

# Sur les «upwellings» équatorial et côtier (5°N) dans le Golfe de Guinée

Golfe de Guinée  
Remontée d'eaux froides  
Équateur  
Advection  
Diffusion

Gulf of Guinea  
«Upwelling»  
Equator  
Advection  
Diffusion

Christian COLIN

Centre ORSTOM, B.P. n° 165, 97323 Cayenne, Guyane française.

Reçu le 11/06/90, révisé le 18/12/90, accepté le 21/12/90.

## RÉSUMÉ

Les observations effectuées au cours du programme franco-américain FOCAL/SEQUAL, programme mené en 1983 et 1984 sur l'ensemble du bassin équatorial atlantique, ont permis pour la première fois d'étudier simultanément les «upwellings» équatorial et côtier le long du méridien 4°W. A l'équateur, le coefficient de corrélation montre que le refroidissement d'été boréal de la couche homogène à 4°W est lié conjointement au vent local (0-4°W) et au vent extralocal (1°N-29°W). La remontée de la thermocline à 0-4°W dépend donc de la distribution de la composante zonale de la tension du vent, à l'ouest de 0-4°W, comme le suggérait la théorie linéaire. Cependant, en février-mars et novembre-décembre, cette remontée n'est pas liée au vent local, car elle est observée respectivement en période de cessation des alizés de Sud-Est et en présence de vent de Sud-Ouest qui induit un «downwelling» et non un «upwelling». Elle est, dans ces deux cas, étroitement liée au guide d'onde équatorial. Une évaluation des différents termes de l'équation de la chaleur montre que le refroidissement de la couche de surface en été boréal est amplifié par la diffusion turbulente verticale et horizontale. Ce refroidissement global à 0-4°W serait bien plus fort en surface s'il n'était tempéré conjointement par le flux de chaleur transmis par l'atmosphère et celui advecté horizontalement par le Courant Équatorial Sud et la forte composante sud du courant situé à la base de la couche homogène. Entre l'équateur et la côte (5°N), les observations montrent, en été boréal, un décalage dans le temps différent entre les minima de température observés en 1983 et 1984, ainsi qu'une pente des isothermes, de la côte vers le large, intéressant une distance en latitude de très loin supérieure au rayon de déformation de Rossby. L'«upwelling» côtier d'été boréal n'est donc pas lié à la distribution du vent à l'équateur par le biais du guide d'onde équatorial. La distribution de la température à la côte, en été et en hiver, est cohérente avec la variabilité spatio-temporelle du courant de Guinée qui, par ajustement géostrophique, induit une remontée des isothermes du large vers la côte. Cette remontée est amplifiée, en été boréal, par l'intensification de la composante zonale de la vitesse du vent, qui est alors parallèle à la côte. Les maxima d'intensité du courant de Guinée sont en phase avec les maxima de la composante verticale du rotationnel du vent. L'application des relations de Sverdrup conduit, en été et en hiver, à des vitesses zonales calculées du même ordre de grandeur que les vitesses observées.

*Oceanologica Acta*, 1991. 14, 3, 223-240.

## ABSTRACT

## On the equatorial and coastal (5°N) upwellings in the Gulf of Guinea.

The wind, temperature and current data collected during the joined French-USA FOCAL/SEQUAL programme carried in the equatorial Atlantic band in 1983 and 1984, allowed for the first time a simultaneous study of both the equatorial and coastal (5°N) upwellings along 4°W. At the equator, the decreases of both the surface temperature and the depth of the thermocline in boreal summer are correlated with the zonal component of the local windstress in the period band 1-2 months. This corresponds to the time required by the thermocline to lift up at 0-4°W in the presence of an easterly wind. The local wind cannot however explain the entire vertical variability of the thermal structure at 0-4°W. The correlation function shows in addition that the temperature there is highly correlated to the wind recorded at St Peter and St Paul Rocks (SPP) in the period band 0-2 months. This time scale is the one required by the Kelvin and Rossby waves to propagate along the equator through equatorial wave guide dynamics. The influence of these waves seems particularly important when considering the upward displacements of the thermocline both in February-March when the winds abruptly relax and in November-December when the wind at 0-4°W is southwesterly with no secondary negative maximum in the wind record at 1°N-29°W (SPP), contrary to the climatological wind field. The computation of the different terms of the heat equation applied to an homogeneous surface layer shows that the cooling is entirely due to vertical advection and eddy diffusion. The cooling would be more effective without the atmospheric heat flux and the horizontal advection of heat transported both by the South Equatorial Current at the surface and the southward current at the bottom of the mixed layer. At the coast, the amplitude and duration of the upwellings are not constant all along the coast: in boreal summer, they are maximum east of the two capes (Palmas and Three Pointes) while in winter the strength of the cooling is maximum in the east of Cape Palmas and then decreases eastward. The meridional slope of the thermocline off the coast concerns a distance which is much larger than the internal Rossby radius of deformation and is coherent with the latitudinal extension and intensity of the Guinea current both in summer and winter. In addition to this geostrophic adjustment, the upward tilt of the thermocline in summer is enhanced by the intensification of the component of the wind parallel to the coast. The application of a simple linear model forced with an eastward wind at that time explains the surface maximum cooling at the coast and the current distribution in both vertical and meridional directions. The two maxima of the zonal component of the Guinea current, in summer (main one) and in winter are in phase with the intensity of the vertical component of the windcurl. The application of the Sverdrup equations shows that the current speeds computed, for both seasons, are of the same order of magnitude as the speeds observed.

*Oceanologica Acta*, 1991. 14, 3, 223-240.

