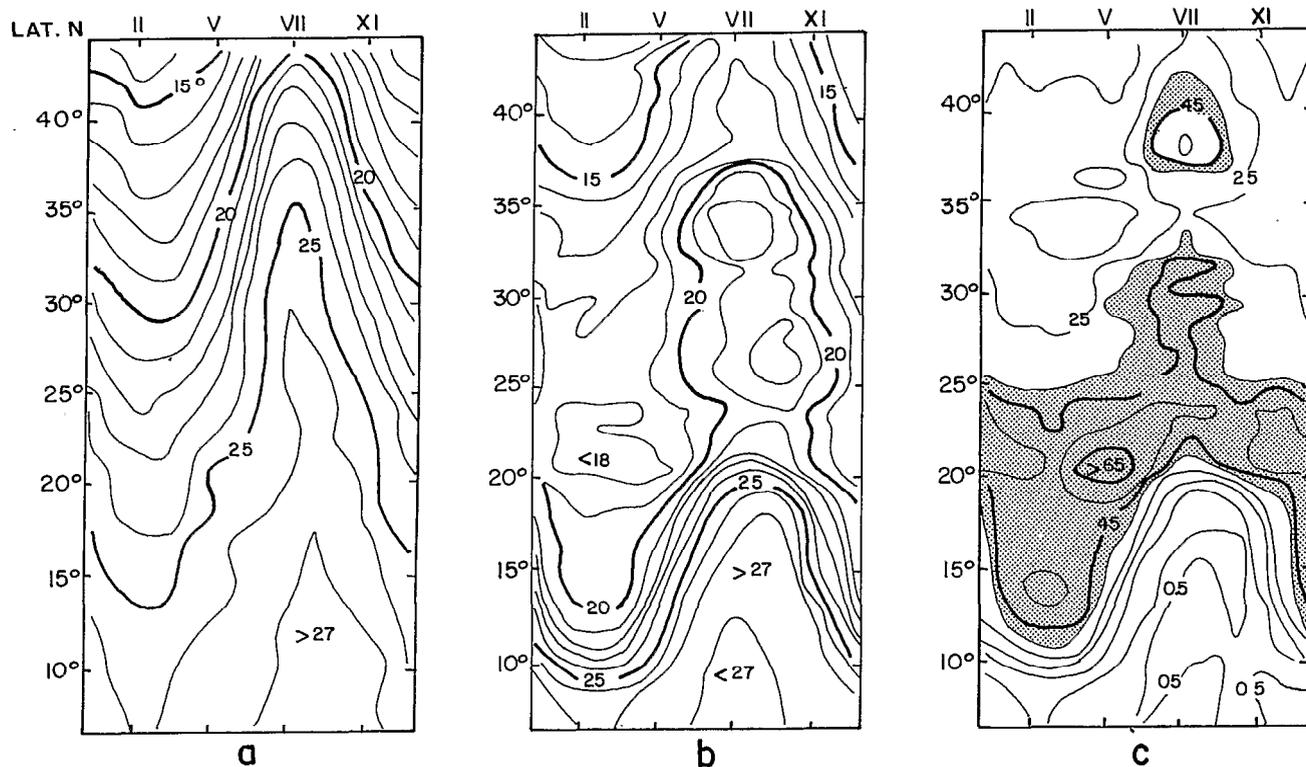


Fig. 5 - a) Température de surface moyenne mensuelle de l'Océan Atlantique nord
 b) Température de surface moyenne mensuelle près de la côte orientale de l'Atlantique nord
 c) Différence mensuelle moyenne entre les températures près de la côte et au large
 (les valeurs positives indiquent des eaux côtières plus froides que les eaux du large)
 d'après Wooster *et al.* (1976)

négative atteint 2,5°C à 600 km de la côte. Pour SCHEMAINDA *et al.* (1975), de même que pour WOOSTER *et al.* (1976), ces anomalies sont bien liées aux champs des vents et en particulier à la composante méridienne des alizés qui, créant un transport d'Ekman vers le large des eaux côtières superficielles, induit la résurgence sur le plateau continental d'eaux plus profondes, froides et riches en sels nutritifs.

Les écarts constatés par rapport au modèle théorique sont en général à associer à la topographie du plateau continental, en particulier à la présence de canyons et à la circulation générale qui prévaut dans la région. REBERT *et al.* (1978) ont étudié les fluctuations interannuelles des conditions de vent le long de la côte (stations météorologiques de Nouadhibou, Nouakchott, Saint-Louis et Dakar) et tenté d'y rattacher les variations des températures de surface. Nous reprenons ci-dessous leurs conclusions.

