
ENVIRONNEMENTS CLIMATIQUE ET OCÉANOGRAPHIQUE SUR LE PLATEAU CONTINENTAL DE CÔTE-D'IVOIRE

Christian COLIN, Yves GALLARDO, Rémy CHUCHLA, et Souleymane CISSOKO

L'objet de cette étude consiste, en utilisant les mesures effectuées à la côte dans le domaine de la climatologie et en se référant aux résultats obtenus au cours des différents programmes océanographiques menés sur et au large du plateau continental ivoirien :

- a) à décrire les variabilités saisonnière, interannuelle et à plus haute fréquence du vent, de la pluviométrie, des paramètres hydrologiques et des courants ;
- b) à définir les mécanismes physiques responsables de la forte variabilité saisonnière de la température à la côte.

Introduction

Le plateau continental ivoirien est schématiquement représenté par l'aire océanique délimitée au nord par la côte ouest-africaine, au sud par le parallèle 5°N , à l'ouest par le cap des Palmes (8°W) et à l'est par le cap des Trois-Pointes ($2^{\circ}30'\text{W}$). Sa largeur est en moyenne de 20 à 25 km et il est généralement peu accidenté excepté en face d'Abidjan où s'ouvre le canyon sous-marin du Trou-sans-Fond (figure 1). À cet endroit, la pente moyenne est de 200 m par mille nautique alors qu'elle n'est en moyenne que de 8 m par mille nautique en dehors du canyon. Ce plateau est le siège d'une forte variabilité des paramètres climatologiques (vent, pluviométrie) aussi bien que des paramètres océanographiques (température, salinité, niveau moyen, oxygène et courants). L'amplitude de cette variabilité est surtout importante à l'échelle de la saison. Par exemple, les écarts thermiques relevés sur l'ensemble du golfe de Guinée, entre le printemps et l'été boréal, sont fréquemment de 8° à 10°C en surface, amplitude saisonnière de loin

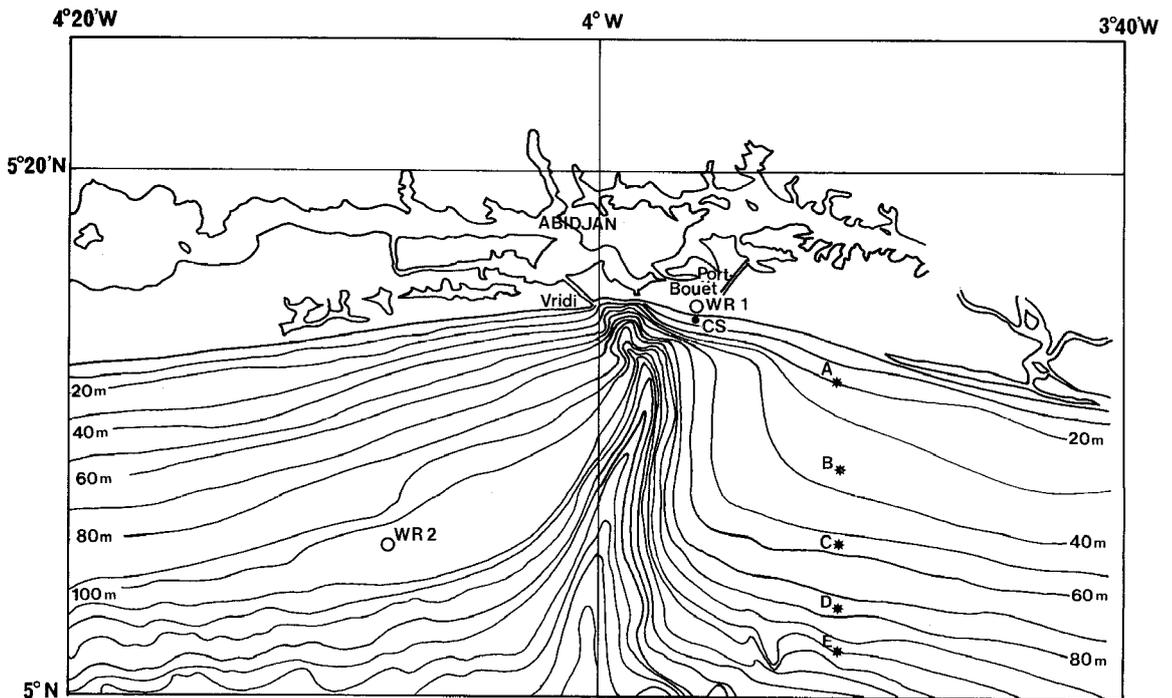


Figure 1

Bathymétrie du plateau continental ivoirien en face d'Abidjan et localisations géographiques : a) des stations météorologiques WR1 et WR2 (respectivement au sommet du phare de Port-Bouët et sur le plateau continental, ainsi que de la station côtière de Port-Bouët (CS) et b) des profils verticaux (A, B, C, D, E) de température, salinité et courants effectués en moyenne chaque semaine de décembre 1982 à août. 1984 (extrait de COLIN, 1988).

supérieure à celle du contenu thermique de l'atmosphère. La description de cette variabilité sur le plateau, purement hydrologique dans un premier temps a, pour des raisons logistiques évidentes, débuté en quelques points. Il a d'abord été possible de donner, à partir de mesures hebdomadaires, une description des fluctuations saisonnières de la température et de la salinité en un point du plateau continental (VARLET 1958 ; DONGUY et PRIVÉ, 1964 ; MORLIÈRE 1970), puis d'accéder quelque temps après, pour certaines années et en plusieurs points de la côte et du plateau, à la connaissance des champs de vent et de courants (BOISVERT, 1967 ; INGHAM, 1970 ; VERSTRAETE, 1970a ; MORLIÈRE et REBERT, 1972 ; LEMASSON et REBERT, 1968, 1973a). Les observations de courant (composante zonale de la vitesse) effectuées sur le plateau ont montré, outre la présence de deux maxima (hiver et été boréal), l'extension en latitude, au-delà du plateau continental, du courant de Guinée à ces périodes de l'année. Eu égard à l'absence de navires océanographiques nationaux hauturiers, l'étude systématique de la variabilité saisonnière des paramètres hydrologiques (température, salinité, oxygène dissous...) et dynamiques, au large du plateau continental de la Côte-d'Ivoire n'a été entreprise que bien plus tard. Hormis quelques études ponctuelles (voir LONGHURST, 1962, pour une revue bibliographique détaillée), l'étude de cette variabilité n'a réellement débuté qu'en 1971 pour s'intensifier dans la seconde moitié de la décennie. Aux campagnes du navire océanographique *Capricorne* (HISARD, 1973), succéda de 1978 à 1980, le programme national français CIPREA. La densité importante des observations obtenues à partir des radiales océanographiques le long du méridien 4°W, a permis, surtout en été boréal, une meilleure description de la distribution spatiale de la température et des courants au bord et au large du plateau continental (VOITURIEZ, 1981 et 1983). Toutefois, l'absence d'observations continues ne permettait évidemment pas une description spatio-temporelle cohérente de l'ajustement de la température et des courants aux fluctuations saisonnières de l'atmosphère (HASTENRATH et LAMB, 1977), car les seules informations disponibles correspondaient aux

résultats issus des modèles numériques de circulation forcés par un vent impulsif ou périodique (ADAMEC et O'BRIEN, 1978 ; MOORE *et al.*, 1978 ; PHILANDER, 1979 ; PHILANDER et PACANOWSKI, 1981 ; BUSALACCHI et PICAUT, 1983 ; MC CREARY *et al.*, 1984 ; CANE et PATTON, 1984) et de l'analyse des données « historiques » (MERLE, 1980). Cette lacune fut comblée à la suite de la réalisation du programme océanographique conjoint franco-américain FOCAL-SEQUAL mené de 1982 à 1984 sur l'ensemble du bassin équatorial atlantique ; une attention particulière, compte tenu de l'importance de la variabilité thermique saisonnière observée, fut portée au golfe de Guinée et en particulier à la longitude 4°W (COLIN, 1988 ; COLIN *et al.*, 1987 ; COLIN et GARZOLI, 1987 et 1988 ; HOUGHTON et COLIN, 1986 et 1987 ; WEISBERG et COLIN, 1986).

Les refroidissements saisonniers des eaux de surface, le long de la côte et dans le golfe de Guinée de manière générale, modifient l'intensité des échanges avec l'atmosphère et conditionnent, pour une part importante, la disponibilité de la quantité de chaleur d'origine équatoriale redistribuée, par les courants atmosphériques et océaniques, vers les latitudes plus élevées.

Environnement climatique

GÉNÉRALITÉS

Les événements atmosphériques sont de durée et d'extension géographique variables. En météorologie tropicale appliquée à l'Afrique de l'Ouest (DHONNEUR, 1974 ; GARNIER, 1976), ils sont classés en cinq groupes associés à des échelles d'espace et de temps décroissantes : ce sont l'échelle planétaire et les quatre échelles A, B, C et D ainsi définies lors de l'expérience GATE (GARP *Atlantic Tropical Experiment*) en 1974. Dans cette étude, nous nous intéressons essentiellement aux échelles A et B qui concernent les échelles d'espace 10 000-1 000 km, 1 000-100 km et les échelles de temps 3 jours à 8 jours et 12 heures à 3 jours. Elles contribuent aux périodes d'intensification des alizés de sud-ouest en Côte-d'Ivoire, donc à des renforcements de la mousson sur l'Afrique de l'Ouest (échelle A) et à une configuration isobarique qui lui est favorable, le « drift » (échelle B) (GALLARDO, dans cet ouvrage).

L'équateur météorologique (EM) est la zone de confluence des alizés de nord-est (hémisphère Nord) et de sud-est (hémisphère Sud). Le front intertropical (FIT) est le lieu où convergent l'harmattan, vent continental de nord-est (NE) chaud et sec, et la mousson du sud-ouest (SW), vent humide et plus frais d'origine océanique. Sur le continent, le FIT est la trace au sol de l'EM ; il a un mouvement saisonnier en latitude qui oscille en moyenne entre 5°N en janvier et 25°N en août. Sur l'océan, sa position moyenne mensuelle est orientée du sud-ouest (partie équatoriale ouest) au sud-est (partie équatoriale est) et ne dépasse pas 15°N en août (figure 2).

VENT DE SURFACE

Les seules données de vent de surface disponibles et couvrant l'ensemble de l'océan Atlantique intertropical sont obtenues à partir des relevés météorologiques fournis par les bateaux marchands (fichiers de la *National Oceanic and Atmospheric Administration*, NOAA). La figure 3a montre l'évolution saisonnière de la composante méridienne de la vitesse du vent, à partir de moyennes mensuelles sur le carré 3°W-5°W et 3°N-5°N. On constate la présence d'un signal annuel défini par un maximum (3,5 m/s) de vitesse en été boréal et un minimum (1,5 m/s) en hiver. L'insuffisance du nombre des observations effectuées par les bateaux marchands en face d'Abidjan ne permet cependant pas d'accéder à une description fine de la variabilité « basse fréquence » (périodes inférieures à 60 jours) du champ du vent. Ce signal annuel apparaît également dans les composantes horizontales de la vitesse du vent du centre européen (TOURRE, *comm. pers.*) déduites du déplacement horizontal des nuages le long de la côte (4°W, 1°E et 6°E). En revanche, sur le continent (aéroport d'Abidjan localisé à 1,5 km de la côte), le signal annuel n'apparaît pas sur les moyennes mensuelles des données de vent de l'ASECNA (Agence pour la sécurité de la navigation aérienne) basées sur des observations trihoraires obtenues de 1966 à 1979 (*cf.* figure 8 dans VERSTRAETE *et al.*, 1979), absence peut-être liée à l'extrême faiblesse de l'intensité moyenne de la vitesse

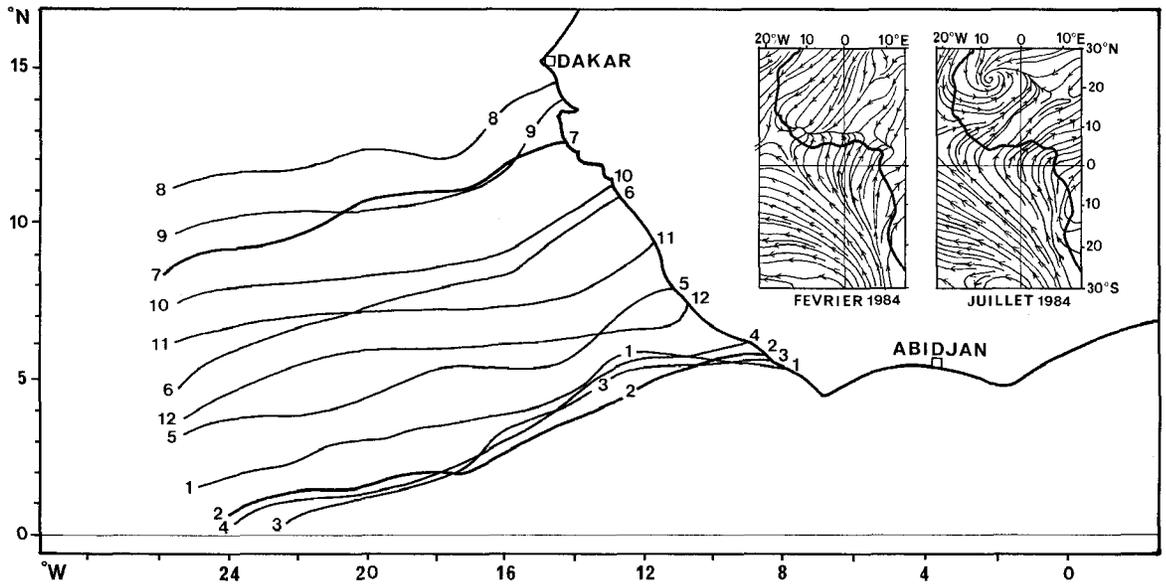


Figure 2

Positions mensuelles de la zone de confluence des alizés (ZCA) en zone équatoriale atlantique. En encadré sont représentées les lignes de vent sur l'Afrique de l'Ouest à deux saisons opposées : février et juillet 1984. Les positions respectives de la ZCA à ces périodes sont en trait gras (extrait de TOURRE et CHAVY, 1987).

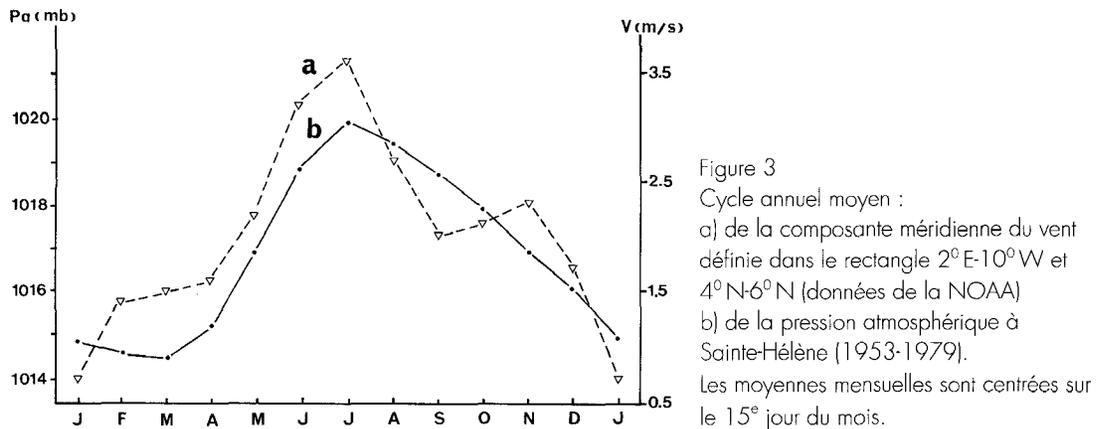


Figure 3

Cycle annuel moyen :

a) de la composante méridienne du vent définie dans le rectangle $2^{\circ}\text{E}-10^{\circ}\text{W}$ et $4^{\circ}\text{N}-6^{\circ}\text{N}$ (données de la NOAA)
b) de la pression atmosphérique à Sainte-Hélène (1953-1979).

Les moyennes mensuelles sont centrées sur le 15^e jour du mois.

du vent enregistrée en ce point ($V \approx 1,7 \text{ m/s}$). Une telle décroissance de la vitesse du vent entre le proche large et la côte estelle cependant physiquement réaliste ? En 1980, des mesures simultanées de vent effectuées à cette station météorologique de l'ASECNA et à une station automatique placée sur le phare de Port-Bouët situé en bordure du littoral (figure 4), montrent de fortes différences : la vitesse moyenne enregistrée à la côte est de 4 m/s en été boréal c'est-à-dire du même ordre de grandeur que le vent moyen de la NOAA, alors qu'à la station de l'ASECNA, elle ne dépasse pas $1,5 \text{ m/s}$. En revanche, pour les années 1982-1983 et 1984, les vitesses enregistrées sont comparables (figure 5) et du même ordre de grandeur que les valeurs relevées à la côte et au large. Comment expliquer ces disparités ? Elles pourraient être dues, pour une part, aux différences de rugosité liées aux différences de direction du vent à la côte (GALLARDO, 1975 ; ESCOURROU, 1981).