## INTRODUCTION

La zone équatoriale du Golfe de Guinée est l'objet, en été boréal, d'un refroidissement annuel très important ; l'amplitude du signal est en moyenne de l'ordre de 4 à 5°C. Hastenrath et Lamb (1977) montraient, à partir de cartes mensuelles moyennes déduites des données historiques de la température de surface (SST), que ce refroidissement était dû à l'invasion progressive au printemps (période avril-mai) des eaux froides acheminées de l'Atlantique Sud par le courant de Benguela et reprises plus au nord, en

association avec les eaux côtières froides «upwellées» le long de la bordure Sud-Est du golfe, par le Courant Équatorial Sud (CES). Cette advection horizontale d'eaux froides à l'équateur, à la longitude 4°W, est en phase avec l'intensification des Alizés de Sud-Est ; cette intensification fait suite au déplacement vers le nord de la Zone de Confluence des Alizés (ZCA), appelé encore Front InterTropical de convergence (FIT), qui sépare les deux systèmes anticycloniques de l'atmosphère, de Sainte-Hélène au sud et des Açores au nord de l'équateur. Voituriez (1981), à partir des campagnes CIPREA (Circulation et PROduction en zone Équatoriale Atlantique) du N/O *Capricorne* à la longitude

4°W, confirmait la présence de ce refroidissement annuel des eaux de surface, et montrait en outre que le minimum de la SST était, en été boréal :

- centré entre les latitudes 1°S et 3°S ;
- associé à une forte concentration en nitrate en surface du même ordre de grandeur que celle observée au sommet de la thermocline sous-jacente, mais supérieure à celle mesurée plus à l'est.

Le refroidissement des eaux de surface à l'équateur à 4°W ne pouvait donc pas être entièrement imputable à l'advection horizontale d'eaux froides d'origine est, mais, pour une part, à l'advection verticale locale d'eaux froides («upwelling» équatorial) induite par le vent. Philander et Pacanowski (1981) quantifièrent ce déplacement ascendant de la thermocline en présence d'un vent du Sud (vent dominant dans le Golfe de Guinée) de forme impulsif. Les simulations obtenues ne montraient toutefois pas, contrairement aux observations, un déplacement vertical de la thermocline similaire à l'équateur et au sud de l'équateur. Merle (1980), par compilation des données «historiques», expliquait ce déplacement vertical identique par le basculement de la thermocline (isotherme 23°C) le long de l'équateur (approfondissement dans l'ouest et affleurement dans l'est), entre le printemps et l'été boréal. Des mécanismes physiques autres que le forçage du vent local et l'advection horizontale d'eaux froides intervenaient donc nécessairement ; les modèles linéaires simples (Adamec et O'Brien, 1978 ; Cane, 1979 ; Cane et Sarachik, 1981 ; Busalacchi et Picaut, 1983) suggéraient que cette pente de la thermocline était liée à l'intensification des Alizés de Sud-Est sur l'ensemble du bassin équatorial. Les données «historiques» de vent et de température, réparties de manière aléatoire dans le temps et dans l'espace, n'assurent pas un suivi continu de l'ajustement de l'océan équatorial aux fluctuations saisonnières du vent, et en conséquence n'autorisent pas à confirmer ou à infirmer les hypothèses citées. Il fallait donc procéder à des observations simultanées de ces différents paramètres sur l'ensemble du bassin équatorial. Ce fut l'objectif scientifique du programme franco-américain FOCAL/SEQUAL, respectivement «Français Océan Climat en zone équatoriale atlantique» et «Seasonal Equatorial Adjustment of the Atlantic ocean», mené de 1982 à 1984.

À la côte (5°N), les intensité et amplitude du vent observées à l'échelle saisonnière sur le continent étaient insuffisantes pour expliquer la forte amplitude de la variation saisonnière (4 à 5°C) de la SST observée en ce lieu (Houghton, 1976 ; Picaut, 1983). Une variabilité saisonnière marquée apparaissait pourtant sur les données de vent «climatique» à 4°N. Adamec et O'Brien (1978) proposèrent alors, comme pour l'équateur, la brutale intensification de la composante zonale du vent sur la partie équatoriale Ouest (à l'ouest de 30°W), comme élément moteur des «upwellings» côtiers des bordures Nord et Est du golfe. Picaut (1983) montrait que les déphasages des valeurs mensuelles moyennes «climatiques» de la température, tant horizontalement en surface (à l'ouest du Ghana et au sud du Congo) que verticalement (entre les immersions 100 m et 500 m en face de la Côte d'Ivoire), pouvaient justifier globalement ces hypothèses. Cependant, l'absence :

- a) de déphasage de la SST à l'Est du Ghana et des isothermes entre la surface et l'immersion 100 m (cf. Fig. 8 dans Picaut, 1983) ;
- b) de continuité dans l'amplitude des refroidissements observés le long de la côte en été et en hiver, qui est maximale à l'Est des caps (Palmes et Trois Pointes ; Morlière et Rébert, 1972) ;
- c) de déphasage significatif en été boréal entre les déplacements verticaux de la thermocline à l'équateur et à la côte, le long de 4°W (campagnes CIPREA et/ou données «historiques») (Houghton, 1983) ;
- d) de données simultanées représentatives de vent à la côte (et non aux aéroports comme c'était le cas pour la Côte d'Ivoire et le Ghana) et de température sur le plateau, et la présence d'une pente ascendante de la thermocline associée à une distance du large vers la côte (250 à 300 km) de loin supérieure au rayon de déformation de Rossby (< 100 km), ne permettait pas d'identifier de manière définitive la cause du déclenchement des «upwellings» côtiers à 5°N à la propagation d'une onde de Kelvin côtière. Il fallait donc, tout comme à l'équateur, effectuer un suivi continu de l'ajustement de la thermocline au forçage saisonnier du vent local et/ou aux effets du vent extra-local («remote forcing»). Le programme FOCAL/SEQUAL offrait l'opportunité de recenser et de préciser les mécanismes physiques liés à l'«upwelling» côtier ivoirien, mais aussi, et pour la première fois, d'entreprendre l'étude simultanée et continue, le long du méridien 4°W, de la variabilité saisonnière de la SST et de la profondeur de la thermocline à l'équateur et à la côte.

L'article s'organise de la manière suivante : après une présentation des données utilisées, suivent une description des résultats obtenus, puis une discussion relative aux effets dus au vent (local et extra-local) ainsi qu'à d'autres facteurs (advections horizontale et verticale, diffusion turbulente, flux atmosphérique...), à l'équateur et à la côte (5°N). La partie «Conclusions» présente un résumé des résultats obtenus.

## ACQUISITION DES DONNÉES

Maintes publications décrivent les données utilisées dans ce document (Colin, 1988 ; Colin et Garzoli, 1987 et 1988 ; Colin *et al.*, 1987 ; 1989 et 1991 ; Hénin *et al.*, 1986 ; Houghton et Colin, 1986 et 1987 ; Weisberg et Colin, 1986) ; elles ont été recueillies :

### A l'équateur

Par une ligne de mouillage de surface «tendue» et instrumentée, déployée du 13 février 1983 au 27 septembre 1984. La maintenance de cette ligne était assurée tous les trois mois à cause du «fouling» important constaté dans cette aire océanique, principalement en période d'«upwelling», lors du programme CIPREA (fig. 1).