Il existe pour les vents des anomalies à long terme et une forte variabilité. Les périodes moyennes de fluctuations sont plus courtes pour les anomalies de température que pour celles des vents. Les anomalies de vent ne sont pas homogènes le long de la côte, mais semblent indiquer l'existence de deux régimes de vents distincts, l'un au large et l'autre très côtier. Par contre, les anomalies de température de surface présentent une grande cohérence.

Les corrélations entre anomalies mensuelles de vents et de températures varient fortement au cours de l'année. En moyenne annuelle, les fluctuations de l'upwelling côtier dues au vent expliqueraient environ 50% de la variance des températures de surface. Les anomalies mensuelles de température dépendent des conditions de vent existant plus au nord et apparaîtraient dans une région par transport horizontal dû aux courants.

Au renforcement des alizés constaté à partir de 1971, correspond un refroidissement des eaux superficielles. Nous avons illustré cette évolution sur la figure 6, où sont représentés les écarts de température de surface à Thiaroye par rapport à la valeur moyenne par quinzaine pour la période 1966-1976.

Nous verrons plus loin que si ce renforcement des alizés a bien pour conséquence une intensification de l'upwelling, il n'y a pas obligatoirement accroissement de la productivité des eaux. Il existe toutefois une action directe sur la disponibilité des poissons que nous devrons prendre en compte dans la suite de cette étude.

2.3. Les mécanismes physiques

D'après MITTELSTAEDT *et al.*, (1975), la circulation sur le plateau est essentiellement due au vent. En période d'alizés, le courant porte au sud et est renforcé par un courant de dérive de 10 à 20 cm/s. Au large se trouve un contre-courant opposé au vent. La variabilité des courants sur le plateau et sur la pente continentale est déterminée par la compétition entre le flôt dû au vent et le contre-courant. Le système d'upwelling peut se trouver limité à la largeur du plateau continental ou s'étendre jusqu'à 100 km de la côte.