Variabilité saisonnière

Le plateau continental ivoirien est soumis au système anticyclonique de l'hémisphère Sud. Comme la zone équatoriale, il subit l'influence des alizés ; ceux-ci ne sont pas, comme à l'équateur, de secteur sud-

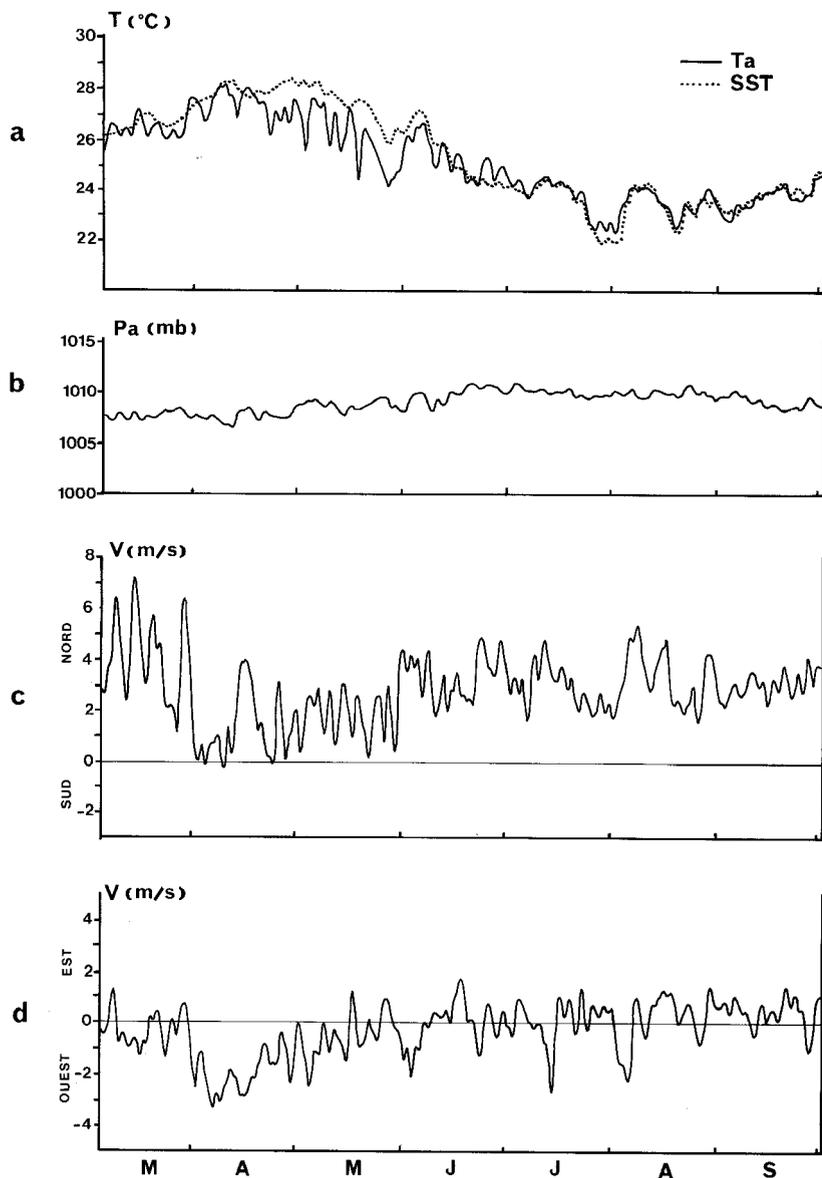


Figure 4

Distribution des moyennes journalières (données horaires) de a) la température de l'air (T_a), b) la pression atmosphérique (P_a), c) et d) les composantes méridienne et zonale de la vitesse du vent à la station WRI (hauteur 27 m) du 6-3 au 2-10-1980. En surimpression (a) a été reportée la température de surface de la mer (SST) à la station CS (une donnée par jour) située au pied de WRI pour la période de temps considérée.

est mais de secteur sud-ouest, modification de direction due au changement de signe de la force de Coriolis au passage de l'équateur. Les observations montrent :

- la présence d'un maximum dans la composante zonale de la vitesse du vent (de 5 à 6 m/s en moyenne) d'avril à octobre et de deux maxima (mai à juillet et octobre à décembre) dans la composante méridienne, soulignant ainsi, contrairement aux observations équatoriales, le caractère semi-annuel de la direction du vent à la côte (figures 6 et 7) ;
- l'intensification de la pression atmosphérique à partir du mois d'avril et la présence d'un maximum en été boréal (figures 4b et 5a) reflétant la progression vers le nord des hautes pressions atmosphériques associées à l'anticyclone de Sainte-Hélène ;
- la rotation du vent du secteur sud - sud-ouest au secteur ouest - sud-ouest en été boréal, la direction du vent étant alors plus parallèle à la côte (figures 6c et 7d).

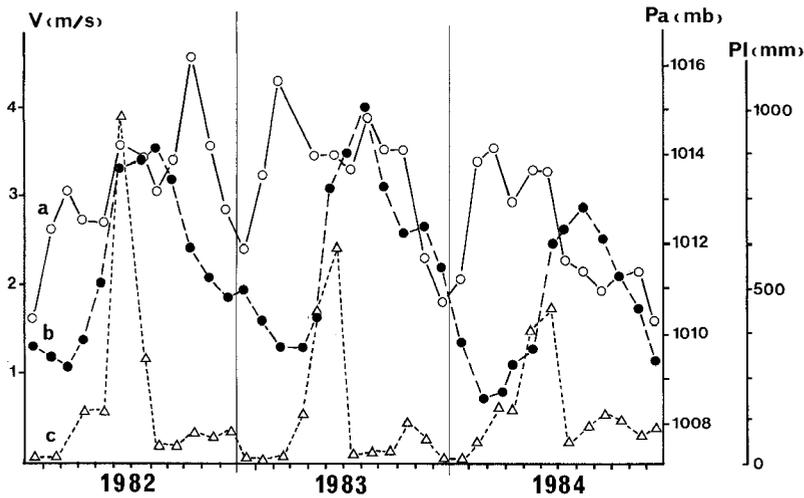


Figure 5
Distribution des moyennes mensuelles
a) du module de la vitesse du vent (V),
b) de la pression atmosphérique (Pa)
c) de la pluviométrie (Pl) à la station météorologique de l'ASECNA à Abidjan (aéroport) en 1982, 1983 et 1984. Les valeurs sont centrées sur le 15^e jour du mois et ont été obtenues toutes les 3 heures pour les cas a) et b), toutes les 12 heures pour le cas c).

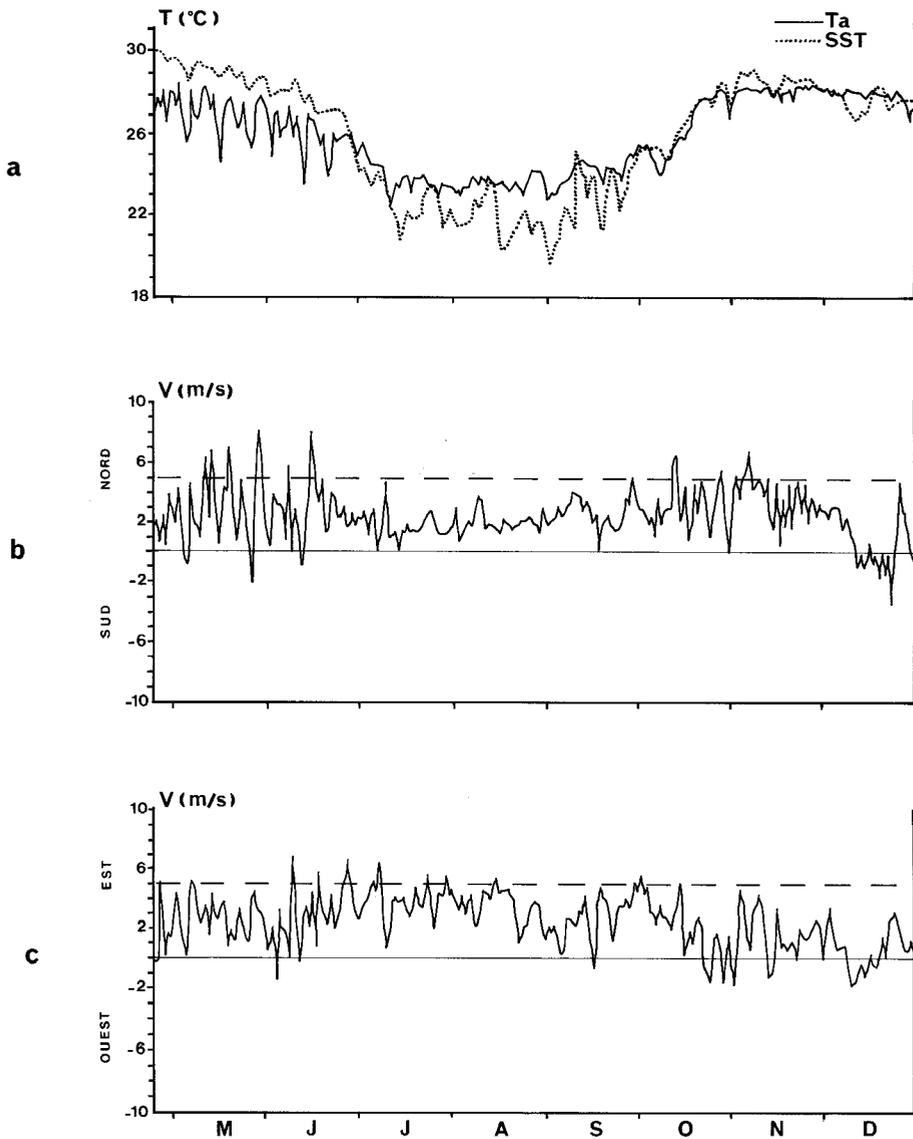


Figure 6

Identique à la figure 4 (exception faite de la pression atmosphérique) mais relative à la période du 26-4 au 31-12-1984 ; le trait en pointillés indique la valeur 5 m/s (extrait de COUIN, 1988).

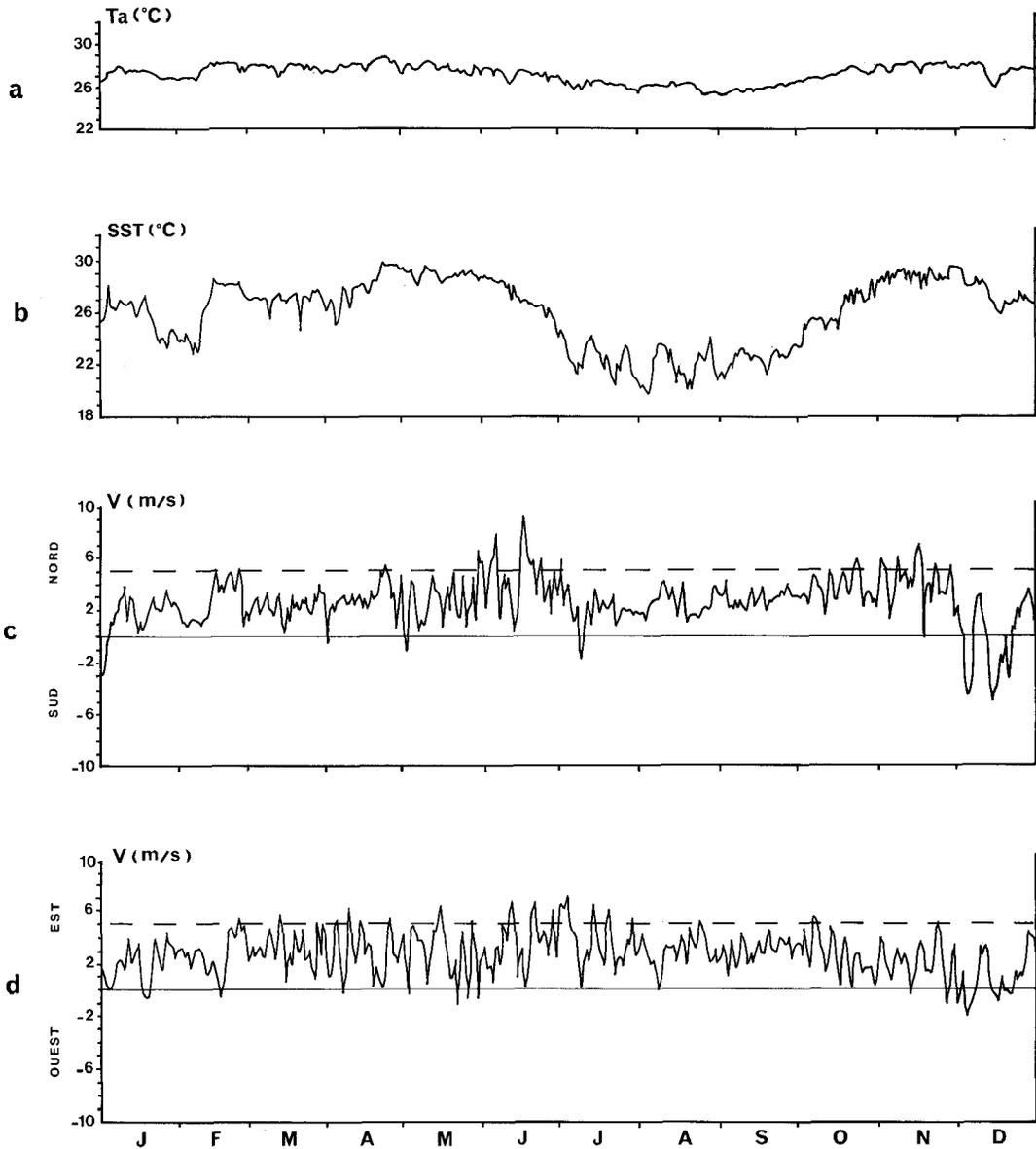


Figure 7

Identique à la figure 6, mais pour la période du 1-1 au 31-12-1985.

Contrairement à ce qui avait été suggéré précédemment (VERSTRAETE *et al.*, 1979), le vent à la côte présente donc, aussi, une variabilité saisonnière marquée. Ces observations sont cohérentes avec les observations de vent de la NOAA effectuées plus au large.

Les directions respectives du vent à la côte (secteur sud-ouest) et à l'équateur, (secteur sud-est), en été boréal, conduisent à un renforcement du rotationnel anticyclonique (TOURRE et CHAVY, 1987) et ainsi de la convergence observée au nord de l'équateur (2°N - 3°N). À la convergence, la thermocline s'approfondit, induisant une remontée des isothermes au nord (5°N) et au sud (équateur) de cette convergence.

Variabilité interannuelle

Le plateau continental ivoirien est donc caractérisé par la présence d'une variabilité saisonnière marquée du champ du vent. On relève également une variabilité interannuelle mais d'amplitude cependant plus faible ; elle est engendrée par la position plus ou moins basse en latitude de la zone de confluence

des alizés (ZCA) ; en 1983, cette zone atteignait l'équateur, alors qu'en 1984, elle restait localisée sur le continent (TOURRE et CHAVY, 1987). La variabilité interannuelle à la côte se traduit par :

- un affaiblissement relatif des alizés de sud-ouest (figures 8 et 9) en hiver boréal 1981-1982 (décembre-janvier) et 1983 (février-mars) lié, comme il a été dit précédemment pour l'année 1983, à la position anormalement sud de la ZCA, à cette période ; on note, en 1983, comme en 1980 et 1982, la présence de coups de vent à ce moment de l'année ;
- une direction du vent, au printemps boréal 1980, davantage du secteur sud - sud-ouest que ouest - sud-ouest comme ce fut le cas en 1983 et 1984, conduisant ainsi à une plus petite composante méridienne du transport d'Ekman et donc, comme nous le verrons plus loin, à un plus faible refroidissement des eaux de surface, en été boréal, à la côte.

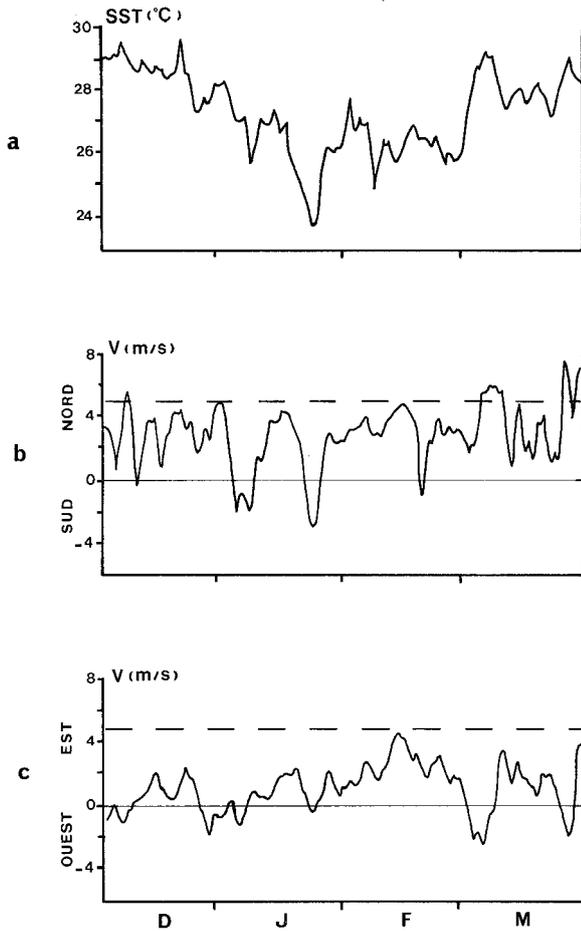


Figure 8

Identique à la figure 6 (exception faite de Ta) mais pour la période du 5-12-1981 au 31-3-1982.

Variabilité haute fréquence

Dans ce travail, la variabilité haute fréquence se réfère à la gamme de périodes 12 heures-2 mois. Une première analyse statistique du module de la vitesse du vent, effectuée à partir de données trihoraires de l'ASECNA (Abidjan) et couvrant la période 1971-1974, a montré la présence de pics d'énergie centrés sur 24 heures, 5 à 7 jours et 13,5 à 14,5 jours (COLIN, 1977). Seul le premier pic était significatif à plus de 80 % (niveau de confiance). Les faibles amplitudes associées aux oscillations de périodes supérieures à 24 heures sont liées selon toute vraisemblance aux faibles vitesses de vent enregistrées à cette station avant

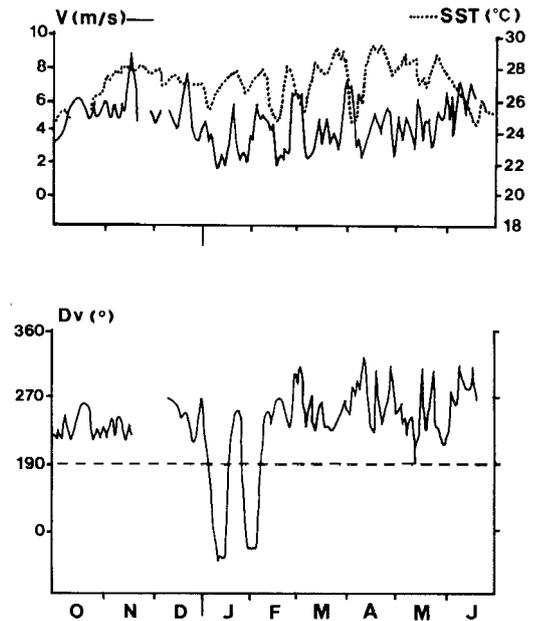


Figure 9

Évolution des moyennes journalières du module de la vitesse (V) et de la direction du vent (DV) à la station WR2 du 1-10-1982 au 20-6-1983 (données horaires communiquées aimablement par la société VERITAS de Norvège). En surimpression (a) ont été reportées les valeurs de la SST obtenues à la station CS pour la période de temps considérée.

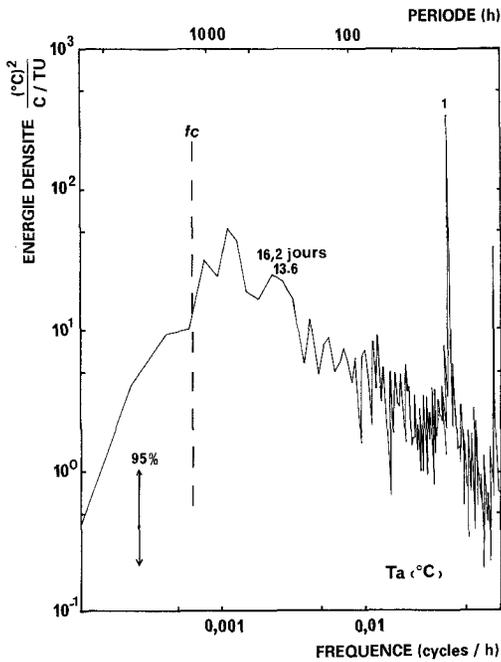


Figure 10

Spectres d'énergie des composantes méridienne (N-S) et zonale (E-W) de la vitesse du vent à la station WR1 ; la fréquence de coupure (fc) est centrée sur 60 jours ; le nombre de degrés de liberté est 8.