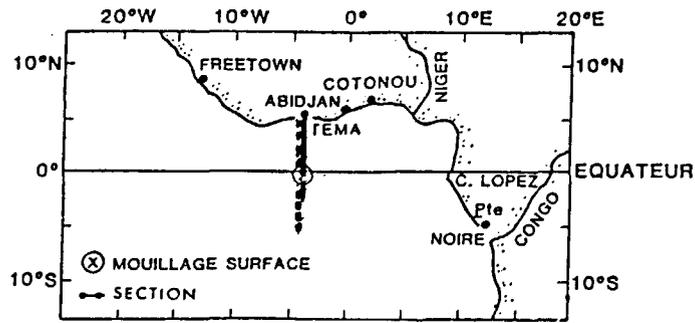


Figure 1

Carte du Golfe de Guinée montrant les localisations géographiques: 1) du mouillage de surface à 0°,4°W (cercle); 2) de la radiale (5°N-5°S) hydrologique et courantologique le long de 4°W (trait pointillé); 3) de la radiale AXBT (5°N-2°30S) le long de 4°W (trait plein).

Map of the Gulf of Guinea showing the geographical positions of: 1) the surface mooring at 0°,4°W (circle); 2) hydrological and current measurements section (5°N-5°S) along 4°W (dashed line); 3) the AXBT section (5°N-2°30S) along 4°W (full line).

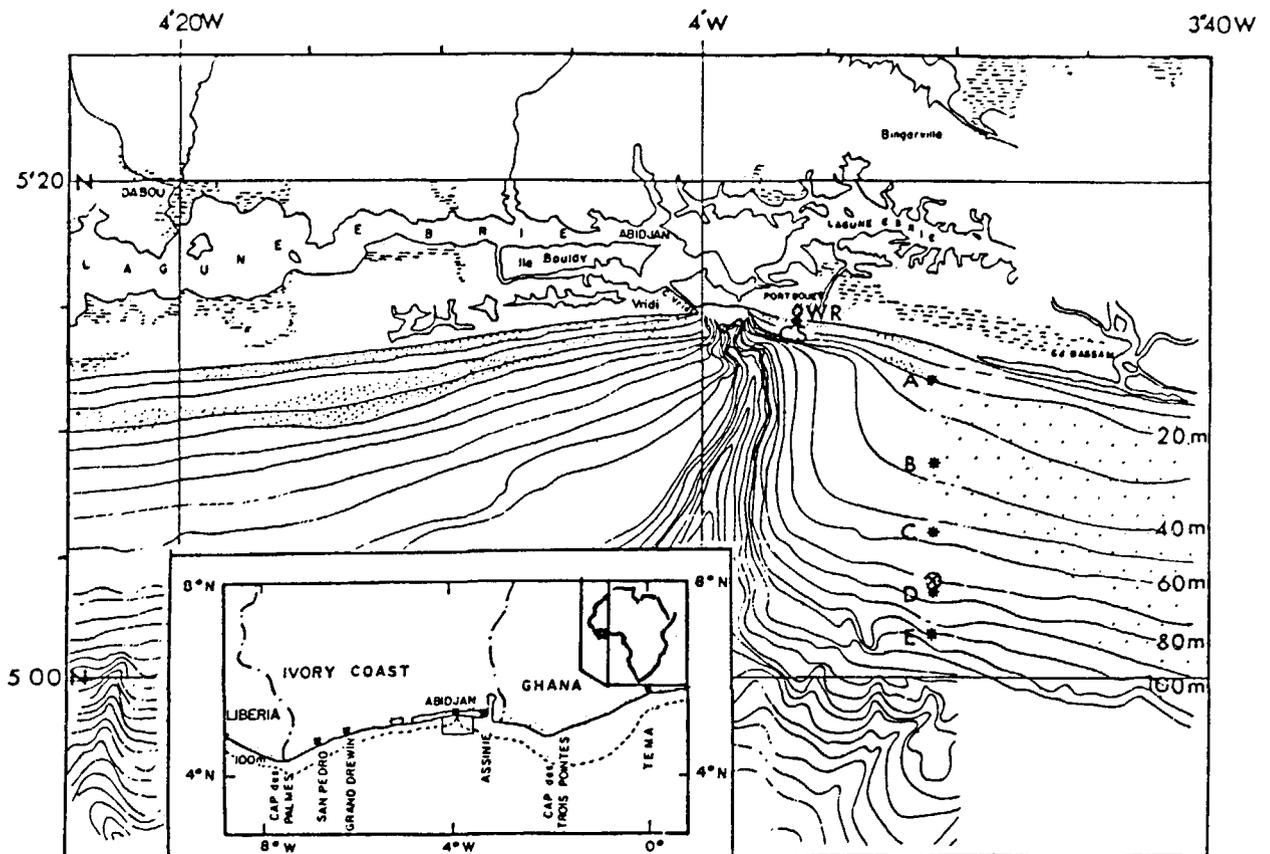


Figure 2

Bathymétrie de la partie du plateau continental ivoirien localisée en face d'Abidjan et positions géographiques :1) de la station météorologique au phare de Port-Bouët (WR) et de la station océanographique côtière (CS), située au pied du phare ; 2) des stations océanographiques (A,B,C,D et E) occupées une fois par semaine en moyenne de décembre 1982 à août 1984. La croix indique la position du mouillage de subsurface.

Bathymetry of the continental shelf located in front of Abidjan (Ivory Coast) and the geographical positions of the: 1) weather (CR) and coastal (CS) stations ; 2) the oceanographic stations (A,B,C,D, and E) occupied once a week from December 1982 to August 1984. The cross indicates the location of the subsurface mooring.