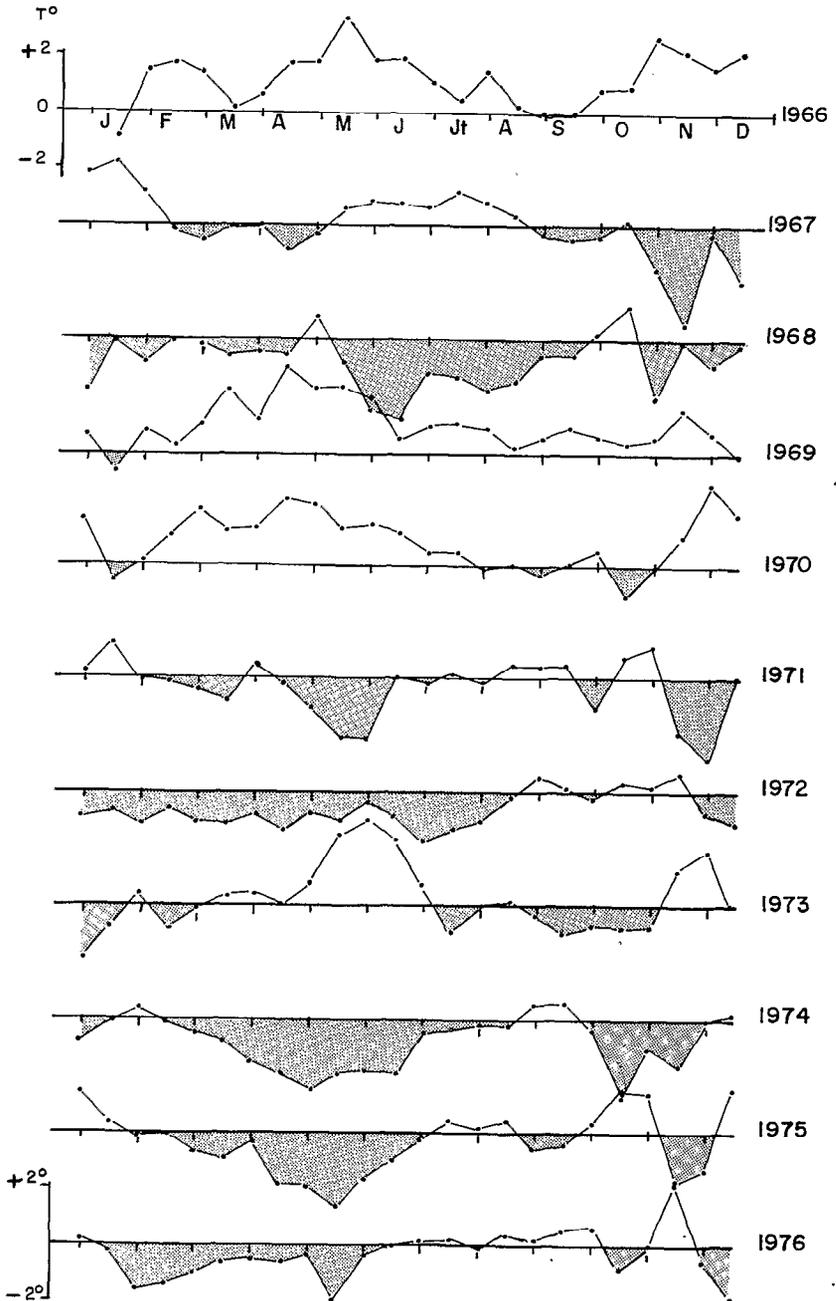


Fig. 6 - Ecart par rapport à la moyenne de la période (1966-76) des températures moyennes bimensuelles de surface à la station de Thiaroye

Les mouvements de remontée des eaux les plus intenses (10^{-2} cm/s) ont lieu à la rupture de pente du plateau, entre 100 et 150 m, à la limite supérieure d'un sous-courant de direction nord. Ces masses d'eau entrent dans le mouvement de compensation vers la côte et émergent près de celle-ci. Les alizés ont des fluctuations moyennes de l'ordre de (ou supérieures à) la semaine. Ces échelles de fluctuation se retrouvent dans la circulation sur le plateau continental. Au cours d'un cycle de vent favorable à l'apparition puis au déclin d'un upwelling élémentaire, la circulation transversale sur le plateau est bien corrélée avec les vents locaux. La réponse du flot aux fluctuations du vent a lieu en moins d'un jour.

SCHAFFER (1974) a montré que le système, tel qu'il est décrit ci-dessus, était grandement influencé par la topographie du plateau continental. Ainsi, les canyons canalisent le mouvement de compensation vers la côte et un centre plus ou moins permanent d'upwelling se crée à leur tête. La redistribution des eaux de résurgence se fait alors vers le sud et vers le large.

3 - PRODUCTIVITÉ DES EAUX

3.1. Productivité primaire

Le processus élémentaire de production primaire s'inscrit dans un cycle de vent alternativement fort et faible dont la périodicité est de l'ordre de la semaine (HUNTSMAN et BARBER, 1977 ; CODISPOTI et FRIEDERICH, 1978). Des vents trop intenses sont responsables de l'augmentation de la couche superficielle de mélange et du maintien du phytoplancton à un niveau moyen d'éclairement trop faible pour favoriser la photosynthèse. En revanche, un régime de vents trop modéré interrompt l'arrivée des sels nutritifs dans la zone euphotique.

Pour HUNTSMAN et BARBER (1977), les phénomènes de mélange peuvent limiter la période de production primaire à quelques jours et être la cause principale de la différence entre un système modérément ou hautement productif. La qualité chimique et biologique des eaux de résurgence, leurs variations de débit dans la zone euphotique, la circulation sur le plateau continental et le long de la pente continentale, la topographie, viennent compliquer le processus élémentaire et rendent compte des variations locales et régionales de productivité (MINAS *et al.*, 1978).

Ainsi, dans le secteur du plateau continental compris entre 21 et 22°N, étudié de façon intensive au cours de JOINT I (printemps 1974), tous les paramètres peuvent présenter le maximum de variabilité. La source d'enrichissement est en général constituée par la résurgence des ECAS¹, plus riches en sels nutritifs que les ECAN². Celles-ci peuvent toutefois intervenir, le front séparant ces deux catégories d'eau se trouvant en moyenne au niveau du cap Blanc.

¹ ECAS : Eaux Centrales Sud Atlantique

² ECAN : Eaux Centrales Nord Atlantique

Peuvent également intervenir - encore que les mécanismes restent à être précisés (SCHAFFER, 1974,; MITTELSTAEDT *et al.*, 1975) - les eaux du banc d'Arguin denses et plus chaudes, qui dans certaines conditions peuvent plonger dans les canyons entaillant profondément le plateau continental à proximité du banc et contribution à l'enrichissement de la région située plus au nord.

Malgré une très forte variabilité, cette région reste la plus productive du nord-ouest africain avec une productivité moyenne annuelle de $2gC\ m^{-2}\ j^{-1}$, l'upwelling étant permanent.

Au sud du cap Timiris, des vents moins violents sont à l'origine d'une plus grande stabilité et induisent une couche de mélange moins épaisse. Les eaux de résurgence (ECAS) sont canalisées par un canyon ($18^{\circ}50'N$).