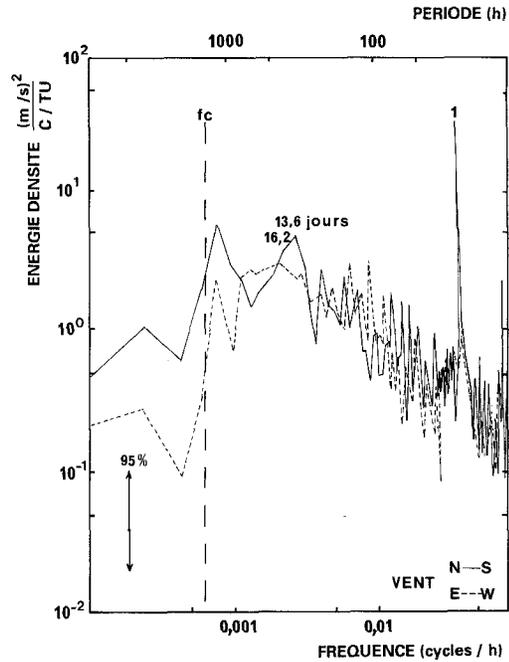


Figure 11

Identique à la figure 10 mais en ce qui concerne la température de l'air. C/TU : cycle par unité de temps.

1982. L'analyse statistique effectuée sur les données horaires du vent obtenues à la station automatique du phare de Port-Bouët du 20-4-1984 au 31-12-1985 (enregistrement continu) montre que pour (figure 10) :

- les périodes comprises entre 10 et 20 jours, le spectre de la composante méridienne du vent est énergétique, le pic étant statistiquement significatif à 95 %. Ce n'est pas le cas de la composante zonale. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus plus au sud, à l'équateur, pendant le programme FOCAL/SEQUAL (COLIN et GARZOLI, 1988). Dans cette plage de période, les spectres de la température de l'air (figure 11) et de la pression atmosphérique au niveau de la mer (cf. figure 6 dans PICAUT et VERSTRAETE, 1976) présentent également un pic d'énergie ;
- la plage 4 à 6 jours, les spectres des composantes horizontales de la vitesse sont énergétiques mais pas celui de la température de l'air (figure 11) ;
- la période de 24 heures, qui correspond à l'alternance bien connue de brise de terre - brise de mer, les spectres de la composante méridienne de la vitesse de vent et de la température de l'air sont bien plus énergétiques (rapport de 20 à 1) que celui de la composante zonale. Ce résultat est logique eu égard à la direction moyenne du vent à cette période (sud-nord) par rapport à la direction de la côte (est-ouest).

PLUVIOMÉTRIE

Les moyennes mensuelles de la pluviométrie à Abidjan (station météorologique) définies de 1967 à 1985 sont en figure 12a. Elles montrent la présence de maxima et de minima, d'amplitude inégale.

Variabilité saisonnière

L'année type présente une structure bimodale : le maximum principal est centré sur le mois de juin et atteint en moyenne 600 mm alors que le maximum secondaire, centré sur les mois d'octobre à novembre, ne dépasse pas 200 mm en moyenne. Les minima de janvier et d'août ne dépassent pas 40 mm.

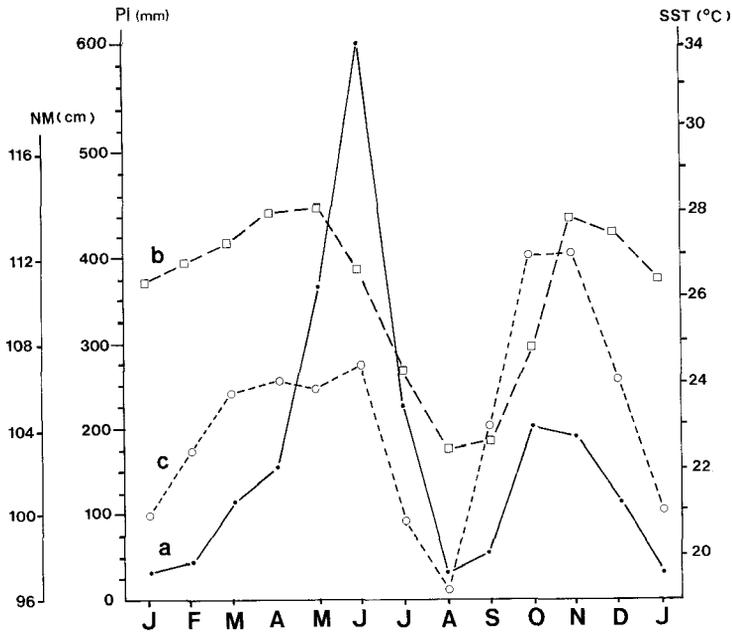


Figure 12

Cycle annuel moyen (1967-1985) :
 a) de la pluviométrie,
 b) de la SST,
 c) du niveau moyen de la mer à Abidjan, tous marégraphes confondus (les moyennes mensuelles sont centrées sur le 15^e jour du mois).

Si l'on compare l'année type de la pluviométrie à Abidjan avec les années types : 1° de la pression atmosphérique (figure 3b) définie de 1953 à 1979 à Sainte-Hélène (il a été montré dans les généralités que la climatologie du plateau continental ivoirien dépend étroitement du système anticyclonique de Sainte-Hélène), 2° du vent (composante méridienne de la vitesse) moyenné sur 3° W - 5° W et 3° N - 5° N, de 1950 à 1972 (figure 3a) et 3° de la SST (température de surface de la mer) à Abidjan de 1970 à 1978 (figure 12b), on s'aperçoit que le vent et la SST présentent, comme la pluviométrie, une structure bimodale (maxima en juin et octobre et minima en janvier-février et août), ce qui n'est pas le cas de la pression atmosphérique qui est au contraire caractérisée par un seul maximum observé en juillet. La pluviométrie à la côte augmente de manière synchrone au printemps avec la pression atmosphérique et le vent définis en dehors du plateau continental. À la côte (Abidjan), des résultats similaires sont relevés en 1982, 1983 et 1984 (figure 5). Toutefois, on peut souligner que l'intensité du vent à la côte en hiver boréal (février-mars) est supérieure à celle du vent NOAA au large ; cette différence s'explique par l'apparition de gradients isobariques liés aux échelles B et C. GALLARDO (1975, 1978) a montré que la pénétration du flux d'humidité océanique au printemps dépend étroitement, non seulement du module de la vitesse du vent mais également de la direction de ce vent par rapport à la côte : la pénétration est d'autant plus forte que la direction du vent est plus proche de la perpendiculaire à la côte. La pluviométrie à la côte décroît très rapidement à partir du mois de juin lorsque l'upwelling côtier (décroissance de la SST) apparaît en été boréal ; les eaux de surface de température inférieure à 26,5 °C freinent rapidement, dans la basse troposphère, les mouvements convectifs.

Variabilité interannuelle

La pluviométrie, mesurée à Abidjan de 1967 à 1985 (figure 13), varie de manière importante d'une année sur l'autre, que ce soit en mai-juin ou octobre-novembre. On peut souligner, par exemple, un excédent de pluie en mai-juin 1969, 1976, 1982 mais un déficit en 1970, 1972, 1974, 1977, 1980 et 1984. Pour ce qui concerne le maximum secondaire qui apparaît en octobre-novembre, la dispersion est bien plus faible. Toutes saisons confondues, l'écart-type de l'amplitude de la variabilité interannuelle ne représente toutefois que les deux tiers de celui de la variabilité saisonnière. La variabilité interannuelle de la pluviométrie à la côte ne semble pas dépendre exclusivement des conditions du vent local ; des études ont montré que l'aérojet d'est (altitude 200 hpa) au-dessus du golfe de Guinée pouvait être anormalement ralenti par la présence d'eaux chaudes à certaines années (ENSO) dans le Pacifique équatorial (DEQUE, *comm. pers.*).

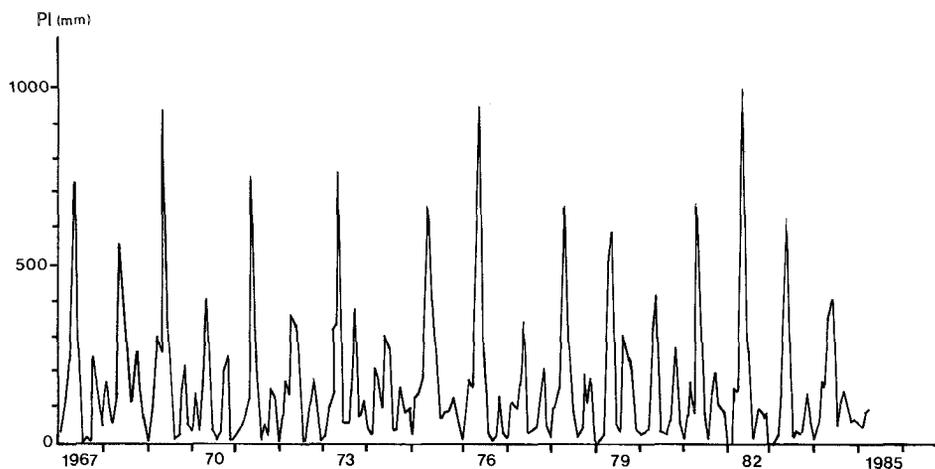


Figure 13

Évolution des valeurs mensuelles de la pluviométrie à la station météorologique d'Abidjan de 1967 à 1985.

Environnement océanographique

L'environnement océanographique sera défini à partir de la description des paramètres hydrologiques (température, salinité, oxygène dissous, niveau moyen de la surface de la mer et courants).

TEMPÉRATURE

La température est un des paramètres fondamentaux en océanographie. Il détermine en surface l'intensité des échanges océan-atmosphère mais conditionne également et de manière importante l'écologie des systèmes hauturiers et côtiers. Sa connaissance et la prévision de ses fluctuations à moyen et long terme sont donc essentielles. Les mesures effectuées de 1982 à 1984 au cours du programme FOCAL/SEQUAL, tant par leur fréquence que par leur densité dans les directions méridienne et verticale (COLIN, 1988), auront contribué pour une part très importante à une meilleure compréhension des fluctuations thermiques observées au-dessus du plateau continental ivoirien.

Variabilité saisonnière

MORLIÈRE (1970) a décrit les saisons marines observées en face d'Abidjan. Les structures thermiques moyennes de surface obtenues de 1978 à 1985 à la côte (Abidjan) et de 1966 à 1977 sur le plateau continental ivoirien (figures 14a et 14b) confirment la présence de très fortes fluctuations saisonnières. Les années types obtenues à la côte et au-dessus du plateau continental, les moyennes mensuelles étant calculées respectivement à partir de valeurs journalières et hebdomadaires, montrent :

- une décroissance de la température d'avril-mai à juillet ;
- une valeur minimale en juillet-août-septembre ($T \approx 20-21^\circ\text{C}$) ;
- un accroissement du mois de septembre au mois de décembre ;
- un minimum secondaire de décembre à février ($T \approx 25-26^\circ\text{C}$) ;
- un maximum de février à avril ($T \approx 29-30^\circ\text{C}$).

La différence qui apparaît entre les deux courbes, principalement en été, est due à l'absence de valeurs hebdomadaires (certains mois d'été de certaines années sont sans mesures) pour la série type de 1966-1977 (figure 14b) ; ce n'est pas le cas de la série type 1978-1985, définie à partir de valeurs journalières repérées par le thermomètre-seau en un point du rivage situé au pied du phare de Port-Bouët (figure 14a). La durée de l'upwelling est plus importante dans le cas (a) que dans le cas (b), la différence principale apparaissant en juillet.

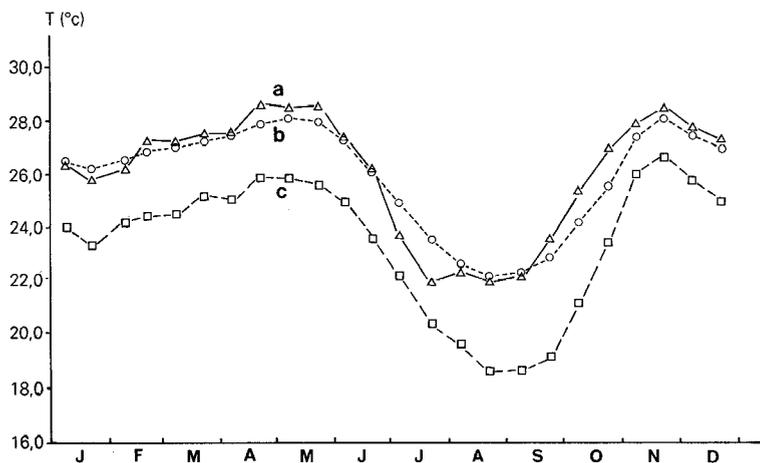


Figure 14
Cycle annuel moyen de la SST
à Abidjan :
(a) à la côte (1978-1985),
(b) et (c) sur le plateau continental
(1967-1977)
en surface et à 20 m
sur des fonds de 20 m.

Comparée à la zone équatoriale, la région côtière se différencie par un signal semi-annuel plus marqué ; le refroidissement secondaire apparaît en effet en surface, ce qui n'est pas le cas à l'équateur, bien qu'il soit souvent en partie masqué par les eaux chaudes d'origine lagunaire ou fluviale (INGHAM, 1970 ; COLIN, 1988).

Distribution spatiale du signal saisonnier

Sur le plateau

La variabilité moyenne de la température, le long du plateau continental ivoirien et à l'échelle saisonnière, a été décrite par MORLIÈRE et REBERT (1972), COLIN et BAKAYOKO (1984), COLIN et CISSOKO (1984). Les minima absolus de température sont relevés, comme au Ghana, dans la partie occidentale du plateau continental et la température tant en surface qu'en subsurface y croît d'ouest en est. MORLIÈRE et REBERT (1972) ont montré que la profondeur de la thermocline était, en permanence, plus faible à l'est qu'à l'ouest du cap des Palmes ; il en est de même de l'amplitude de la variabilité saisonnière. On n'observe pas, en 1983 et à l'échelle de la saison, de décalage dans le temps entre les minima thermiques observés en plusieurs points de la côte (COLIN, 1988). Toutefois, on peut noter une durée de refroidissement en été et hiver boréal légèrement supérieure (de 2 à 3 semaines) dans la partie occidentale que dans la partie orientale (figures 15 a, c, e). Les durées des grande et petite saisons chaudes (MORLIÈRE, 1970) en sont réduites d'autant.

En latitude

L'évolution spatio-temporelle de la SST sur le (et au large du) plateau continental ivoirien a été décrite par HOUGHTON et COLIN (1986) et COLIN (1988). La SST croît de la côte vers le large en accord avec le rayon de déformation de Rossby (69 km). En subsurface, l'extension en latitude de la thermocline évolue différemment : si la thermocline est proche de la surface à la côte et s'approfondit rapidement vers le large au printemps, la pente diminue cependant régulièrement de mai à août (la thermocline se rapproche de la surface au large) et intéresse alors une échelle d'espace de loin supérieure au rayon de déformation de Rossby. Cette évolution traduit la superposition de phénomènes liés aux échelles locale et extralocale. Cet aspect sera abordé plus précisément dans la partie « Discussion ».

En longitude

Si l'on suit, aux trois longitudes 4°W, 1°E et 6°E, le déplacement vertical saisonnier de l'isotherme 20°C à la côte (figures 16 et 17), bien des similitudes apparaissent et on peut même décrire des situations types. Au printemps, la pente méridienne de cet isotherme est positive (les axes méridien et vertical étant pris positifs respectivement du sud vers le nord et du fond de l'océan vers la surface) aux trois longitudes ; cette distribution cohérente souligne la quasi-simultanéité du déclenchement des upwellings côtiers

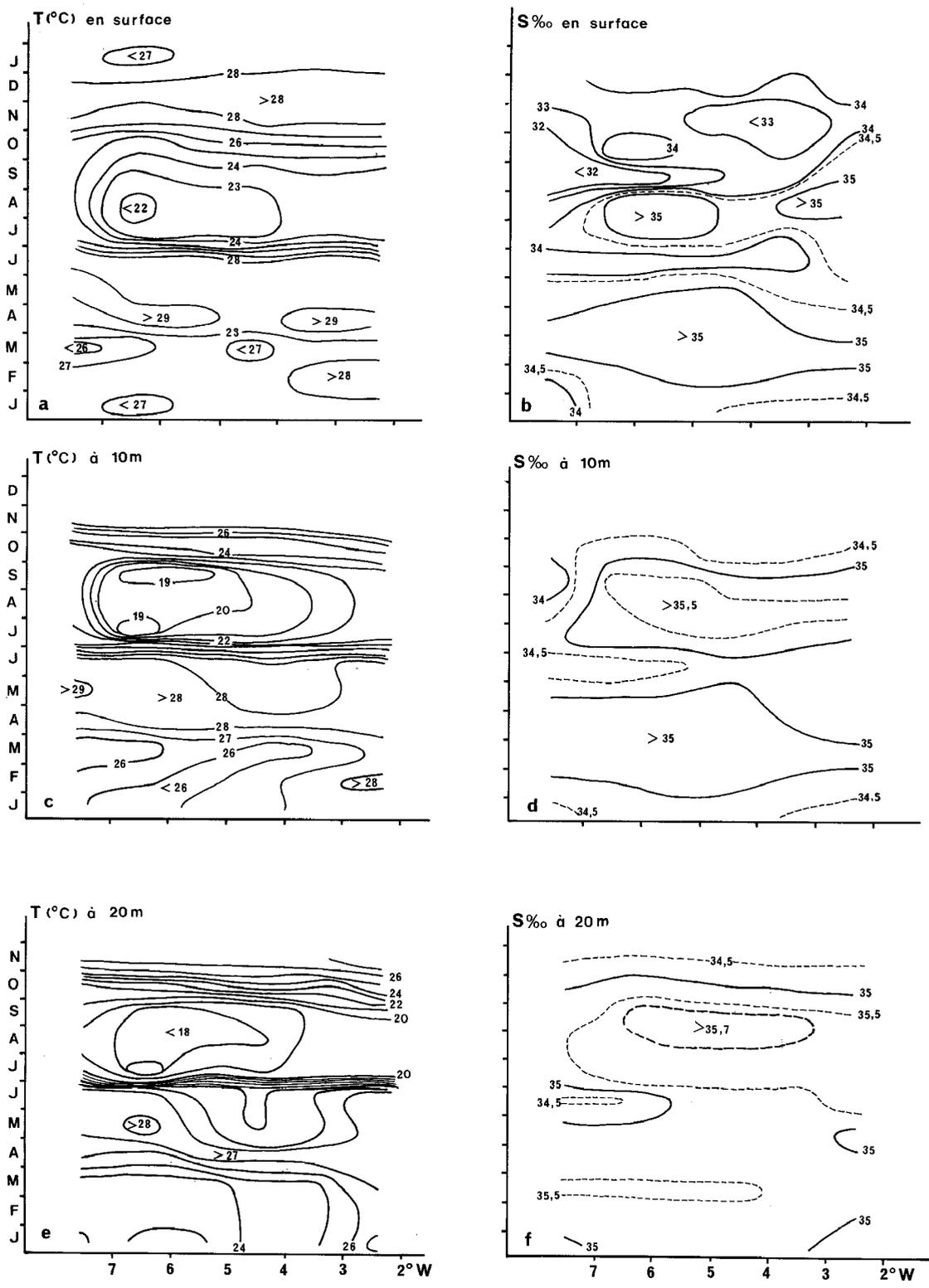


Figure 15

Diagrammes spatio-temporels moyens de la température et de la salinité sur le plateau continental, en surface et aux immersions 10 et 20 m (d'après MORUÈRE et REBERT, 1972).