Elle comprenait :

- une bouée de surface sur laquelle était fixée une unité climatologique (pas d'échantillonnage de 60 mn), dotée d'un anémomètre ( $\pm 0,2$  m/s), d'une girouette ( $\pm 5^\circ$ ), de capteurs de température air, mer ( $\pm 0,05^\circ\text{C}$ ) et pression atmosphérique ( $\pm 1$  mbar) ;
- cinq courantographes VACM (Vector Averaging Current Meter), placés aux immersions 10, 35, 60, 85 et 110 m avec un pas d'échantillonnage de 15 mn ; la précision sur la vitesse est de  $\pm 2$  cm/s et de  $+ 0,02^\circ\text{C}$  sur la température ; des capteurs de température ( $\pm 0,05^\circ\text{C}$ ) et de pression ( $\pm 5$  dbar) Aanderaa avaient également été fixés sur la ligne (immersions 18 et 310 m) afin d'augmenter la définition du champ thermique et de s'assurer de la bonne stabilité en profondeur des courantographes VACM.

#### A la côte

- Par une unité climatologique (anémomètre, girouette, température de l'air, pression atmosphérique) fixée au sommet du phare de Port-Bouët (situé à une centaine de mètres du rivage) et couplée à une station océanographique située à proximité immédiate où température et salinité étaient repérées et mesurées tous les jours à la même heure (08 h 00) ;
- une ligne de mouillage de subsurface déployée sur le plateau continental ivoirien, au sud-est d'Abidjan, sur des fonds de 70 m et instrumentée par des enregistreurs de température Aanderaa (précision  $\pm 0,005^\circ\text{C}$ ) aux immersions 15, 35 et 65 m (pas d'échantillonnage de 60 mn) ;
- une radiale hydrologique et courantologique hebdomadaire, perpendiculaire à la côte, située à 5 milles nautiques à l'Est d'Abidjan et effectuée sur des fonds de 20, 40, 60, 80 et 115 m (fig. 2).

#### Entre l'équateur et la côte, sur le méridien $4^\circ\text{W}$

- Lors des huit campagnes saisonnières FOCAL effectuées de novembre 1983 à août 1984, de  $5^\circ\text{N}$  à  $5^\circ\text{S}$ , où température, salinité et courants étaient mesurés (certaines données obtenues simultanément le long des méridiens  $10^\circ\text{W}$ ,  $1^\circ\text{E}$  et  $6^\circ\text{E}$  seront utilisées) ;
- Au cours des 18 sections verticales AXBT (Air eXpendable Bathy Thermograph) effectuées de  $5^\circ\text{N}$  à  $2^\circ30\text{S}$  par un avion bi-moteur spécialement aménagé, lors de vols concentrés sur les périodes pré et intra «upwelling» des années 1983 et 1984.

## ANALYSE DES DONNÉES DE TEMPÉRATURE

Le tracé des isothermes montre la présence :

#### A l'équateur

- d'un signal annuel de forte amplitude en surface (immersion 10 m) ; les minima apparaissent en été boréal et les

maxima en hiver. L'on note toutefois des différences, non seulement dans les amplitudes thermiques, mais également dans les valeurs absolues entre 1983 et 1984 : valeurs plus élevées en 1984 de  $1^\circ\text{C}$  ( $1,5^\circ\text{C}$ ) en hiver (été) ;

- en subsurface (35-110 m), d'un cycle saisonnier : minimum principal de profondeur des isothermes en été boréal associé à un minimum de la SST (qui perdure, bien que la profondeur de la thermocline croisse par la suite), et minimum secondaire en automne (novembre-décembre 1983), sans effet sur la SST. L'on ne peut donc inférer simplement la variabilité de la SST de la profondeur de la thermocline. Le contenu thermique (0-110 m) est maximum maximum en février 1984, soulignant un important réchauffement de toute la couche d'eau à cette période de l'année ; cela traduit également, par rapport à la même période de 1983, une variabilité interannuelle du contenu thermique ;
- en profondeur (310 m) et comme en surface, d'un cycle annuel marqué : minimum thermique au printemps (mai) pour les deux années 1983 et 1984 et maximum en automne-hiver, de la fin août 1983 à la mi-février 1984 (cf. fig. 3 dans Colin *et al.*, 1987) (fig. 3).

#### A la côte ( $5^\circ\text{N}$ - $4^\circ\text{W}$ )

Contrairement à l'équateur, la température présente un cycle semi-annuel, tant en surface qu'en subsurface (fig. 4) :

- minimum principal en été (juillet-août) et minimum secondaire en hiver (janvier-février) ; les maxima principal et secondaire sont observés au printemps et en automne ;
- l'amplitude du refroidissement d'hiver est inférieure à celle du refroidissement d'été (rapport de 1 à 3 en moyenne) ; cet aspect sera commenté plus loin ;
- l'amplitude et la durée du refroidissement (indice d'«upwelling») décroissent à l'est des caps (des Palmes et des Trois Pointes) en été ; le maximum d'indice se situe à San Pedro pour la Côte d'Ivoire et à Takoradi pour le Ghana ; pendant l'hiver boréal, cette décroissance est forte à l'Est du Cap des Palmes, et se caractérise par un indice d'«upwelling» faible, voire nul, à l'est de  $1^\circ\text{W}$  (fig. 5).

La thermocline est, comme à l'équateur, plus profonde de 20 à 30 m à la côte en janvier-février 1984, qu'à la même période de 1983 ; c'est également le cas sur le plateau continental ghanéen, situé à l'est de la Côte d'Ivoire, mais pas au Congo (sud de l'équateur) ; en été, en revanche, la SST de 1984 à Abidjan est identique à celle de 1983, considérée comme normalement froide (Colin *et al.*, 1989), ce qui n'est plus le cas pour le Congo où la SST est, comme à l'équateur, supérieure à celle de 1983 (Piton, 1985). Cette distribution de la SST a déjà été observée antérieurement (Hisard, 1980), et rappelle celle qui apparaît périodiquement à la bordure Est de l'Océan Pacifique lors du phénomène «El Niño» ; elle est aussi associée à une forte relaxation des Alizés de Sud-Est et à l'apparition de vents d'Ouest dans la partie équatoriale Ouest (Servain *et al.*, 1985).