La productivité journalière peut atteindre des valeurs élevées, supérieures à celles observées plus au nord, mais pendant une partie de l'année seulement.

Aucune étude comparable n'a été faite au sud du Cap-Vert, mais il est vraisemblable que l'établissement d'un upwelling relativement stable se traduise par une production primaire élevée en saison froide.

La seule étude régionale sur les variations saisonnières de la productivité primaire est due à SCHEMAINDA *et al.* (1975). Si les valeurs absolues qu'ils obtiennent sont sujettes à controverse, car systématiquement très inférieures à celles trouvées par d'autres auteurs lorsque la comparaison était possible, leurs variations relatives gardent une signification. Les valeurs les plus élevées s'observent dans les régions du cap Blanc et de Nouakchott. Plus au nord, des valeurs faibles s'expliquent par la pauvreté relative des eaux de résurgence malgré un upwelling permanent. Les valeurs élevées notées sur les radiales du cap Roxo et du cap Verga, où l'upwelling est très saisonnier, sont vraisemblablement à attribuer à un apport en sels nutritifs dû à la décharge des fleuves.

3.2. Productivité aux échelons secondaire et supérieur

POSTEL (1978) a mis en évidence dans la répartition du zooplancton sur le plateau continental nord-ouest africain, l'existence de périodicités de l'ordre de la journée et de la semaine, ces dernières étant liées au cycle du vent de l'upwelling élémentaire. La dynamique des masses d'eaux, aux propriétés physiques et biologiques différentes, vient encore ajouter à la complexité du système et le résultat le plus apparent est une structure en essais dont les mécanismes de formation et de dispersion sont encore à étudier. HUNTSMAN et BARBER (1975) ont observé des concentrations de phytoplancton et de mésoplancton au milieu du plateau continental. BAKER et WEIGMANN-HASS (1978) notent que le macroplancton est abondant au-dessus de la pente continentale. Sa concentration à ce niveau est vraisemblablement liée à l'existence de fronts (HAGEN, 1974 ; REBERT, comm. pers.).

Effectuant un échantillonnage acoustique intense du 31 mars au 10 mai 1974, THORNE *et al.* (1977) ont pu étudier les fluctuations d'abondance de 2 concentrations de poissons pélagiques, l'une de sardines (*Sardina pilchardus*) se nourrissant de copépodes et de phytoplancton au-dessus des fonds de 50 m, l'autre de chinchards (*Trachurus sp.*) se nourrissant de macrozooplancton au-dessus de la pente continentale. Analysant la représentativité de leurs mesures, MATHISEN *et al.* (1975) remarquent que la variabilité observée est supérieure à celle que l'on est en droit d'attendre de la méthode d'écho-intégration et traduit bien une variabilité spatio-temporelle réelle du necton.

Il existe toutefois, une assez bonne concordance entre les cycles de production primaire et secondaire et ARNDT et BRENNING (1977) ont montré que les répartitions saisonnières des biomasses zooplanctoniques coïncidaient avec celles de la production primaire.

3.3. Conséquences des diverses variabilités sur les potentialités halieutiques

LE BORGNE (1979) a montré que le coefficient de transfert (rapport de la production secondaire à la production primaire) était plus faible dans l'upwelling de Mauritanie que dans le système équatorial pourtant moins riche en éléments nutritifs. Ce coefficient, qui a pour valeur 0,49 à l'Equateur en absence d'upwelling et 0,32 en période de résurgence, serait compris entre 0,05 et 0,20 dans l'upwelling mauritanien. Les mesures des coefficients de transfert aux échelons supérieurs de la chaîne trophique n'existent pas mais, à ce stade, une comparaison avec d'autres systèmes de même nature se révèle fructueuse.

Comparant les upwellings péruvien et nord-ouest africain, HUNTSMAN et BARBER (1977) attribuent la supériorité des potentialités halieutiques du premier système à une teneur des eaux en sels nutritifs bien supérieure et à une chaîne trophique très courte. Les meilleurs rendements énergétiques obtenus au Pérou, tout comme dans le sud-ouest africain (SCHULZ, 1978), seraient liés à la nature des vents, plus réguliers et moins violents. WALSH (1976) remarque qu'au Pérou, en période de vent fort, la chaîne alimentaire peut s'accroître d'un échelon, les anchois devenant alors partiellement zooplanctophages. Il attribue ce fait au morcellement des zones à forte productivité primaire que les anchois mettraient plus de temps à trouver, permettant ainsi le développement de zooplancton. Pour WALSH, les variabilités aboutissant à la discontinuité du processus de production primaire sont les causes principales de la complexification des chaînes alimentaires, en particulier pour la Mauritanie.