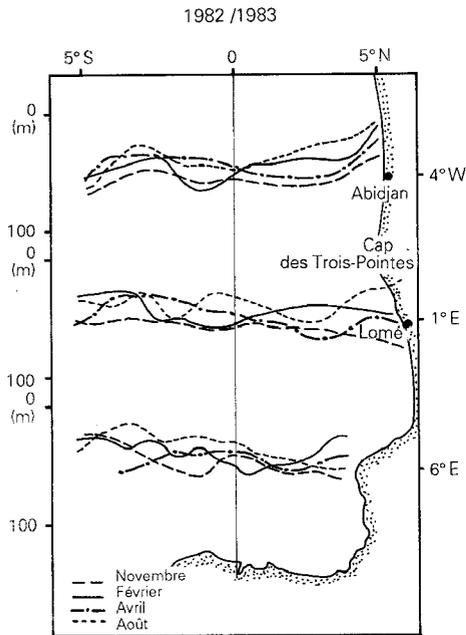


Figure 16

Profondeur de l'isotherme 20 °C de 5° S à la côte, aux longitudes 4° W, 1° E et 6° E en novembre 1982 et février, avril-mai et août 1983 (adapté de HÉNIN *et al.*, 1986).

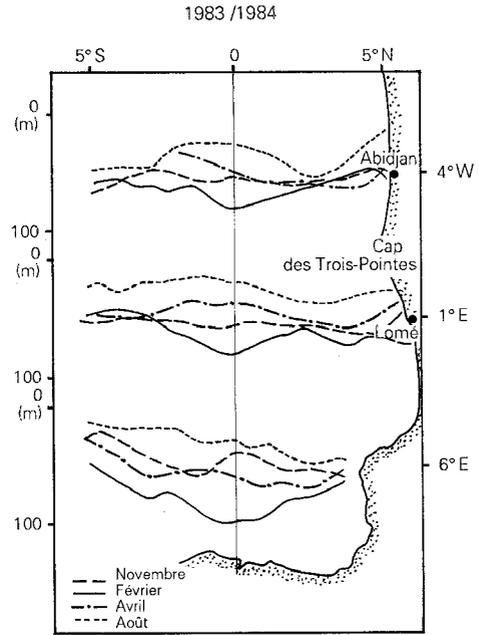


Figure 17

Identique à la figure 16 mais pour les campagnes effectuées en novembre 1983 et février, avril-mai et juillet-août 1984.

d'été, le long de la côte. Au milieu de l'été boréal, la situation demeure identique à celle d'avril, excepté à 6° E où une pente inverse est maintenant observée. Une analyse des températures de subsurface sur le plateau continental nigérian confirme cette distribution (HOUGHTON, 1983). En automne, une cohérence identique à celle du printemps apparaît ; elle correspond toutefois dans ce cas à un approfondissement global de la thermocline. En hiver, la situation est plus diffuse soulignant ainsi, comme en été, le caractère localisé des mouvements verticaux de la thermocline (4° W et 1° E) ; à 6° E, la pente positive observée à la côte est due à l'accumulation des eaux au fond du golfe, qui a pour effet d'approfondir la thermocline à l'équateur, conséquence de la relaxation des alizés, engendrant ainsi une pente ascendante de la thermocline à la côte donnant l'illusion de la présence d'un fort upwelling côtier à cette longitude.

Variabilité interannuelle

La distribution verticale de la température relevée en un point fixe du plateau continental ivoirien présente, entre les années 1983 (figure 18a) et 1984 (figure 18b), des différences appréciables. La structure thermique à la côte est donc, comme à l'équateur, l'objet d'une variabilité interannuelle (MERLE *et al.*, 1980 ; COLIN *et al.*, 1987). Celle-ci, comme nous le verrons plus loin, n'est pas spécifique d'une saison ou d'une aire géographique donnée, mais concerne le cycle saisonnier et le golfe de Guinée dans leur ensemble.

En hiver boréal

L'hiver boréal (février-mars) de l'année 1983 se caractérise, au plan océanographique, par la présence, sur le plateau continental ivoirien, d'une thermocline proche de la surface ; l'isotherme 20 °C se situe en effet entre les immersions 30 et 45 m et la température superficielle (SST) moyenne est voisine de 28 °C. À la même période de l'année 1984, l'isotherme 20 °C se trouve au contraire à une immersion

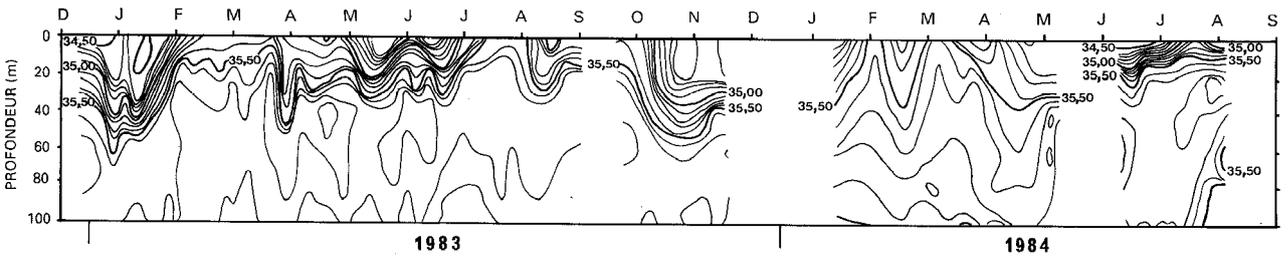


Figure 18

Distribution verticale des isothermes en fonction du temps au point E (cf. figure 1) en 1983 et 1984. Les lettres indiquant les mois sont positionnées sur le 15^e jour du mois (extrait de COLIN, 1988).

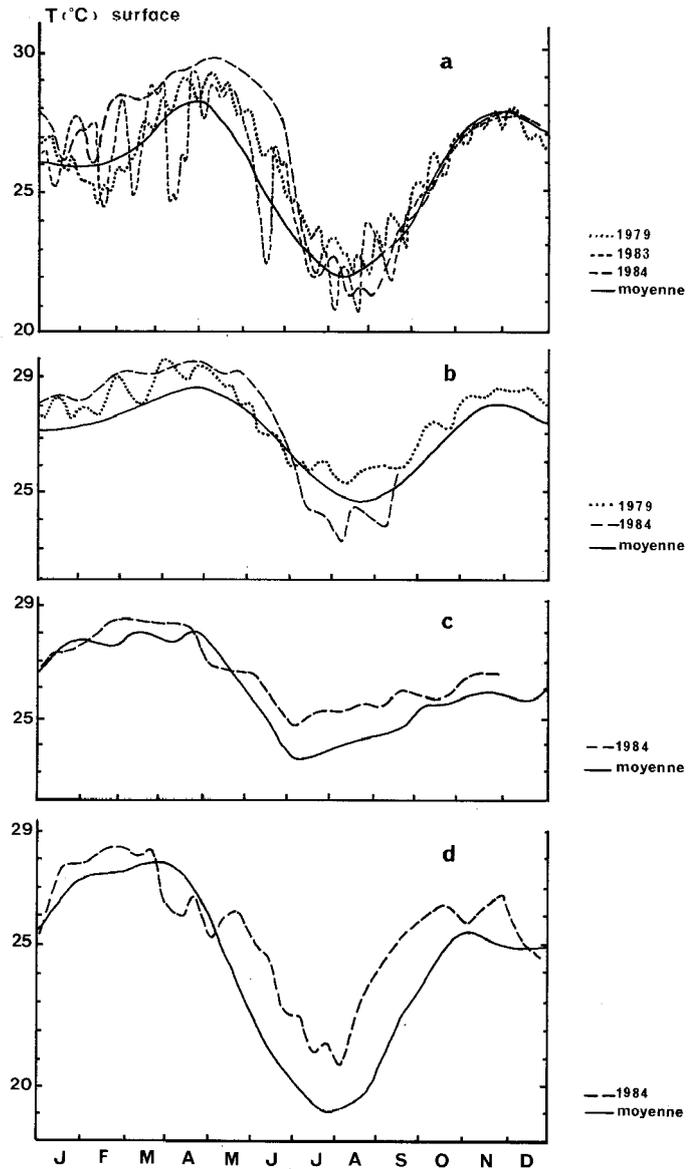


Figure 19

Évolution saisonnière de la SST :
à Abidjan (a) en 1979, 1983, 1984,
Cotonou-Kpémé (b) en 1979 et 1984,
à Annobon (c) et Pointe-Noire (d) en 1984
par rapport à la valeur moyenne.
(adapté de PITON, 1985).

supérieure à 60 m et la SST moyenne atteint maintenant 29,5°C. Cet important approfondissement de la thermocline n'est pas un phénomène fugace ; il se maintient jusqu'au milieu du printemps boréal. Il a pour effet d'annihiler en surface toutes les fluctuations à plus haute fréquence de la température, et, par là même, tout enrichissement périodique de ces eaux. Cette importante anomalie thermique enregistrée en

hiver-printemps 1984 n'est pas propre au plateau continental ivoirien. Elle intéresse l'ensemble du littoral (figure 19) et l'équateur (COLIN *et al.*, 1987). À Pointe-Noire (5° S), la situation à cette période de l'année est « normale ».

Si l'on considère les 19 années d'enregistrement de la température de surface repérée quotidiennement à la côte à Abidjan (figure 20a), on constate également, de 1967 à 1985, la présence en hiver boréal d'une grande variabilité interannuelle. Ainsi, les hivers 1967-1968, 1971-1972, 1975-1976, 1976-1977, 1979-1980, 1984-1985 sont associés à de forts minima de température ; les minima faibles correspondent, en revanche, aux hivers 1969-1970, 1972-1973, 1974-1975 et 1977-1978.

En été boréal

Contrairement à la zone équatoriale (COLIN *et al.*, 1987), les valeurs minimales de la température repérées à Abidjan, tant en surface qu'en subsurface, sont identiques pour les périodes juillet-août 1983 et 1984. Elles sont inférieures à celles observées en 1979 et 1980 ($T \approx 23^{\circ}\text{C}$), égales à celles de 1981

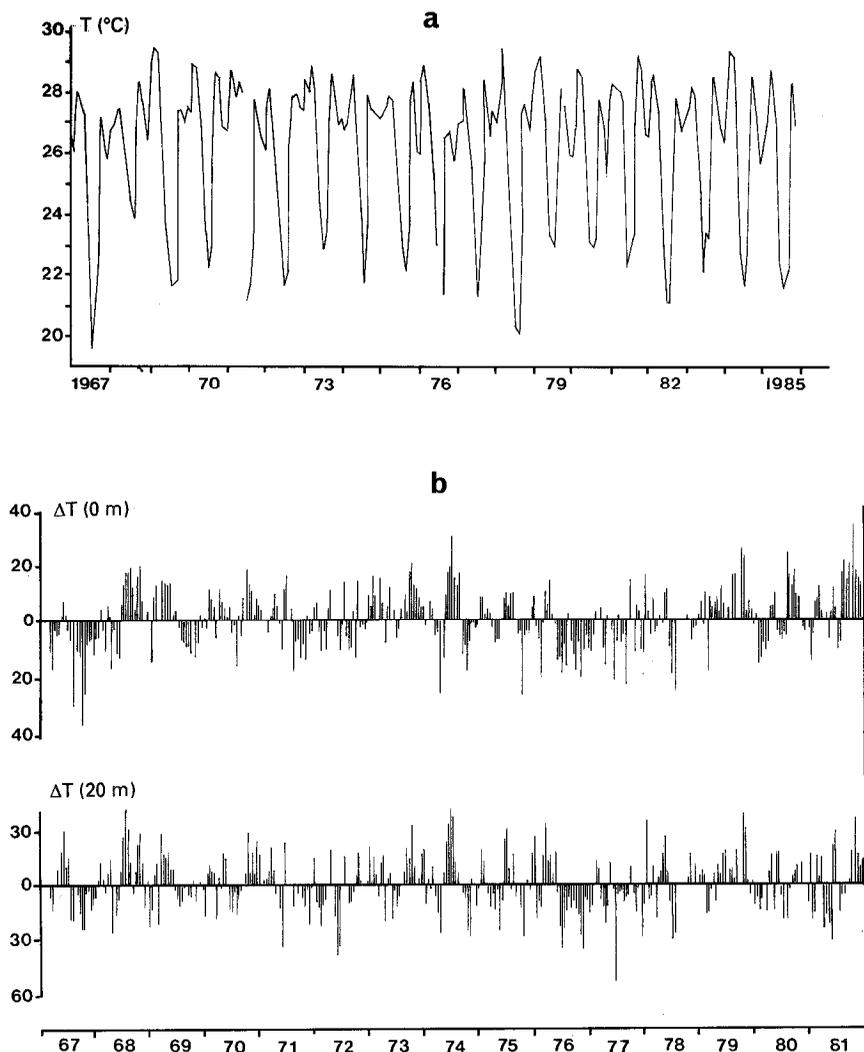


Figure 20

- a) Distribution de la SST à Abidjan sur le plateau continental de 1967 à 1977 et à la station CS de 1978 à 1985 ;
 b) anomalie (1/10 de degré Celsius) de la température à 0 m et 20 m de 1967 à 1981.

et 1985 ($T \approx 22,5^\circ\text{C}$) mais supérieures à celle de 1982 ($T \approx 20,5^\circ\text{C}$). Elles ne diffèrent cependant pas, de manière significative, de la moyenne pluriannuelle ($T \approx 22,1^\circ\text{C}$). Plus à l'est (Cotonou-Kpémé), les différences sont plus marquées. Toutefois, à l'extrême est et au sud de l'équateur, la situation est inverse ; les températures minimales sont maintenant plus élevées que la valeur moyenne. Tout se passe donc comme s'il y avait eu simple transfert, du nord vers le sud de l'équateur, de l'anomalie thermique positive le long de la côte (figure 19).

Cette forte anomalie thermique de la SST, observée en été boréal 1984, n'est pas unique. Si l'on considère l'ensemble des données SST (figure 20), on constate également une dispersion certaine des minima que l'on peut résumer de la manière suivante : les forts minima, qui correspondent à des refroidissements marqués, apparaissent en 1967, 1971, 1976, 1978 et 1982, les faibles minima en 1968, 1973, 1979 et 1980. L'année 1968 présente la particularité d'être une année au cours de laquelle le refroidissement d'été est pour ainsi dire absent ; l'anomalie thermique observée atteint en effet $+ 3,5^\circ\text{C}$. L'amplitude des anomalies est plus importante en été qu'en hiver. Ces anomalies thermiques positives (négatives) correspondent à des anomalies négatives (positives) de la pluviométrie (figure 13) à la côte : 1968, 1979 et 1980 (1967, 1971, 1976 et 1982). Ce résultat n'est guère surprenant compte tenu de l'évolution synchrone de la pluviosité et du vent à la côte au printemps.

Distribution spatiale de l'amplitude de la variabilité de la SST

L'analyse spectrale effectuée sur les enregistrements de température de surface de la mer à Abidjan en Côte-d'Ivoire, à Tema au Ghana (nord de l'équateur) de 1963 à 1977 et à Pointe-Noire au Congo (sud de l'équateur) de 1964 à 1980 montre (figures 21 et 22) que :

- l'énergie associée au signal semi-annuel (hiver boréal) est du même ordre de grandeur au nord qu'au sud de l'équateur ;
- l'énergie associée au signal annuel (été boréal) est au contraire deux fois plus petite au Ghana et en Côte-d'Ivoire qu'au Congo, ce qui conduit à un rapport d'amplitude des refroidissements de 0,7 ; en d'autres termes, les saisons froides et chaudes sont plus marquées au Congo qu'au Ghana et qu'en Côte-d'Ivoire.

Si l'on compare maintenant les spectres des enregistrements de SST à l'intérieur (Ghana, Côte-d'Ivoire et Congo) et à l'extérieur (Sénégal) du golfe, on remarque que :

- au Sénégal, (figure 22), la différence d'énergie correspondant aux signaux semi-annuel et annuel est extrêmement importante (rapport de 1 à 10) et de loin supérieure aux différences relevées pour le Ghana, la Côte-d'Ivoire et le Congo ;
- une similitude évidente existe entre les contenus des spectres de SST obtenus pour les stations côtières situées au nord de l'équateur ; on peut noter la présence, outre de ceux de 12 et 6 mois, de pics d'énergie d'amplitude comparable dans la bande de périodes 28-38 mois (il faudrait des enregistrements de durée bien plus

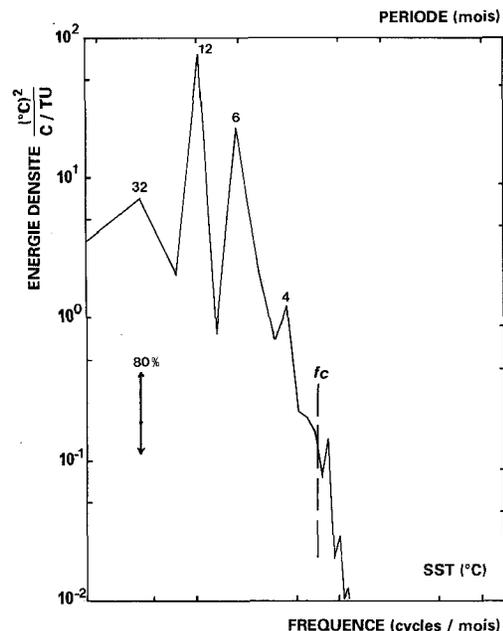


Figure 21

Analyse spectrale basse fréquence de l'enregistrement SST d'Abidjan (cf. figure 20). La fréquence de coupure est égale à 60 jours et le nombre de degrés de liberté est de 8. Les périodes sont en mois.