#### Entre l'équateur et la côte

- décalage dans le temps différent entre les dates d'apparition des minima de SST (nul en 1983 mais positif de 30

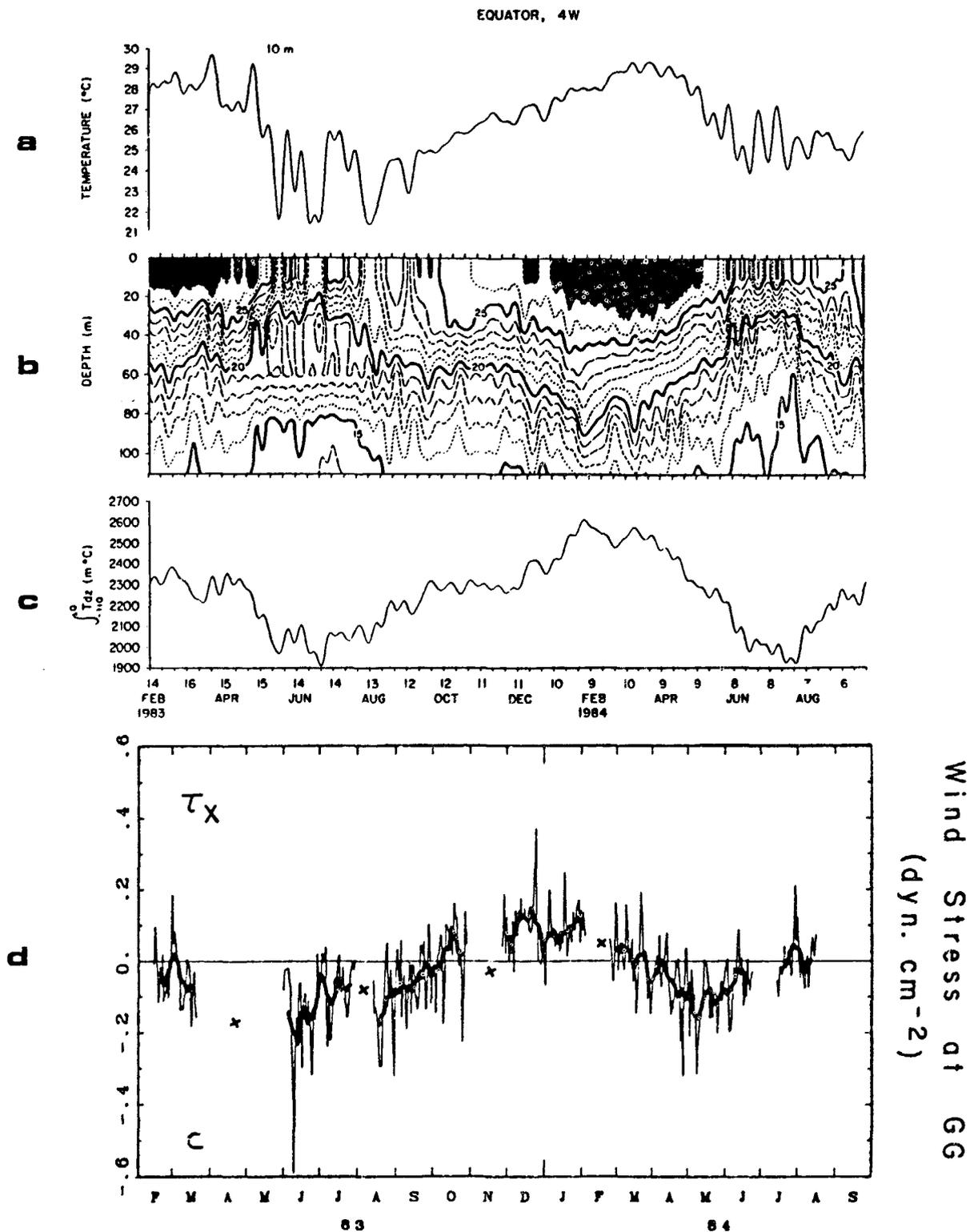


Figure 3

Variations en fonction du temps (moyennes décadaires), à 0°-4°W, du 14 février 1983 au 27 septembre 1984 : a) de la température à 10 m ; b) des isothermes entre les immersions 0 et 110 m ; c) du contenu thermique (0-110) ; d) de la composante zonale de la tension du vent sur la bouée de surface (hauteur 2,5m) et le trait fin correspond au tracé des moyennes journalières et les croix aux observations de vent effectuées par le N/O Capricorne au cours des campagnes saisonnières FOCAL (adapté de Weisberg et Colin, 1986 ; Colin et Garzoli, 1987).

Distributions (10 day-running mean) versus time (February 14, 1983 to September 27, 1984) of the: a) temperature at 10 m depth; b) isotherms from the surface to 110 m depth; c) head contain (0-110); d) zonal component of the windstress measured at the top of the surface buoy (2.5 m height); the thin line corresponds to 24 hour-running mean; the crosses from wind observations of the R/V Capricorne during the FOCAL cruises (adapted from Weisberg et Colin, 1986; Colin et Garzoli, 1987).