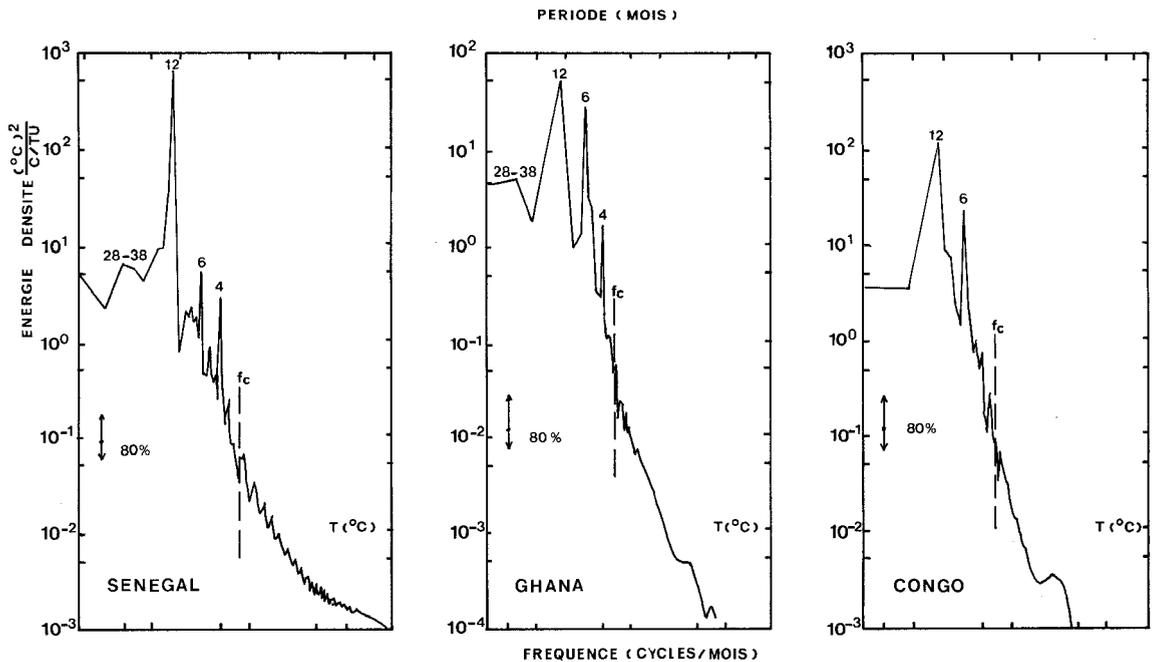


Figure 22

Analyse spectrale basse fréquence des enregistrements de SST obtenus au Sénégal (Dakar) de 1962 à 1979, au Ghana (Tema) de 1963 à 1979 et au Congo (Pointe-Noire) de 1964 à 1980.

La fréquence de coupure (f_c) est de 60 jours.

Les périodes indiquées sont en mois. Le pas d'échantillonnage est de un jour.

importante pour signifier statistiquement ce pic) et 4 mois. La composante méridienne de la tension du vent, dans la partie occidentale du golfe de Guinée (SERVAIN *et al.*, 1982), semble présenter également une périodicité de l'ordre de 2 à 3 ans. Au sud de l'équateur ne subsistent que les signaux annuel et semi-annuel.

Variabilité haute fréquence

Dans la gamme de périodes inférieures à 2 mois, les spectres de la SST à Abidjan (figure 23) et de la température aux immersions 15, 35 et 65 m, repérée en 1977 (COLIN et CHUCHLA, 1984) en un point du plateau continental ($5^{\circ} 10' N$ et $3^{\circ} 57' W$), situé sur le bord est du Trou-sans-Fond sur des fonds de 70 m (figure 24), sont énergétiques dans les plages de périodes 40-50 jours, 13-15 jours et 5-5,5 jours.

Le pic d'énergie centré sur 45 jours apparaît sur toute la colonne d'eau mais n'est toutefois significatif, au seuil de probabilité 95 %, que près de la surface. Cette oscillation apparaît également sur les spectres de SST au Ghana et au Congo mais pas au Sénégal (figure 25) ; elle avait été mise en évidence antérieurement par PICAUT et VERSTRAETE (1976) mais uniquement en surface et pour les stations côtières situées le long de la bordure nord du golfe.

Le pic centré sur 14,7 jours apparaît en surface et à l'immersion 15 m mais n'est toutefois significatif qu'en surface. Cette oscillation est aussi présente en surface au Ghana (HOUGHTON, 1976) mais pas au Sénégal et au Congo (sauf en subsurface). Ce pic correspondrait, comme il a été suggéré par PICAUT et VERSTRAETE (1979), à la superposition des ondes internes de marées lunaire (M_f) et luni-solaire (M_{sf}). L'onde M_{sf} , piégée à la côte et se propageant horizontalement et verticalement, serait générée par l'interaction non linéaire, par frottement sur le fond, des courants de marée M_2 (12,42 heures) et S_2 (12 heures) au voisinage du delta du Niger (CLARKE et BATTISTI, 1983). Toutefois, les spectres d'énergie de la SST et du vent (composante méridienne) à Abidjan montrent la présence d'un pic centré dans la plage 13-16 jours ; de plus, ces oscillations sont cohérentes et en phase (figure 26). Il n'est donc pas exclu

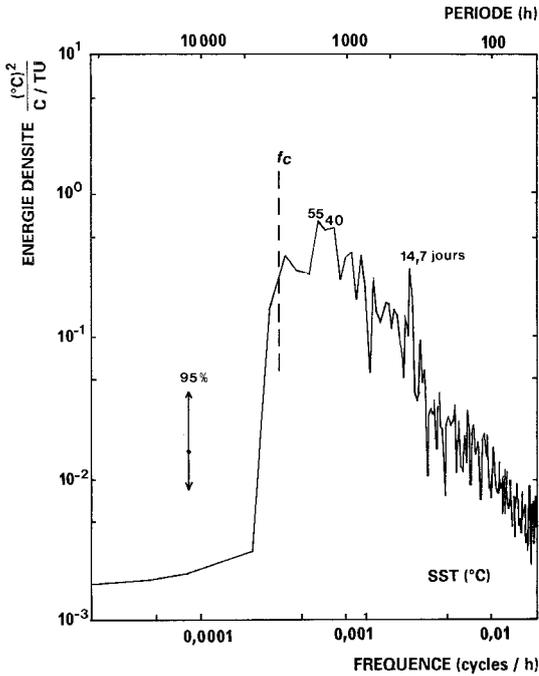


Figure 23

Analyse spectrale haute fréquence de la SST à Abidjan du 1-1-1983 au 31-12-1985. La fréquence de coupure (f_c) est de 120 jours. L'intervalle de confiance correspond à 10 degrés de liberté.

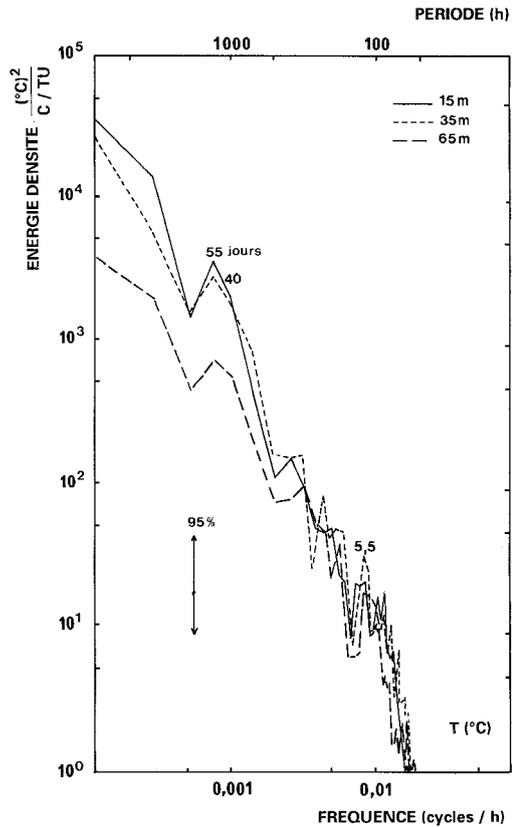


Figure 24

Analyse spectrale haute fréquence des enregistrements de température obtenus à Abidjan (bord est du Trousans-Fond) du 1-1 au 31-12-1977 aux immersions 15, 35 et 65 m (profondeur du fond, 70 m). Le pas d'échantillonnage est de 1 heure. L'intervalle de confiance correspond à 10 degrés de liberté.

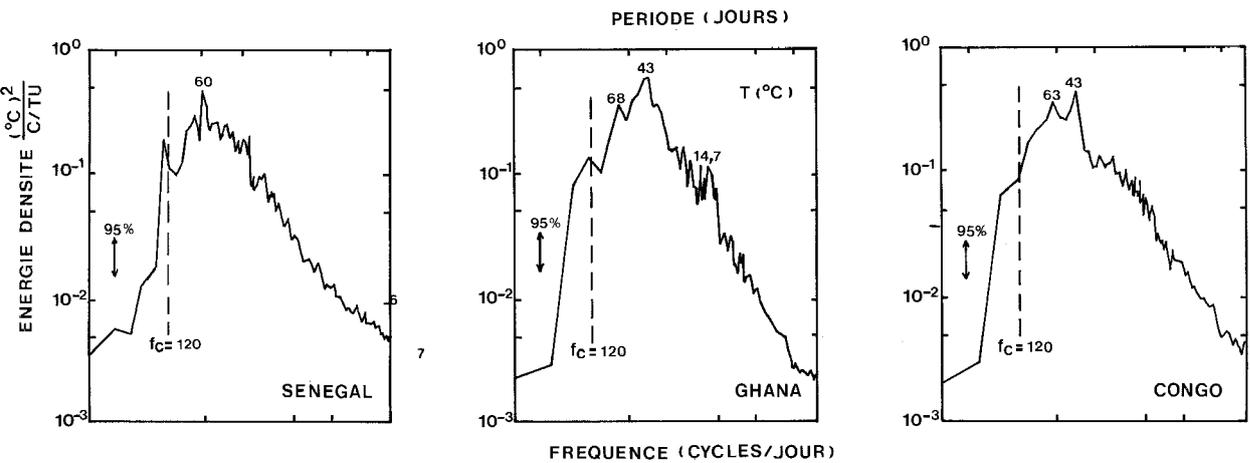


Figure 25

Analyse spectrale haute fréquence des enregistrements SST du Sénégal (1962-1979), du Ghana (1963-1979) et du Congo (1964-1980).

La fréquence de coupure est située à 120 jours. Le pas d'échantillonnage est de un jour.

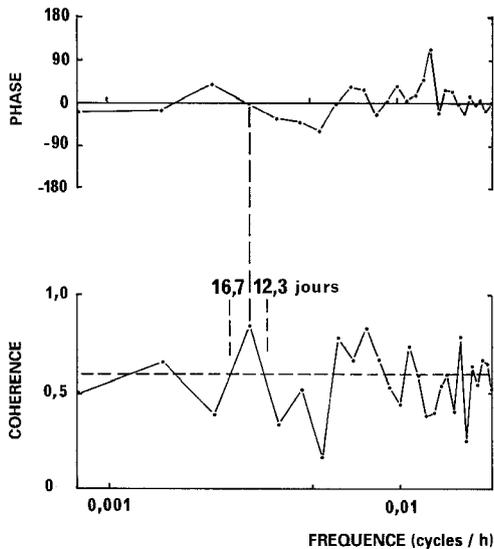


Figure 26

Spectres de cohérence et de phase entre la composante méridienne de la vitesse du vent à VWR1 et la SST à CS du 26-4-1984 au 31-12-1985.

Le trait en pointillés représente la limite de confiance au seuil de probabilité 95 %. Les valeurs utilisées correspondent respectivement à des moyennes journalières (pas d'échantillonnage de une heure) pour le vent et à des données journalières pour la SST.

d'admettre, comme il a été observé à l'équateur (COLIN et GARZOLI, 1988), une possible contribution du forçage local de l'atmosphère à cette échelle de temps.

L'oscillation centrée sur 5-5,5 jours n'est apparente et significative qu'au-dessous de la surface ; le maximum d'amplitude apparaît à l'immersion 35 m. Cette oscillation, dont la période est proche de la période d'inertie (5,78 jours), correspondrait à l'excursion en latitude de la zone de confluence des alizés (MURAKAMI et HO, 1972).

La structure thermique de subsurface sur le plateau, pour les échelles de temps inférieures à la journée, présente une forte variabilité en profondeur, le déplacement vertical des isothermes pouvant atteindre 30 m. Ces oscillations verticales sont provoquées par la propagation horizontale des ondes internes de marée semi-diurne. Celles-ci sont induites, en face d'Abidjan, par une interaction non linéaire entre les courants de marée semi-diurne et le Trou-sans-Fond (PARK, 1986).

En conclusion, l'analyse des spectres montre que l'intensité et la nature des fluctuations de la température de surface peuvent différer selon la localisation géographique, nord (Ghana - Côte-d'Ivoire) ou sud (Congo) de l'équateur, et l'échelle de temps des phénomènes à étudier. Cependant, pour ce qui concerne le rapport des amplitudes des signaux annuel et semi-annuel, une homogénéité certaine apparaît pour les stations côtières situées à l'intérieur du golfe de Guinée.

SALINITÉ

La salinité est, comme la température, un paramètre physique important en océanographie, car il intervient dans le calcul de champ de densité et, en aval, pour la détermination de la vitesse du courant géostrophique.

Variabilité saisonnière

La salinité de surface présente à la côte (station côtière de Port-Bouët) un signal de forme assez particulière. De janvier à fin mai, en 1983 et 1984 (figure 27), elle est à peu près constante et de l'ordre de 34,5 à 34 ‰. À partir de début juin, des fluctuations de forte amplitude apparaissent ; elles sont associées aux fortes pluies locales dont le maximum à Abidjan se situe en effet au mois de juin. À partir du mois d'août 1983, l'amplitude de ces fluctuations décroît rapidement pour presque disparaître de fin août à octobre. La salinité décroît à nouveau légèrement de la mi-octobre à fin novembre, période qui correspond au maximum secondaire de pluviométrie. Cette évolution saisonnière est extrapolable à l'ensemble du plateau continental (figures 15b, d et f).

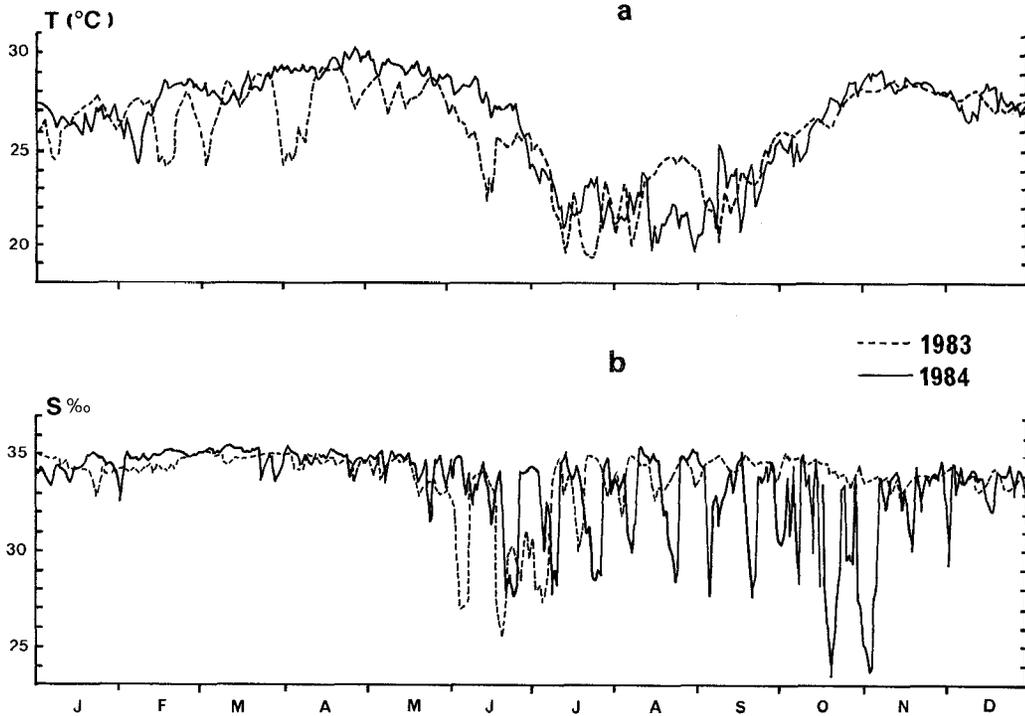


Figure 27

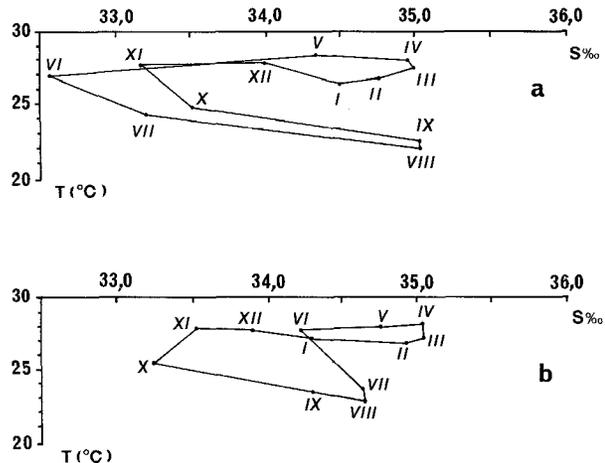
Distribution des données journalières de SST (a) et de salinité de surface (b) à Abidjan (CS) en 1983 et 1984 (extrait de COLIN, 1988).

Les moyennes mensuelles T-S de surface (figure 28a), calculées à partir des valeurs mesurées de 1949 à 1970 à Abidjan, mettent clairement en évidence la forte décroissance (croissance) de la température (salinité) de juin à août-septembre et dans une moindre mesure, de décembre à février-mars ; ces deux périodes correspondent respectivement aux grande et petite saisons froides. En dehors du plateau continental, le diagramme T-S défini à partir de moyennes mensuelles (MERLE et ARNAULT, 1985) montre une allure comparable, la décroissance de la salinité en mai-juin étant bien plus faible car moins influencée par la pluviométrie littorale (figure 28b). On s'aperçoit que la dessalure observée à la côte en octobre-novembre influence également le large de manière significative.

En subsurface, la salinité présente un maximum localisé en moyenne vers l'immersion 40 m (MORLIÈRE et REBERT, 1972) ; la valeur de ce maximum décroît d'est en ouest de $S = 0,1$ à $0,2$ ‰. L'évolution sai-

Figure 28

Diagrammes T-S (température - salinité) de surface à Abidjan (a) et au large du plateau continental ivoirien (b). Les données correspondent à des moyennes mensuelles représentées par des chiffres romains et obtenues de 1948 à 1970 à la côte et dans le rectangle $4^{\circ}N-6^{\circ}N$ et $4^{\circ}W-8^{\circ}W$ par les navires marchands (adapté de MERLE et ARNAULT, 1985).



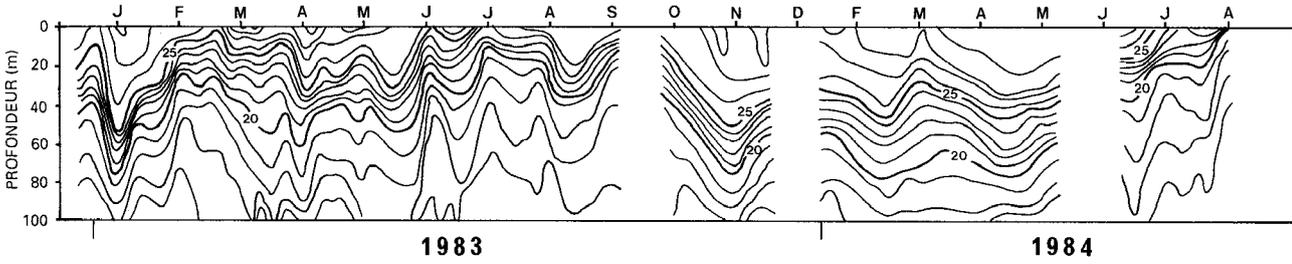


Figure 29

Distribution verticale des isohalines en fonction du temps au point E en 1983 et 1984. Les lettres indiquant le mois sont centrées sur le 15^e jour de ce mois (adapté de COUIN, 1988).

sonnière de la salinité en fonction de la profondeur (figure 29), définie à partir de données hebdomadaires au point 3° 52' W-5° 02' N, montre toute l'année et au-dessous de l'immersion moyenne 20-30 m, la présence de salinité supérieure à 35,50 ‰ ; en janvier et novembre 1983, cette valeur est observée au-dessous de 50 m. Le maximum ($S \approx 35,80$ ‰) apparaît sur le plateau continental d'avril à juillet. On peut également souligner la présence, en 1983, de fortes salinités ($S \approx 35,20$ ‰) proches de la surface de mars à mai et en juillet-août. Le long du plateau continental (figures 15d et f), on retrouve une évolution saisonnière (MORLIÈRE et REBERT, 1972) aux immersions 10 et 20 m avec, dans les deux cas, une légère diminution de la salinité d'est en ouest.