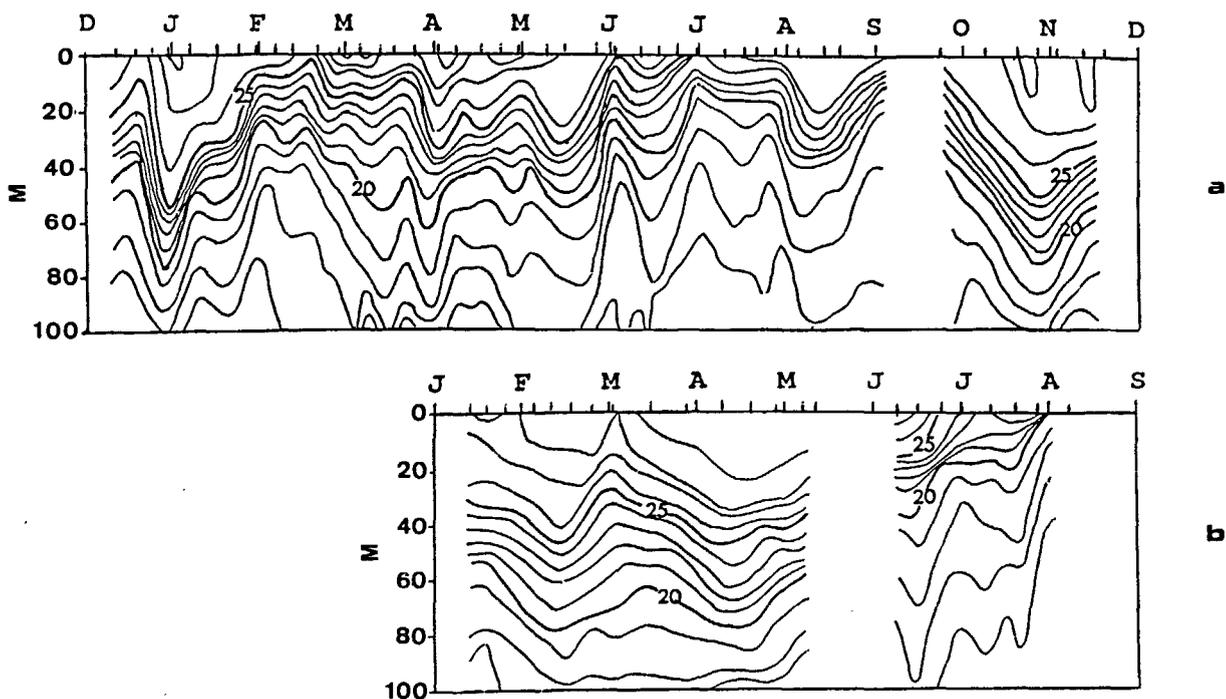


Figure 4

Distribution verticale (valeurs hebdomadaires) de la température au point (E) (cf. fig. 1), de la surface à l'immersion 100 m : a) de mi-décembre 1982 à mi-décembre 1983; b) de fin janvier 1984 à la mi-août 1984. Les barres verticales placées à la partie supérieure indiquent les dates des mesures (adapté de Colin, 1988).

Vertical distribution (weekly values) of the temperature at site (E) (see Fig. 1), surface to 100 bm depth, from mid-December 1982 to mid-December 1983 (a) and from the end of January 1984 to mid-August 1984 (b). The ticks marks at the top indicate the dates of measurements.

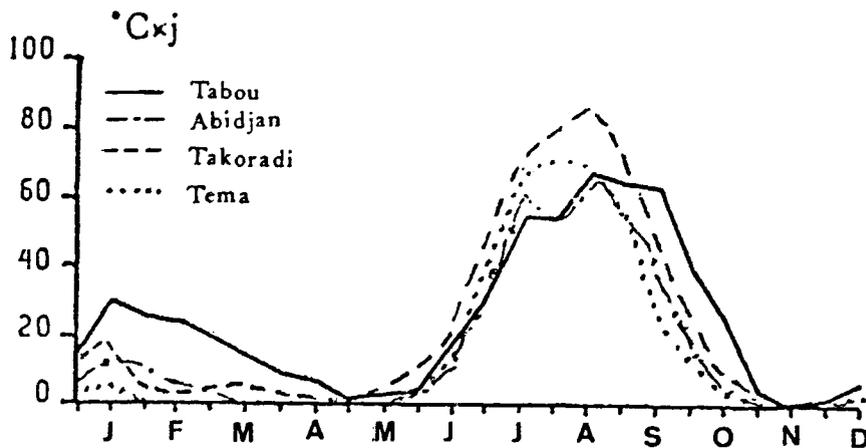
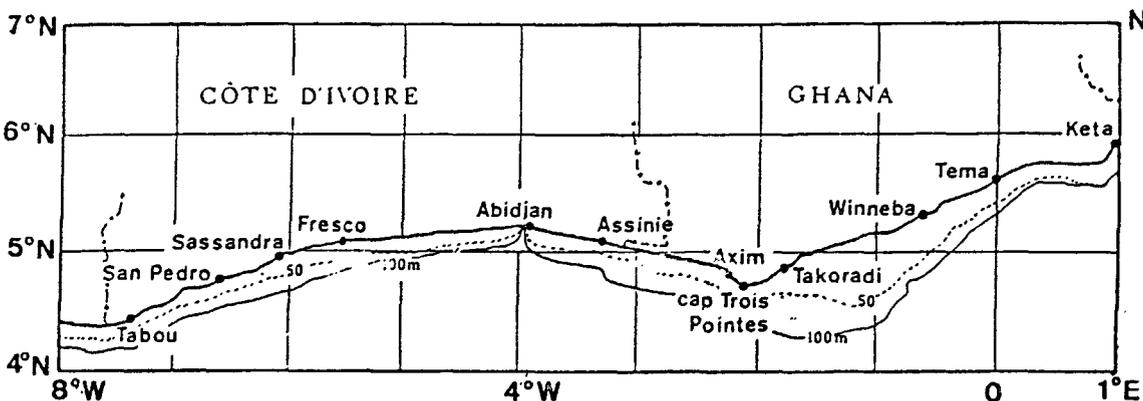


Figure 5

Distribution annuelle moyenne de l'indice d' «upwelling» ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{jours}$ ) défini par le produit : nombre de jours (pour chaque période de quinze jours, de 1978 à 1985, pendant lesquels la SST repérée est inférieure à  $26^{\circ}\text{C}$ ) par l'écart thermique entre la SST moyenne de la quinzaine et cette valeur  $26^{\circ}\text{C}$ . Pour la localisation géographique des stations considérées, cf. carte située au-dessus (Arfi, comm. pers.).

Mean annual distribution of the "upwelling criterion" ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{days}$ ) defined as the product of the number of days in one block of fifteen days (1978-1985) in which the SST is less than  $26^{\circ}\text{C}$  by the temperature difference between the mean temperature in each block to that reference value of  $26^{\circ}\text{C}$ . The location of the coastal stations here considered are mentioned on the map above (Arfi, pers. comm.).

jours en 1984) et des minima de profondeur de la thermocline (52 jours en 1983 mais 28 jours en 1984) entre l'équateur et la côte; décalage également entre les dates de déclenchement des «upwellings» à l'équateur (40 jours) et à la côte (16 jours), entre 1983 et 1984;

- extension méridienne de la pente ascendante de la thermocline (250-300 km) en 1983 et 1984 bien supérieure au rayon de déformation de Rossby (69km), calculé pour un système à deux couches ( $F^{-1}[g*\Delta\rho/\rho*h_1h_2/(h_1+h_2)]^{1/2}$ ); cette extension est cohérente, comme il sera vu plus loin, avec le développement en latitude du courant de Guinée (CG).

Toutes ces observations confirment les incohérences mentionnées dans la partie introductive, et montrent de manière évidente que l'on ne peut pas réduire le déclenchement de l'«upwelling» côtier ivoirien d'été boréal, et *a fortiori* celui d'hiver boréal (l'indice d'«upwelling» est faible, voire nul, à l'est de 1°W) à la propagation d'une onde de Kelvin côtière.