Variabilité interannuelle

Les enregistrements de salinité de surface des années 1983 et 1984 (figure 27b) ne sont pas entièrement superposables. Si, de janvier à juillet, les différences sont minimales, en revanche, d'août à décembre, la salinité de surface de l'année 1984 continue à présenter des oscillations de très forte amplitude notamment en octobre-novembre où une forte dessalure est constatée ($S \approx 24$ ‰). Ces différences ne peuvent pas s'expliquer par la pluviométrie à Abidjan car les deux maxima sont, pour ces deux années et à cette période de l'année, d'amplitude comparable (figure 13) ; l'absence de données de niveau moyen durant cette période de 1983 ne permet donc pas de comparer les niveaux maxima qui dépendent conjointement des apports fluviaux et de l'advection horizontale (d'ouest en est) par le courant de Guinée. Les données de salinité sont pour l'instant en nombre insuffisant pour conduire à une évaluation précise de l'amplitude de la variabilité interannuelle et, en aval, de la comparer à celles de la température, de la pluviométrie et du niveau moyen de la mer.

Variabilité haute fréquence

La durée de l'enregistrement de la salinité de surface de la mer (1-1-1983 au 31-7-1985) est suffisante pour mettre en évidence les oscillations de périodes inférieures à 30 jours (figure 30). Dans la plage de période 2-30 jours, le spectre montre la présence de pics d'énergie significatifs au seuil de 95 %. Les pics sont centrés princi-

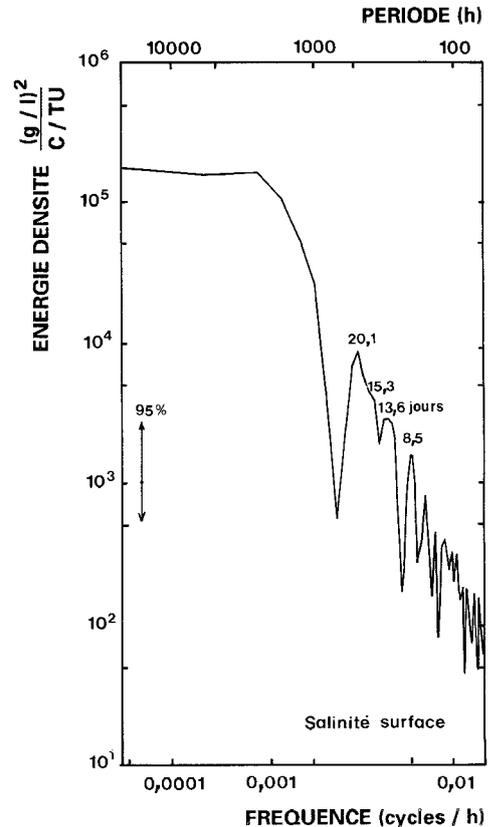


Figure 30

Analyse spectrale haute fréquence de l'enregistrement de salinité de surface à Abidjan (CS) du 1-1-1983 au 31-7-1985. Les périodes relatives aux pics d'énergie sont en jours.

palement sur 20, 1-15, 3, 13, 6 et 8, 4 jours. Ce spectre se différencie de celui de la SST à la côte par un accroissement d'énergie autour de 20 jours. Cette différence peut s'expliquer par l'apport d'eaux douces en provenance de la lagune Ébrié dont les conséquences sur la variabilité sont plus importantes pour la salinité de surface que pour la SST. Des enregistrements de plus longue durée permettront de mieux analyser l'énergie associée à cette échelle de temps.

NIVEAU MOYEN

Les variations du niveau de la surface de la mer (PICAUT et VERSTRAETE, 1979) sont corrélées avec les variations d'anomalie de hauteur dynamique et, par conséquent, le niveau moyen est un bon indicateur de l'occurrence de l'upwelling saisonnier. Nous disposons d'une série temporelle dans le port (1967-1976) et d'une série (1974-1984) à l'entrée du canal (digue ouest) de données mensuelles marégraphiques pour décrire la variabilité aux échelles saisonnière et interannuelle.

Variabilité saisonnière

L'évolution du niveau moyen au cours de l'année montre très nettement la présence de deux minima, en janvier et juillet-août, et de deux maxima de mars à juin et en octobre-novembre (figure 12c) ; le maximum absolu ne se situe pas au printemps, saison associée au maximum de la pluviométrie à Abidjan mais en octobre-novembre, période qui correspond conjointement :

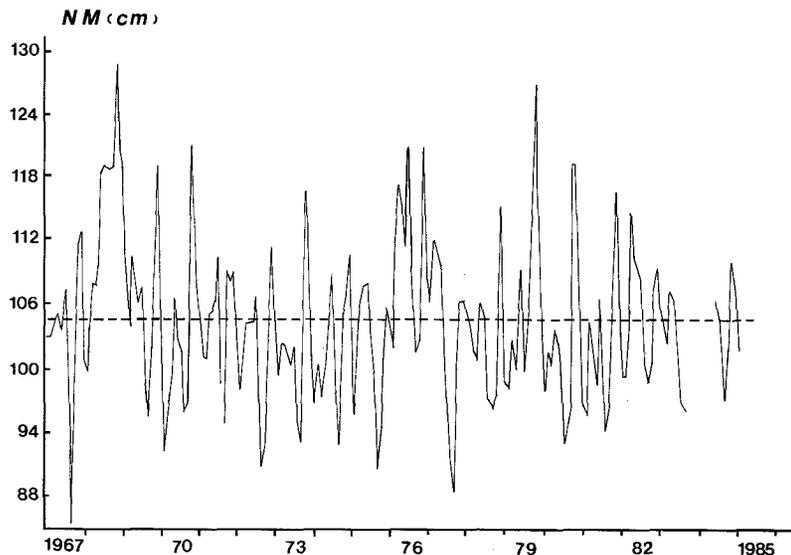
- à la fin de l'upwelling ;
- au maximum secondaire de pluviométrie à Abidjan ;
- au débit maximal des fleuves qui relient le bassin soudanien à la mer.

Les trois années types, pluviométrie, SST et niveau moyen sont, à l'échelle saisonnière, cohérentes et en phase.

Variabilité interannuelle

Comme la pluviométrie et la SST, le niveau moyen présente une forte variabilité interannuelle (figure 31) ; des minima marqués apparaissent en été boréal 1967, 1972 et 1977 ; en revanche, en 1970, 1976, 1979 les minima sont faibles ; en 1968, le minimum est absent en été boréal. Si le niveau moyen est un bon indicateur de la variabilité de la SST, il existe toutefois des années au cours desquelles l'importance des minima de SST et de niveau moyen est différente, comme en été boréal 1969, 1976 et 1982 par exemple. Ainsi 1976, année qui appartient à la catégorie des années froides, le niveau

Figure 31
Évolution des moyennes mensuelles du niveau moyen de la mer dans le port d'Abidjan de 1967 à 1974 et à la côte (digue ouest) de 1975 à 1985. La ligne en pointillés indique la valeur moyenne.



moyen en juillet est trop élevé de 10 cm en moyenne ; *a contrario*, en 1974, année « chaude », le niveau moyen en juillet est comparable à celui de la moyenne annuelle. Ces différences s'expliquent par un niveau pluviométrique élevé précédant les grandes saisons froides des années considérées.

L'amplitude de la variabilité interannuelle ($\sigma_i \approx 5,75$ cm) dans le port est du même ordre de grandeur que celle de la variabilité saisonnière ($\sigma_s \approx 6,25$ cm). À la côte, en revanche, on note, tout comme pour la SST, une variabilité saisonnière ($\sigma_s \approx 5,5$ cm) nettement supérieure à celle de la variabilité interannuelle ($\sigma_i \approx 3,5$ cm) malgré la forte anomalie de l'année 1968 (σ représente l'écart-type).

Variabilité haute fréquence

Les spectres d'énergie du niveau moyen de la mer obtenus à Abidjan de 1969 à 1973 montrent aussi la présence de pics d'énergie significatifs dans les plages de périodes 40-50 jours et 10-20 jours (figure 32), cette dernière étant constituée principalement des ondes Mf et Msf vues précédemment (PICAUT et VERSTRAETE, 1976 ; VERSTRAETE *et al.*, 1979). Contrairement à l'onde de marée Msf, l'onde de 40-50 jours ne se propage pas le long de la bordure nord du golfe ; un résultat similaire a été noté en zone équatoriale atlantique (COLIN et GARZOLI, 1988).

OXYGÈNE DISSOUS

La teneur en oxygène dissous a été mesurée chaque mois sur la radiale Grand-Bassam située à 20 km dans l'est d'Abidjan, de 1966 à 1970. Les distributions de ce paramètre, ses liaisons avec l'extinction de la lumière et la profondeur de la thermocline ont été étudiées au large et à la côte (VERSTRAETE, 1970b).

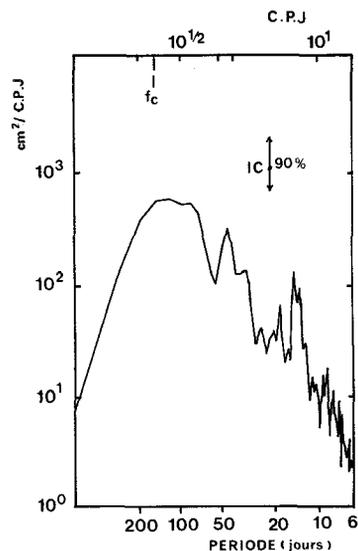
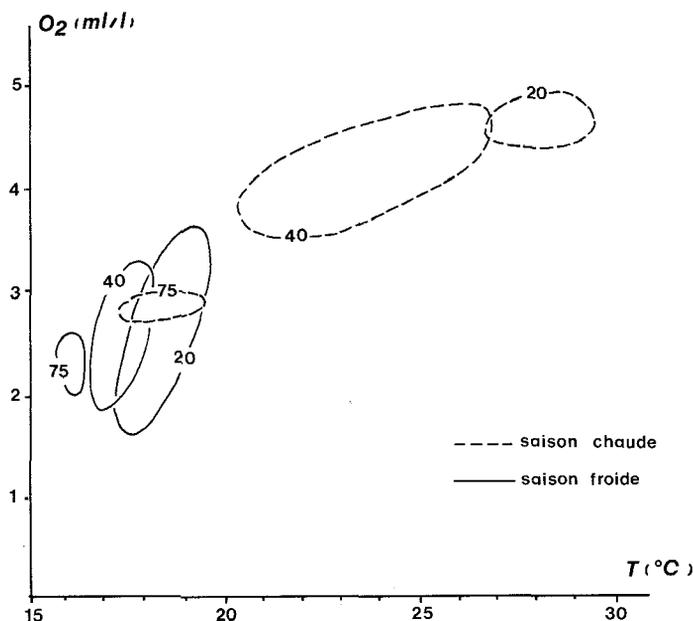


Figure 32
Analyse spectrale haute fréquence du niveau moyen de la mer à Abidjan de 1969 à 1973 (extrait de PICAUT et VERSTRAETE, 1976).
C.P.J. : cycles par jour.

Figure 33
Diagrammes O_2 -T moyens (oxygène dissous-température) des eaux du plateau continental ivoirien aux immersions 20, 40 et 75 m, en saisons chaude et froide. Les mesures correspondent aux années 1968, 1969 et 1970 (extrait de VERSTRAETE, 1970b).

En saison chaude, la teneur en oxygène dissous des eaux du plateau continental ivoirien décroît rapidement de la surface ($O_2 \approx 4,5-5$ ml/l) au fond ($O_2 \approx 2,5$ ml/l). En saison froide, on observe au contraire une très forte homogénéisation $O_2 \approx 2,5$ ml/l sur toute la couche d'eau (figure 33). Cette valeur moyenne peut être admise comme représentative, en été, de la situation d'upwelling sur les fonds n'excédant pas 80 m (VERSTRAETE, 1970b) ; la température correspondante est alors comprise entre 16°C et 19°C . De 1966 à 1970, les minima absolus ont été respectivement de 1,5 ml/l ($T \approx 16^\circ\text{C}$) à 75 m et 1,2 ml/l ($T \approx 17^\circ\text{C}$) à 20 m. Les deux situations, avec et sans upwelling, sont fort différentes dans la couche 0-40 m ; le diagramme $T-O_2$ rend bien compte de la diminution de l'amplitude des ascendances avec la profondeur, 4 à 5 fois plus faibles à 75 m qu'à 20 m (figure 33) ; cela est en accord avec un upwelling d'Ekman peu profond (COLIN, 1988). L'oxycline, couche à gradient vertical maximal de la teneur en oxygène dissous, est toujours située à une dizaine de mètres en moyenne au-dessous de la thermocline. La distribution saisonnière des teneurs en oxygène dissous, observée lors des campagnes FOCAL (HÉNIN *et al.*, 1986) au large du plateau continental, est en accord avec celle relevée antérieurement sur le plateau continental par VERSTRAETE (1970b).

En saison froide, le rétrécissement des enveloppes des nuages de points « température - oxygène dissous » avec la profondeur, peut refléter partiellement des différences d'activité biologique. La partie inférieure de l'enveloppe à 20 m, qui correspond aux minima les plus faibles, se situe environ au tiers de l'épaisseur de la couche euphotique (épaisseur déduite des observations au disque de Secchi), couche ou règne au moins 1 % de la lumière incidente en surface ; le déficit en oxygène dissous par rapport aux parties inférieures des enveloppes 75 m et 40 m, soit environ 0,5 ml/l, peut être représentatif d'une certaine « activité biologique » en cette saison. Plus près de la côte (isobathes inférieurs à 50 m), lorsque la saison froide est établie (août-septembre), la transparence des eaux diminue principalement avec la croissance de l'activité biologique ; une profondeur d'extinction du disque de Secchi égale à 10 m délimite bien à la fois le niveau de l'oxygène et celui du maximum de biovolume de zooplancton (cf. figure 10 dans BINET, 1972). En période d'intense upwelling d'été, comme en 1967 par exemple, l'oxycline peut « crever » la surface durant quelques semaines (cf. figure 1 dans VERSTRAETE, 1970b).

COURANTS

Variabilité saisonnière

La structure dynamique observée sur le plateau continental ivoirien est définie de manière schématique :

- en surface par un courant portant à l'est appelé courant de Guinée ;
- en subsurface par un courant de direction opposée appelé sous-courant ivoirien (LEMASSON et REBERT, 1973a), dont l'origine se situe au fond du golfe de Guinée (LEMASSON et REBERT, 1973b).

Les observations de courant obtenues à partir de lignes de mouillage et (ou) de radiales hebdomadaires, à la longitude d'Abidjan, ont permis d'étudier la variabilité spatio-temporelle de l'intensité des courants, à l'échelle de la saison et de la largeur du plateau continental (LEMASSON et REBERT, 1973a ; COLIN, 1988). La dynamique des eaux du plateau continental peut se résumer ainsi :

- les maxima de courant est apparaissent, en surface, de mai à août et de décembre à février (figure 34) ; dans la partie occidentale du plateau, les mêmes tendances sont enregistrées ;
- en subsurface, les maxima de courant ouest (figure 35) sont observés de juillet-août à octobre-novembre et de février à avril, c'est-à-dire quand l'intensité du courant de Guinée est faible ou bien lorsque ce courant est confiné à la surface par suite de sa plus grande extension vers le sud.

Ces observations de courant sur le plateau sont en accord avec :

- les mesures de courant effectuées au sud d'Abidjan lors des campagnes saisonnières FOCAL (HÉNIN *et al.*, 1986) qui ont en outre permis d'en délimiter les frontières sud ;
- la dérive des bateaux marchands calculée à partir des moyennes mensuelles définies dans les bandes $4^\circ\text{N} - 5^\circ\text{N}$ et $0^\circ\text{W} - 10^\circ\text{W}$ (RICHARDSON et MC KEE, 1984).

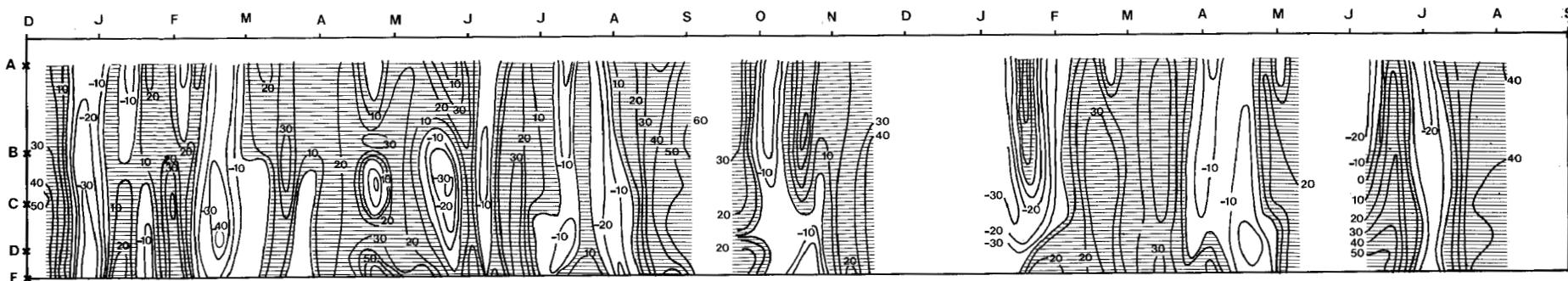


Figure 34

Distribution du courant de surface en fonction de la latitude (points A, B, C, D et E de la figure 1) et du temps (années 1983 et 1984).
Les valeurs positives qui correspondent à un courant est (courant de Guinée) sont hachurées (adapté de COLIN, 1988).