D'autres processus physiques doivent donc être considérés, tant à l'Equateur qu'à la côte, tels: le forçage dû au vent (local et extra-local), la diffusion turbulente, les advections horizontale et verticale...

## DISCUSSION

### Équateur

#### Forçage local

L'évolution comparée des distributions du vent et du champ thermique à 0°,4°W (fig. 3) montre que :

- la SST (immersion 10 m) décroît quand l'intensité des Alizés de Sud-Est croît ; cette décroissance dure tant que la composante zonale ( $\tau_x$ ) de la tension du vent reste négative ; le minimum de SST est atteint environ soixante jours

après l'intensification du vent (Colin *et al.*, 1987) ;

- la SST croît quand la composante zonale de la tension du vent ( $\tau_x$ ) devient positive ; l'intensité de la composante méridienne ( $\tau_y$ ) de la tension du vent n'a que peu d'effet sur les fluctuations de la SST.

Il existe toutefois des périodes au cours desquelles :

- la SST reste minimale bien que la composante zonale de la tension du vent soit proche de zéro, en fin d'été boréal par exemple ;

- la SST reste maximale bien que la composante de la tension du vent soit négative, mais faible en hiver boréal.

Cette disparité se traduit par un coefficient de corrélation non significatif (0,30) au seuil de probabilité de 95 % (0,44) entre les moyennes mensuelles de la composante zonale de la tension du vent et de la SST à 0°,4°W (tab. 1). Toutefois, ce coefficient devient significatif, respectivement 0,65, 0,82 et 0,82 pour des retards de la SST de un, deux et trois mois (ce retard s'explique par le temps que met la thermocline, pour une intensité de vent donnée en régime impulsif, pour atteindre la surface), ces échelles de temps devenant alors compatibles avec celles associées au guide d'onde équatorial (Cane, 1979).

En subsurface, les évolutions de la composante zonale de la tension du vent ( $\tau_x$ ) et de la profondeur de l'isotherme 20°C représentative de celle de la thermocline (D20 à 0°-4°W), présentent aussi certaines similitudes (fig. 3):

- D20 décroît (la thermocline remonte) quand  $\tau_x$  croît négativement après l'intensification des Alizés de Sud-Est;

- D20 croît quand  $\tau_x$  devient positif.

Cette variabilité concomitante des valeurs mensuelles moyennes de  $\tau_x$  et de D20 à 0°-4°W reste cependant faiblement significative (0,51), au seuil de probabilité de 95 % (tab. 2) ; cette liaison linéaire devient forte, respectivement

Tableau 1

Valeurs de la corrélation (r) entre les composantes zonales ( $\tau_x$ ) de la tension du vent (dynes/cm<sup>2</sup>) à 0°-4°W et à 1°N-29°W (SPP) avec la température de surface (SST : °C) à 0-4°W pour des déphasages dans le temps respectivement de 0, 1, 2 et 3 mois. Les intervalles de confiance (I.C.) correspondent au seuil de probabilité de 95 %.

*Correlation values (r) between the zonal components ( $\tau_x$ ) of the windstress (dynes/cm<sup>2</sup>) at 0°-4°W and at 1°N-29°W (SPP) with the sea surface temperature (SST: °C) at 0-4°W for time lags of respectively 0, 1, 2 and 3 months. The confidence intervals (I.C.) correspond to the 95 % statistical level.*

Tableau 2

Identique au tableau 1 mais pour la profondeur de l'isotherme 20°C (D20) à 0-4°W, assimilée à la profondeur de la thermocline.

*Identical to Table 1 but for the depth of the 20°C isotherm 20°C (D20) at 0-4°W, representative of the depth of the thermocline.*

r		SST (0)	SST (1)	SST (2)	SST (3)
$\tau_x$	GG	0.30	0.65	0.82	0.82
	SPP	0.85	0.84	0.65	0.32
		0.44	0.45	0.46	0.48

r		D20 (0)	D20 (1)	D20 (2)	D20 (3)
$\tau_x$	GG	0.51	0.76	0.81	0.60
	SPP	0.83	0.61	0.16	0.08
		0.44	0.45	0.46	0.48

0,76 et 0,81, en considérant un retard de D20 de un et deux mois. Ce décalage dans le temps correspond, en appliquant un modèle linéaire simple type «formulation d'Ekman» (Colin *et al.*, 1987), au temps mis par la thermocline pour atteindre la surface. Le vent local ne peut toutefois pas, comme pour la surface, expliquer l'intégralité des évolutions de la température ; en effet :

- l'intensité de  $\tau_x$ , par application de ce modèle, ne peut justifier que la moitié en 1983 et le tiers en 1984 du déplacement vertical total de D20 observé (Colin *et al.*, 1987) ;
- D20 décroît avant que  $\tau_x$  ne croisse négativement (Weisberg et Colin, 1986) ; ce point sera abordé plus en détails plus loin ;
- D20 présente un minimum secondaire en novembre (1983), alors que la composante zonale de la tension du vent est positive, c'est-à-dire de direction favorable à un «downwelling» et non à un «upwelling» (Colin *et al.*, 1987).

En résumé, eu égard : a) au déphasage trop important qui apparaît entre les fluctuations du vent et celles de la SST pour la surface ; b) à l'impossibilité en subsurface d'expliquer la totalité du déplacement ascendant de la thermocline en été boréal et en automne, le vent local ne peut pas être tenu pour le seul mécanisme physique responsable du déclenchement de l'«upwelling» d'été boréal à 0-4°W.

#### Forçage éloigné

La corrélation entre les enregistrements de SST et de D20 à 0°,4°W et la composante zonale ( $\tau_x$ ) de la tension du vent à SPP (1°N,29°W) est aussi fortement significative, respectivement 0,85 et 0,83 (tabl. 1 et 2) pour un déphasage de zéro à un mois. Si ce coefficient reste significatif avec la SST pour des retards de un (0,84) et deux mois (0,65) en accord avec les études antérieures (Servain *et al.*, 1984), il décroît en revanche très fortement pour D20 où la corrélation n'est plus que de 0,16 pour un retard de deux mois (tab. 2). Il y a donc aussi, dans la plage de temps 0-2 mois pour la SST et 0-1 mois pour D20, une possibilité d'influence du vent de SPP sur le champ thermique observé à 0-4°W.