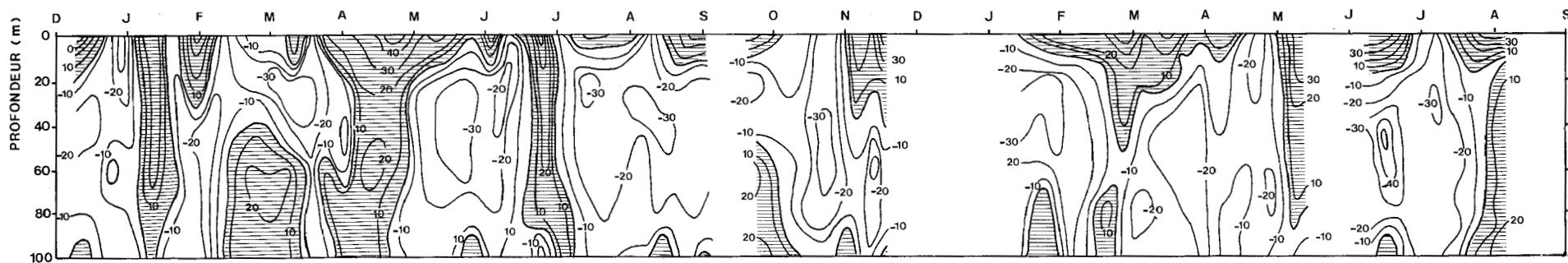


Figure 35

Distributions verticales de la composante zonale du courant pour les années 1983 et 1984 au point E (cf. figure 1).
Les valeurs positives qui correspondent à un courant est (courant de Guinée) sont hachurées (adapté de COLIN, 1988).

Elles permettent de plus de confirmer la covariation de l'intensité du courant de Guinée et du courant équatorial sud à 4° W sur l'équateur (WEISBERG et COLIN, 1986), respectivement parties nord et sud du tourbillon anticyclonique associé à la convergence centrée sur 2° N - 3° N.

Variabilité interannuelle

Une comparaison des enregistrements de courant obtenus au point E, sur le plateau continental ivoirien, montre (figures 35 et 36) :

- en automne-hiver, plus précisément de début décembre à début février, la présence du courant de Guinée, forte en 1968-1969 et 1982-1983 et plus faible en 1967-1968 et 1969-1970. On ne peut conclure pour l'hiver 1983-1984, du fait de l'absence de données de début décembre à la mi-janvier. En fin de période hivernale, la circulation est plus confuse ; on rencontre alternativement le courant de Guinée ou le sous-courant ivoirien. Cette variabilité dans la dynamique côtière se retrouve également dans les distributions de température de surface et de subsurface ;
- au printemps - début d'été boréal, l'intensification du courant de Guinée se produit début mars en 1968 et 1970, début avril en 1967 et 1983 et début mai en 1984. Les maxima absolus de courant est sont observés, pour les années considérées, en juin-juillet-août (excepté toutefois l'année 1968 où le maximum apparaît en avril-mai), en accord avec la dérive moyenne des bateaux marchands. En subsurface, le courant de Guinée peut également apparaître ; l'extension en profondeur de ce courant est particulièrement évidente en avril-mai 1970 et juin 1983. La décroissance de la vitesse par la suite étant due à un déplacement latitudinal, vers le sud, de la partie profonde de ce courant ;
- en fin d'été boréal (août-septembre), la décroissance de l'intensité du courant de Guinée en surface et de son extension en profondeur est due à l'envahissement progressif des fonds du plateau continental par le sous-courant ivoirien. Ce courant ouest est fort et bien développé verticalement en 1969, 1983 et 1984, moyennement en 1968 et faiblement en 1970. Il occupe intégralement le plateau continental en octobre-novembre 1968 et 1983 ; en 1969, il est surtout présent en subsurface.

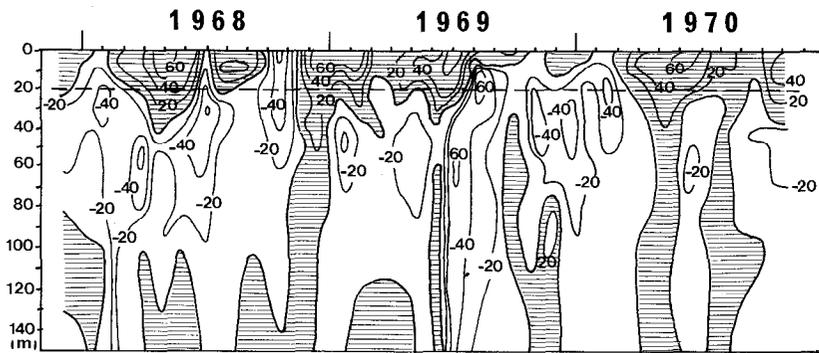


Figure 36

Identique à la figure 35 mais pour les années 1968, 1969, 1970 ; données obtenues sur la radiale Bassam (extrait de LEMASSON et RÉBERT, 1973a).

En conclusion, les courants observés sur le plateau continental de la Côte-d'Ivoire montrent un cycle saisonnier marqué ; le courant de Guinée, qui porte à l'est, présente en surface deux maxima, en hiver et en été boréal ; les maxima du sous-courant ivoirien, qui porte à l'ouest, apparaissent en revanche en subsurface au printemps et à l'automne. Il existe également, comme il a été discuté précédemment, une variabilité interannuelle dont il est difficile cependant d'apprécier l'amplitude eu égard au faible nombre d'années (5) d'enregistrements de courant échantillonnés, à l'échelle du mois ou mieux de la semaine.

Variabilité haute fréquence

Des mesures de courant ont été effectuées, en 1977, au point fixe ($5^{\circ} 10'N - 3^{\circ} 57'W$) situé sur le bord est du Trou-sans-Fond (COLIN et CHUCHIA, 1984). Les courantographes Aanderaa RCM4, fixés à une ligne de mouillage de subsurface, étaient positionnés aux immersions 15, 35 et 65 m. L'important « fouling » qui existe en permanence dans cette aire océanique, à cause du rejet régulier par la lagune Ebrié d'eaux riches en matière organique, a rendu difficile l'obtention d'enregistrements continus, surtout pour ceux proches de la surface, malgré une maintenance assurée toutes les 5 à 6 semaines en moyenne. L'analyse spectrale réalisée sur les morceaux d'enregistrement continus disponibles (tableau I), montre la présence de pics d'énergie significatifs aux trois immersions dans la plage de période 2-60 jours, centrés respectivement sur 4,5, 16,8, 13,6, et 6,5 jours (figures 37a et 37b). À l'immersion 65 m, l'amplitude des oscillations est plus faible comme l'est d'ailleurs le courant moyen. Exception faite du pic centré sur 6,5 jours, les autres pics apparaissent essentiellement dans les spectres de la composante zonale du courant. L'oscillation de période moyenne 45 jours est présente à 15 et 35 m seulement, c'est-à-dire dans la couche homogène de surface, comme ce fut le cas pour la température. L'oscillation centrée sur 16,8 jours n'apparaît qu'à l'immersion 15 m, c'est-à-dire dans la tranche d'eau associée au courant de Guinée. COLIN et GARZOU (1988) ont obtenu un résultat comparable à $0^{\circ}N, 4^{\circ}W$; ils ont montré que l'amplitude de l'oscillation à cette période était maximale en surface (10 m) et qu'en outre, cette oscillation était forcée par l'atmosphère. De l'énergie est également associée à la période 13,6 jours qui correspond à l'onde de marée Mf ; les pics ne sont toutefois significatifs qu'aux immersions 15 et 35 m. Dans cette gamme de périodes, le vent, la température, la salinité et les courants sur le plateau continental présentent donc un pic d'énergie significatif. L'oscillation de période 6,5 jours apparaît principalement dans les spectres de la composante méridienne du courant aux immersions 15 et 35 m et dans celui de la composante zonale à l'immersion 65 m. On ne note pas de pic d'énergie dans les spectres de vent et de température à cette période.

TABLEAU I

Durée des enregistrements des composantes zonale (u) et méridienne (v) de la vitesse du courant et de la température (T) aux immersions 15, 35 et 65 m pour l'année 1977

Profondeur (m)	Paramètres	Périodes (année 1977)
15	u,v	1-1 / 10-2 ; 27-2 / 8-7 12-8 / 11-9 ; 3-10 / 31-12
	T	1-1 / 10-2 ; 27-2 / 31-12
35	u,v	19-1 / 9-6 ; 12-6 / 4-8 13-8 / 10-11 ; 26-11 / 31-12
	T	1-1 / 31-12
65	u,v	19-1 / 10-11 ; 26-11 / 31-12
	T	19-1 / 31-12

Les données de vent et de courant n'ont pas permis pour l'instant, car non simultanées, d'étudier l'influence du forcing atmosphérique local sur la dynamique des eaux du plateau continental aux échelles de temps définies ci-dessus et de constater si le flux turbulent de chaleur dans le sens méridien ($v'T'$) près de la côte, à l'échelle de 15 jours, pouvait influencer, de manière équivalente à celui de $0^{\circ}N, 4^{\circ}W$ (HOUGHTON et COLIN, 1987), sur la redistribution méridienne de chaleur associée à la convergence nord.

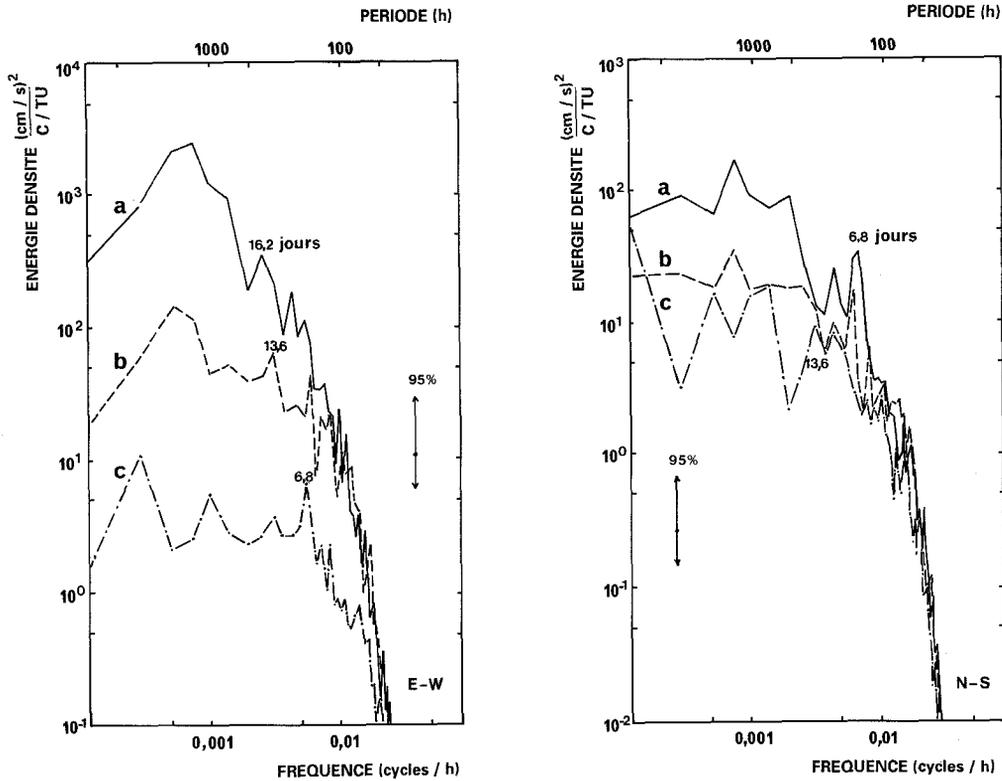


Figure 37

Spectres d'énergie haute fréquence des composantes zonale (E-W) et méridienne (N-S) de la vitesse du courant aux immersions 15 (a), 35 (b) et 75 m (c) ; (cf. figure 24).

Les courants de marée interne semi-diurne sont présents sur le plateau ; PARK (1986) a montré que l'amplitude des oscillations mesurée en un point situé à l'ouest du Trou-sans-Fond du 28-11 au 1-12-1973 est 2,5 fois plus importante pour la composante zonale (25 cm/s) que pour la composante méridienne (10 cm/s). L'intensité du courant barotrope est, pour les deux composantes, bien inférieure à celle des courants baroclines.

Variabilité spatiale

Si l'on compare maintenant les distributions méridiennes saisonnières, 1° de la profondeur de l'isotherme 20°C (figures 16 et 17), 2° de l'anomalie de hauteur dynamique en surface (AHD) (figure 38) et donc des courants géostrophiques qui leur sont potentiellement associés ⁽¹⁾, distributions observées à 4°W, 1°E et 6°E, lors des campagnes FOCAL (1982-1984), on constate, pour les années 1983 et 1984, une grande variabilité spatiale. En effet :

— en hiver boréal, s'il y a en 1983 des indices de courant est à 4°W et 6°E en surface et subsurface, on voit au contraire des tendances de courant ouest à 1°E sur toute la couche ; en 1984, la distribution de l'AHD indique cette fois, en surface, la présence d'un courant faiblement est à 1°E et d'un courant ouest à 4°W et 6°E ; en subsurface, le courant, toujours ouest à 4°W, devient fortement est à 1°E et plus faiblement est à 6°E ;

⁽¹⁾ À 4°W, il y a une parfaite correspondance entre les vitesses des courants géostrophiques déduites des pentes d'anomalie de hauteur dynamique et (ou) des isothermes et les courants observés sur le et au large du plateau continental (COLIN, 1988).

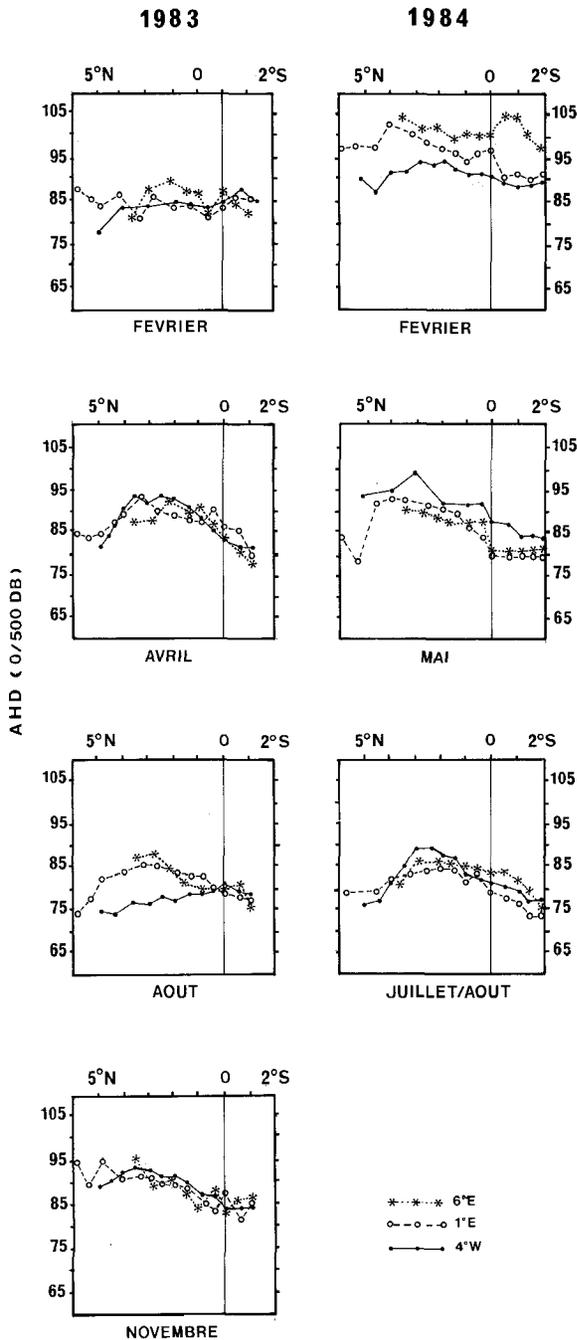


Figure 38

Distributions méridiennes (de 2° S à la côte) saisonnières de l'anomalie de hauteur dynamique de surface (AHD) aux latitudes 4° W, 1° E et 6° E pendant FOCAL.

- au printemps, que ce soit en surface ou en profondeur, les pentes méridiennes de l'isotherme 20 °C suggèrent, en 1983, la présence d'un courant est particulièrement développé le long de la côte à 4° W et au large à 1° E et 6° E. En 1984, la distribution est identique excepté que le courant est en profondeur apparaît maintenant « collé » à la côte ;
- en été 1983, les distributions observées indiquent, en surface et subsurface, la présence d'un fort courant est à 4° W et 1° E ; à 6° E, le courant est nul en surface et ouest en profondeur. En 1984, si la forme des profils à 4° W traduit, comme en 1983, la présence d'un fort courant de Guinée associé toutefois à une extension en latitude plus limitée, à 1° E et 6° E le courant reste respectivement nul et est en surface mais est et ouest en profondeur. Comme pour la structure thermique, l'extension en latitude du courant de Guinée à 4° W et 1° E est de loin supérieure au rayon de déformation de Rossby.

Dans la partie équatoriale est, on note en permanence en été un maximum d'AHD à 2° 30' N-3° N montrant ainsi les limites respectives du courant de Guinée et du courant équatorial sud, en cette saison.

En conclusion, on peut souligner la grande variabilité spatio-temporelle du courant de Guinée et du sous-courant côtier qui porte à l'ouest. Cette variabilité concerne l'ensemble de la bordure nord du golfe. Il n'existe pas, sauf au printemps, de continuité du courant de Guinée le long de la côte. Il paraît donc illusoire de vouloir traiter les phénomènes côtiers exclusivement de manière globale.

Discussion et conclusion

Les champs de vent, de température et de courant présentent donc des fluctuations d'amplitude variable selon les cycles semi-annuel, annuel et interannuel. Des études antérieures ont montré les similitudes qui apparaissent dans la variabilité de ces différents paramètres (PICAUT, 1983 ; COLIN, 1988). Plusieurs mécanismes physiques ont été proposés pour expliquer le déclenchement puis l'entretien des upwellings côtiers du plateau et principalement de celui observé en été boréal.

FORÇAGE DU VENT SUR LA PARTIE ÉQUATORIALE OUEST

VERSTRAETE (1970) a calculé la composante verticale moyenne de la vitesse du courant à la côte (0,7 m/jour), due au vent local, en été boréal. Intégrée sur un mois et demi, l'élévation verticale de la thermocline est de 30 m soit environ la moitié du déplacement vertical.

L'absence d'une forte amplitude dans la variabilité saisonnière du champ de vent à la station météorologique de l'ASECNA (voir le paragraphe « Vent ») a conduit CLARKE (1978), MOORE *et al.* (1978), à suggérer l'intensification du vent, respectivement le long de la côte (5°N) et dans la partie équatoriale ouest, comme l'élément moteur de déclenchement des upwellings côtiers d'été boréal, le long de la bordure septentrionale du golfe de Guinée. De manière schématique, l'intensification impulsionnelle du vent dans la partie occidentale génère en amont (vers l'est) une onde de Kelvin piégée à l'équateur. Elle a pour effet de déplacer la thermocline vers la surface, le long de l'équateur. À la frontière est du bassin, cette onde se réfléchit sous la forme :

- d'un paquet d'ondes de Rossby symétriques se propageant vers l'ouest (ces ondes ont pour effet d'amplifier le déplacement vertical ascendant des isothermes à l'équateur), et
- de deux ondes de Kelvin côtières se propageant vers les pôles. L'intensification du vent le long de la côte engendre aussi une onde de Kelvin qui se propage en laissant la côte à droite (gauche) dans l'hémisphère Nord (Sud).

Des résultats analogues ont été obtenus par BUSALACCHI et PICAUT (1983) en forçant un modèle numérique, basé sur le second mode barocline, par le vent climatique annuel moyen défini à partir de moyennes mensuelles (HASTENRATH et LAMB, 1977). PICAUT (1983), à partir des distributions saisonnières moyennes de la SST le long de la côte, a conclu à l'existence d'un déphasage, en été boréal, entre les minima thermiques observés de Cotonou à Tabou. Ce déphasage, en surface, correspondrait à la propagation vers l'ouest d'une onde de vitesse moyenne 0,6 m/s associée, en profondeur, à une vitesse de phase positive (profondeur comptée positivement du fond vers la surface) de l'ordre de 7 m/jour. Ces résultats suggèrent quelques commentaires (cf. figure 8 dans PICAUT, 1983) :

- les vitesses de phase, en surface, sont différentes d'une année sur l'autre ;
- il n'y a pas de déphasage significatif le long du plateau continental ivoirien pour les trois années (1977, 1978 et 1979) considérées ;
- à l'est de Tema, la direction de propagation est à l'opposé (vers l'est), suggérant ainsi l'influence d'autres mécanismes telle l'advection horizontale d'eau froide d'ouest en est ;
- la valeur du déphasage vertical a été obtenue à partir de profils verticaux de température (0-400 m) effectués de 1957 à 1964, c'est-à-dire répartis de manière aléatoire dans le temps ; de plus, ce déphasage n'est pas apparent pour les isothermes supérieurs à 17°C, c'est-à-dire dans la couche 0-100 m ;
- enfin il paraît osé de vouloir valider, à partir de valeurs de SST, des modèles numériques à gravité réduite (modèles à une couche et demie) qui ne permettent, en aucun cas, d'inférer la variabilité de surface à partir du déplacement vertical de l'interface.

Les observations effectuées sur le (et au large du) plateau continental durant le programme FOCAL/SEQUAL (HOUGHTON et COLIN, 1986 ; COLIN, 1988) ont permis de montrer :

- l'absence de cohérence dans le déplacement vertical ascendant de l'isotherme 20°C à 4°W, 1°E et 6°W, le long de la côte nord en été boréal ; ces observations confirment l'analyse climatologique de HOUGHTON (1983) effectuée à partir des moyennes mensuelles de la profondeur de l'isotherme 20°C ;
- le déplacement vertical ascendant progressif de la thermocline le long de 4°W, de la côte vers l'équateur, du printemps à l'été ; ce déplacement en latitude est de loin supérieur au rayon de déformation de Rossby ;
- l'existence d'une discontinuité de la variabilité des isothermes dans les couches 0-100 m et 200-350 m ; dans chacune de ces couches, il n'y a pas de déphasage vertical continu ;
- l'absence de déphasage constant entre les minima thermiques de surface et de subsurface observés en

1983 et 1984, entre la côte et l'équateur, à la longitude 4° W. Ce déphasage est de 52 jours en 1983 et de 28 jours en 1984 ; au-dessous de l'immersion 200 m, ce déphasage est toutefois moindre, respectivement 4 et 16 jours, suggérant ainsi une possible influence en profondeur du guide d'onde équatorial.

En conclusion, les observations FOCAL/SEQUAL montrent que l'upwelling côtier ivoirien ne peut pas être relié, de manière simpliste, à la propagation d'une onde de Kelvin côtière. Cette séparation apparaît également dans la simulation du modèle 3D de l'université de Princeton (PHILANDER et PACANOWSKI, 1986) quand le modèle est « forcé » par un vent zonal, soulignant ainsi, *a contrario*, l'importance du rotationnel du vent dans la variabilité thermique enregistrée à la côte. D'autres mécanismes physiques doivent être considérés et, parmi eux, le vent local et les courants côtiers.

VENT LOCAL

Il a été montré précédemment que le vent soufflant à la côte (phare de Port-Bouët situé en bordure de mer) présentait des fluctuations saisonnières. De manière schématique, la composante zonale de la vitesse du vent est caractérisée par un minimum de novembre à mars et un maximum d'avril à octobre ; la composante méridienne, en revanche, montre la présence de deux maxima centrés respectivement sur juin et novembre. En été boréal, le vent est parallèle à la côte et peut donc générer un upwelling d'Ekman sur le plateau continental. COUIN (1988) a montré que la vitesse moyenne d'upwelling à cette saison, déduite d'un modèle analytique simple (CHARNEY, 1955) défini dans le cas :

- d'une côte orientée est-ouest ;
- d'un vent d'ouest constant ;
- d'un mouvement sans frottement et sans variation dans la direction est-ouest ;

était de 1,2 m/jour en 1983 et de 0,83 m/jour en 1984, les profondeurs moyennes respectives de la thermocline étant de 40 et 55 m. En 1985, les tensions de vent calculées sont du même ordre de grandeur que celles de 1983 et 1984, comme le sont également les valeurs minimales de la SST.

Le transport d'Ekman réparti sur une couche d'épaisseur de 20 m, conduit, en été, à un déplacement moyen vers le large de 7 à 9 cm/s pour les années 1983, 1984 et 1985, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que celui calculé par BAKUN (1978). Ce transport vers le large explique, en partie, la présence du minimum du niveau moyen de la mer à cette saison.

En hiver, l'influence du vent local sur le déclenchement de l'upwelling secondaire est bien moindre, le déplacement vertical moyen induit n'étant, en 1983, que de 0,25 m/jour (COUIN, 1988). En 1985, une amplitude identique est observée.

En conclusion, le vent à la côte en été boréal engendre un déplacement vertical ascendant de la thermocline et, en aval, un refroidissement des eaux de surface. Pour une même tension, les refroidissements de surface sont d'autant plus forts que la thermocline est proche de la surface. La faible immersion (40-50 m) de la thermocline à la côte est liée au fort développement, sur le (et au large du) plateau continental, du courant de Guinée.

COURANT DE GUINÉE

Le courant de Guinée est un élément essentiel de la circulation côtière. Il a été souligné page 99 que la composante est de la vitesse du courant, de loin la plus importante, présente deux maxima : le principal au printemps-été et le secondaire en automne-hiver. COUIN (1988) a montré que le courant de Guinée, circonscrit uniquement au plateau continental ivoirien, n'influencait que très légèrement la profondeur de la thermocline et qu'en aucun cas il ne pouvait expliquer l'affleurement de la thermocline à la côte. Cet affleurement est lié à la grande extension en latitude (2 à 3 degrés de la côte, distance de loin supérieure au rayon de déformation de Rossby) et aux fortes vitesses (70 à 80 cm/s en été) du courant de Guinée. De même, l'approfondissement de la thermocline en avril-mai 1984, par rapport à 1983, est associé à un fort affaiblissement du courant de Guinée au large (10-20 cm/s en 1984 au lieu de 70 cm/s en

1983) dû à la décroissance et à la position plus sud du maximum de la composante verticale du rotationnel du vent. En été, en revanche, le courant de Guinée est plus fort en 1984 (80 cm/s) qu'en 1983 (30-40 cm/s) expliquant ainsi, sous les actions conjuguées du courant de Guinée et du vent, que les minima de température de surface relevés en 1983 et 1984 soient tout à fait comparables. En hiver boréal, les plus faibles intensités du courant de Guinée (maximum secondaire) et du vent conduisent à un refroidissement moins marqué des eaux de surface à la côte. La décroissance de l'amplitude du refroidissement à cette saison le long de la côte est en phase avec la décroissance de l'intensité du courant de Guinée à l'est du cap des Palmes (ARNAULT, 1987). Les maxima du courant de Guinée sont en phase avec les maxima de la composante verticale du rotationnel du vent négatif sur le golfe de Guinée en été boréal et positif sur le continent (du Sénégal à la Côte-d'Ivoire) en hiver (TOURRE et CHAVY, 1987).

En conclusion, le déclenchement et le maintien de l'upwelling côtier ivoirien dépendent donc étroitement de l'action conjuguée du vent local et du courant de Guinée, aux abords et au large du plateau continental. Ces résultats sont confirmés par les simulations du modèle numérique non linéaire et tridimensionnel de PHILANDER et PACANOWSKI (1986). Les auteurs concluent que si le champ de vent le long de l'équateur détermine la réponse de la couche équatoriale de surface dans le golfe de Guinée, il joue en revanche un rôle très mineur dans le déclenchement de l'upwelling saisonnier qui se produit le long de la côte, à 5°N. L'upwelling côtier est essentiellement lié aux modifications d'intensité des composantes horizontales de la vitesse du vent et du rotationnel de sa tension, sur le golfe de Guinée.

- ADAMEC (D.) et O'BRIEN (J.J.), 1978.— The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 8 : 1050-1060.
- ARNALD (S.), 1987.— Tropical Atlantic Geostrophic Currents and ship drifts. *J. Geophys. Res.*, 92(C5) : 5076-5078.
- BAKUN (A.), 1978.— Guinea Current upwelling. *Nature*, 271 : 147-150.
- BINET (D.), 1972.— Variations des biovolumes de zooplancton du plateau continental entre le Cap des Palmes et le Cap des Trois-Pointes. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 3(2) : 60-93.
- BOISVERT (W.E.), 1967.— Major currents in the North and South Atlantic Ocean between 64° N and 60° S. Tech. Rep. Hydrogr. Off. Wash., TR-193, 92 p.
- BUSALACCHI (A.J.) et PICAUT (J.), 1983.— Seasonal variability from a model of the tropical Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 13 : 1564-1588.
- CANE (M.A.) et PATTON (R.), 1984.— A numerical model for low-frequency equatorial dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 14(12) : 1853-1863.
- CHARNEY (J.G.), 1955.— The generation of ocean currents by wind. *J. Mar. Res.*, 16 : 677-698.
- CLARKE (A.J.), 1978.— On the generation of the seasonal coastal upwelling in the Gulf of Guinea. *J. Geophys. Res.*, 84 : 3743-3751.
- CLARKE (A.J.) et BATTISTI (D.S.), 1983.— Identification of the fortnightly wave observed along the northern coast of the Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.*, 13 : 2192-2200.
- COLIN (C.), 1977.— Spectral analysis of the wind field along the western coast of Africa. Doc. Scient. GATE, Miami, 7 p.
- COLIN (C.), 1988.— Coastal upwelling events in front of Ivory Coast during the FOCAL program. *Oceanol. Acta*, 11(2) : 125-138.
- COLIN (C.) et BAKAYOKO (S.), 1984.— Variations saisonnières des structures hydrologiques et dynamiques observées sur le plateau continental ivoirien. *Arch. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 10(3), 64 p.
- COLIN (C.) et CHUCHIA (R.), 1984.— Observations de la température et des courants sur le plateau continental ivoirien. *Arch. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 10(5), 136 p.
- COLIN (C.) et CISSOKO (S.), 1984.— Observations hydrologiques et dynamiques le long de deux radiales du plateau continental ivoirien pendant l'année FOCAL 1983. *Arch. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 10(7), 99 p.
- COLIN (C.) et GARZOLI (S.L.), 1987.— In situ wind measurements and Ocean response in the Equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL Experiment. *J. Geophys. Res.*, 92(C4) : 3741-3750.
- COLIN (C.) et GARZOLI (S.L.), 1988.— High frequency variability of the in-situ wind, temperature and current measurements in the Equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL Experiment. *Oceanol. Acta*, 11(2) : 139-148.
- COLIN (C.), GONELLA (J.), MERLE (J.), 1987.— Equatorial upwelling at 4° W during FOCAL. Symposium International sur le Mouvement Equatorial. *Oceanol. Acta*, 6 (No spéc.) : 39-49.
- DHONNEUR (G.), 1974.— Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique Occidentale et Centrale, tome 1 (358 p.), tome 2 (470 p.). ASECNA, Univ. Dakar, Sénégal.
- DONGUY (J.R.) et PRIVÉ (M.), 1964.— Les conditions de l'Atlantique entre Abidjan et l'équateur. Variations hydrologiques annuelles. *Cah. Océanogr. CCOEC*, 16(5) : 339-398.
- ESCOURROU (G.), 1981.— Climat et Environnement. Les facteurs locaux du Climat. Masson, collection *Géographie*, 182 p.
- GALLARDO (Y.), 1975.— Relations hydrométéorologiques sur les côtes du golfe de Guinée. Influence de l'orientation de la côte. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 6(1) : 71-81.

- GALLARDO (Y.), 1978.— Hydrometeorological relationships on the coast of the Gulf of Guinea. Influence of the orientation of the coast. Appendix Annex A. *In: The west african monsoon experiment (WAMEX). GARP publ. ser., Geneva, 21 : 77-84.*
- GARNIER (R.), 1976.— L'équateur météorologique. *La Météorologie, 6^e sér., 6 : 113-122.*
- HASTENRATH (S.) et LAMB (P.J.), 1977.— Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and eastern Pacific Ocean The University of Wisconsin press, Madison, London, 97 charts.
- HÉNIN (C.), HISARD (P.), PITON (B.), 1986.— Observations hydrologiques dans l'Océan Atlantique Equatorial (juillet 1982-août 1984). ORSTOM, FOCAL, 1, 191 p.
- HISARD (P.), 1973.— Variations saisonnières à l'équateur dans le golfe de Guinée. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., 11(3) : 349-358.*
- HOUGHTON (R.W.), 1976.— Circulation and hydrographic structure over the Ghana continental shelf during the 1974 upwelling. *J. Phys. Oceanogr., 6 : 910-924.*
- HOUGHTON (R.W.), 1983.— Seasonal variation of the subsurface thermal structure in the Gulf of Guinea. *J. Phys. Océanogr., 13 : 2070-2081.*
- HOUGHTON (R.W.) et COLIN (C.), 1986.— Thermal structure along 4° W in the Gulf of Guinea during 1983-1984. *J. Geophys. Res., 91(C10) : 11727-11739.*
- HOUGHTON (R.W.) et COLIN (C.), 1987.— Wind-driven meridional eddy heat flux in the Gulf of Guinea. *J. Geophys. Res., 92(C10) : 10777-10786.*
- INGHAM (M.C.), 1970.— Coastal upwelling in the northwestern Gulf of Guinea. *Bull. Mar. Sci., 20 : 2-34.*
- LEMASSON (L.) et REBERT (J.P.), 1968.— Observations de courants sur le plateau continental ivoirien : mise en évidence d'un sous-courant. *Doc. Scient. Prov. Centre Rech. Océanogr. Abidjan, 22 : 1-69.*
- LEMASSON (L.) et REBERT (J.P.), 1973a.— Les courants marins dans le golfe ivoirien. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., 11 : 67-95.*
- LEMASSON (L.) et REBERT (J.P.), 1973b.— Circulation dans le golfe de Guinée. Étude de la région d'origine du sous-courant ivoirien. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., 11 : 303-316.*
- LONGHURST (A. R.), 1962.— A review of the Oceanography of the Gulf of Guinea. *Bull. IFAN, sér.A., 24(3) : 633-663.*
- MC CREARY (J.P.), PICAUT (J.), MOORE (D.), 1984.— Effects of remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic Ocean. *J. Mar. Res., 42 : 45-81.*
- MERLE (J.), 1980.— Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'Océan Atlantique équatorial est. L'hypothèse d'un « El Niño » atlantique. *Oceanol. Acta, 3 : 209-220.*
- MERLE (J.) et ARNAUIT (S.), 1985.— Seasonal variability of the surface dynamic topography in the tropical Atlantic Ocean. *J. Mar. Res., 43 : 267-288.*
- MERLE (J.), FIEUX (M.), HISARD (P.), 1980.— Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic. *Deep-Sea Res., (GATE suppl.II), 26 : 77-101.*
- MOORE (D.), HISARD (P.), MC CREARY (J.), O'BRIEN (J.J.), PICAUT (J.), VERSTRAETE (J.M.), WUNCH (J.), 1978.— Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophys. Res. Lett., 5 : 637-639.*
- MORLIÈRE (A.), 1970.— Les saisons marines devant Abidjan. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan, 1(2) : 1-15.*
- MORLIÈRE (A.) et REBERT (J.P.), 1972.— Étude hydrologique du plateau continental ivoirien. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan, 3(2) : 1-30.*
- MURAKAMI (M.) et HO (F.P.), 1972.— Spectrum analysis of cloudiness over the Pacific. *J. Meteorol. Soc. Jpn, 50 : 301-311.*
- PARK (Y.H.), 1986.— Semi-diurnal internal tides on the continental shelf off Abidjan. *J. Phys. Oceanogr., 16(9), 1585-1592.*

- PHILANDER (S.G.H.), 1979.— Upwelling in the Gulf of Guinea. *J. Mar. Res.*, 37 : 23-33.
- PHILANDER (S.G.H.) et PACANOWSKI (R.C.), 1981.— The Oceanic response to cross-equatorial winds (with application to coastal upwelling in low latitudes). *Tellus*, 33 : 204-210.
- PHILANDER (S.G.H.) et PACANOWSKI (R.C.), 1986.— A model of the seasonal cycle in the Tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 91(C12) : 14192-14206.
- PICAUT (J.), 1983.— Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 13(1) : 18-37.
- PICAUT (J.) et VERSTRAETE (J.M.), 1976.— Mise en évidence d'une onde de 40-50 jours de période sur les côtes du golfe de Guinée. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 14 : 3-14.
- PICAUT (J.) et VERSTRAETE (J.M.), 1979.— Propagation of the 14.7 day wave along the northern coast of Guinea Gulf. *J. Phys. Oceanogr.*, 9 : 65-78.
- PITON (B.), 1985.— Anomalie thermique dans la partie orientale du golfe de Guinée durant l'été 1984 et pluviosité excédentaire à Sao Tomé. *Veille Climat. Sat.*, 5 : 22-25.
- RICHARDSON (P.L.) et MC KEE (T.K.), 1984.— Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts. *J. Phys. Oceanogr.*, 14(7) : 1226-1238.
- SERVAIN (J.), PICAUT (J.), MERLE (J.), 1982.— Evidence of remote forcing in the Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 12 : 129-135.
- TOURRE (Y.) et CHAVY (P.), 1987.— Vents de surface moyens pendant FOCAL. Analyses cinématiques Atlas ORSTOM/LODYC/Mét. Nat. Paris, 144 cartes, 75 p.
- VARLET (F.), 1958.— Le régime de l'Atlantique près d'Abidjan (Côte-d'Ivoire). *Études Éburn.* (IFAN), 7 : 97-222.
- VERSTRAETE (J.M.), 1970a.— Étude quantitative de l'upwelling sur le plateau continental ivoirien. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 1(3) : 1-17.
- VERSTRAETE (J.M.), 1970b.— L'oxygène au large de Grand Bassam. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 1(3) : 19-35.
- VERSTRAETE (J.M.), PICAUT (J.), MORLIÈRE (A.), 1979.— Atmospheric and tidal observations along the shelf of the Guinea Gulf. *Deep-Sea Res.*, (GATE suppl. II), 26 : 343-356.
- VOITURIEZ (B.), 1981.— The equatorial upwelling in the eastern Atlantic Ocean. *Recent Progress in Equatorial Oceanography*, Nova Univ. Press, 229-247.
- VOITURIEZ (B.), 1983.— Les variations saisonnières des courants équatoriaux à 4°W et l'upwelling équatorial du golfe de Guinée. *Océanogr. trop.*, 18(2) : 163-199.
- WEISBERG (R.H.) et COLIN (C.), 1986.— Equatorial Atlantic temperature and current variations during 1983 and 1984. *Nature*, 33(6076) : 240-243.