Le vent à SPP (ou s'exerçant à l'ouest de ce point) ne peut toutefois pas expliquer, en été boréal, l'intégralité de la variabilité thermique observée à 0°-4°W, tant en surface qu'en subsurface :

- les décroissances de la SST et de D20 à 0°-4°W précèdent de un mois en 1983 et de deux mois en 1984, les dates d'intensification du vent à SPP (*cf.* fig. 9 dans Colin et Garzoli, 1987). Weisberg et Colin (1986) ont expliqué la présence de cette remontée par référence aux simulations d'un modèle linéaire simple (Weisberg et Tang, 1983 et 1985).
- D20 présente en novembre un minimum secondaire. Philander et Pacanowski (1986) l'attribuent au maximum secondaire négatif qui apparaît en octobre-novembre dans la composante zonale de la tension du vent «climatique» (Hellerman et Rosenstein, 1983) ; ce maximum n'existe toutefois pas à la même longitude dans le champ de vent observé (Colin et Garzoli, 1987). Weisberg et Colin (1986)

ont montré que la présence de ce minimum pouvait aussi s'expliquer par référence au guide d'onde équatorial : il correspondrait au passage de l'onde de Kelvin équatoriale excitée en mai-juin lors de l'intensification des Alizés de Sud-Est après réflexion aux frontières Est et Ouest, la vitesse de propagation correspondant en moyenne à celle du second mode barocline, mode dominant en zone équatoriale atlantique (Philander et Pacanowski, 1980 ; Weisberg et Tang, 1983 et 1985 ; McCreary *et al.*, 1984).

Pour appréhender la variabilité de la température en un point de l'équateur, il est donc nécessaire de connaître la distribution du champ de vent (intensification et relaxation) sur l'ensemble du bassin équatorial comme le suggéraient les modèles. Les données de vent et de température recueillies à des points fixes équatoriaux au cours du programme FOCAL/SEQUAL auront donc permis non seulement une confirmation du contenu théorique de ces modèles, mais aussi de constituer une référence «surface mer» pour les champs de vent FOCAL/SEQUAL (Tourre et Chavy, 1987) déduits des observations de l'ECMRWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts), et de comprendre certaines observations antérieures ponctuelles (Miller, 1981).

D'autres mécanismes sont toutefois susceptibles de contribuer à la variabilité thermique saisonnière observée à 0-4°W : transfert d'énergie à l'interface air-mer, mélange induit par le fort gradient vertical de la composante zonale des CES (Courant Equatorial Sud) et SCE (Sous-Courant Equatorial), diffusion turbulente...

Nous allons montrer que l'évaluation de ces différents termes permet de préciser les conclusions avancées ci-dessus.

#### Autres mécanismes physiques

Les profils verticaux de température à 0-4°W montrent, en toutes saisons, la présence d'une couche homogène dans la partie supérieure. Entre le printemps et l'été, c'est essentiellement la température de cette couche qui varie et non son épaisseur qui est égale en moyenne à 25 m (Colin et Rual, 1982 ; Houghton et Colin, 1987). L'équation de la chaleur, intégrée verticalement pour une couche de mélange d'épaisseur «H», s'exprime par la relation :

$$\overline{\partial T / \partial t} - \overline{Q / \rho \cdot H \cdot C} = - (u \cdot \overline{\partial T / \partial x} + v \cdot \overline{\partial T / \partial y} + 1/H \cdot W_e \cdot \Delta T + \overline{\nabla \cdot V' \cdot T'}) \quad (1)$$

où x,y,z représentent les axes orientés positivement vers l'Est, le Nord et de bas en haut, u,v,w les composantes zonale, méridienne et verticale de la vitesse du courant, «∂»

les dérivées partielles, ρ la masse volumique et C la capacité calorifique de l'eau de mer. Les termes du premier membre indiquent les variations temporelles de température de la couche de mélange et le flux de chaleur à l'interface air-mer. Les deux premiers termes du second membre concernent respectivement l'advection horizontale dans les directions x et y, le troisième l'advection verticale moyen-

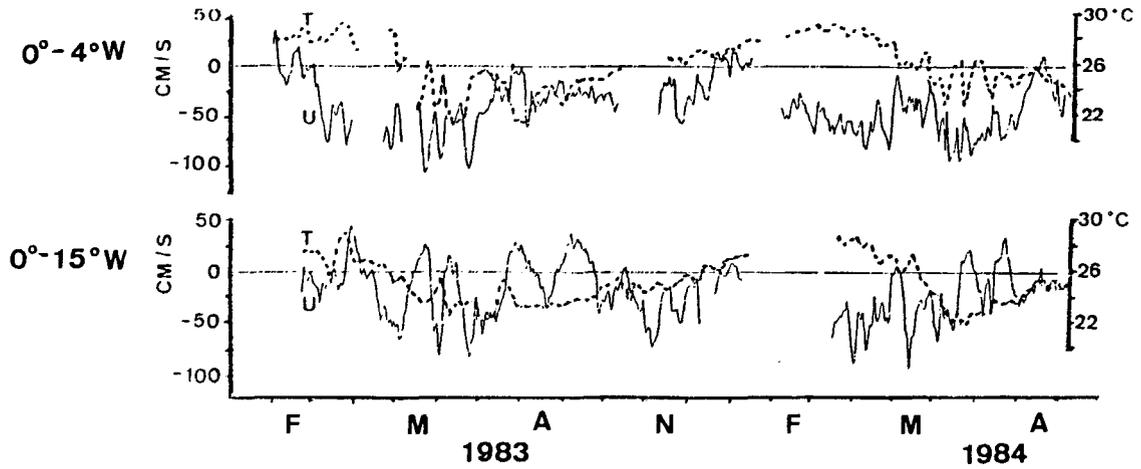


Figure 6

Enregistrements de température (°C) et de la composante zonale (u) de la vitesse du courant (cm/s) à l'immersion 10 m à 0-4°W et 0-15°W pendant le programme FOCAL/SEQUAL.

Temperature (°C) and zonal component (u) of the current speed (cm/s) at 10 m depth at 0-4°W and 0-15°W during the FOCAL/SEQUAL experiment.

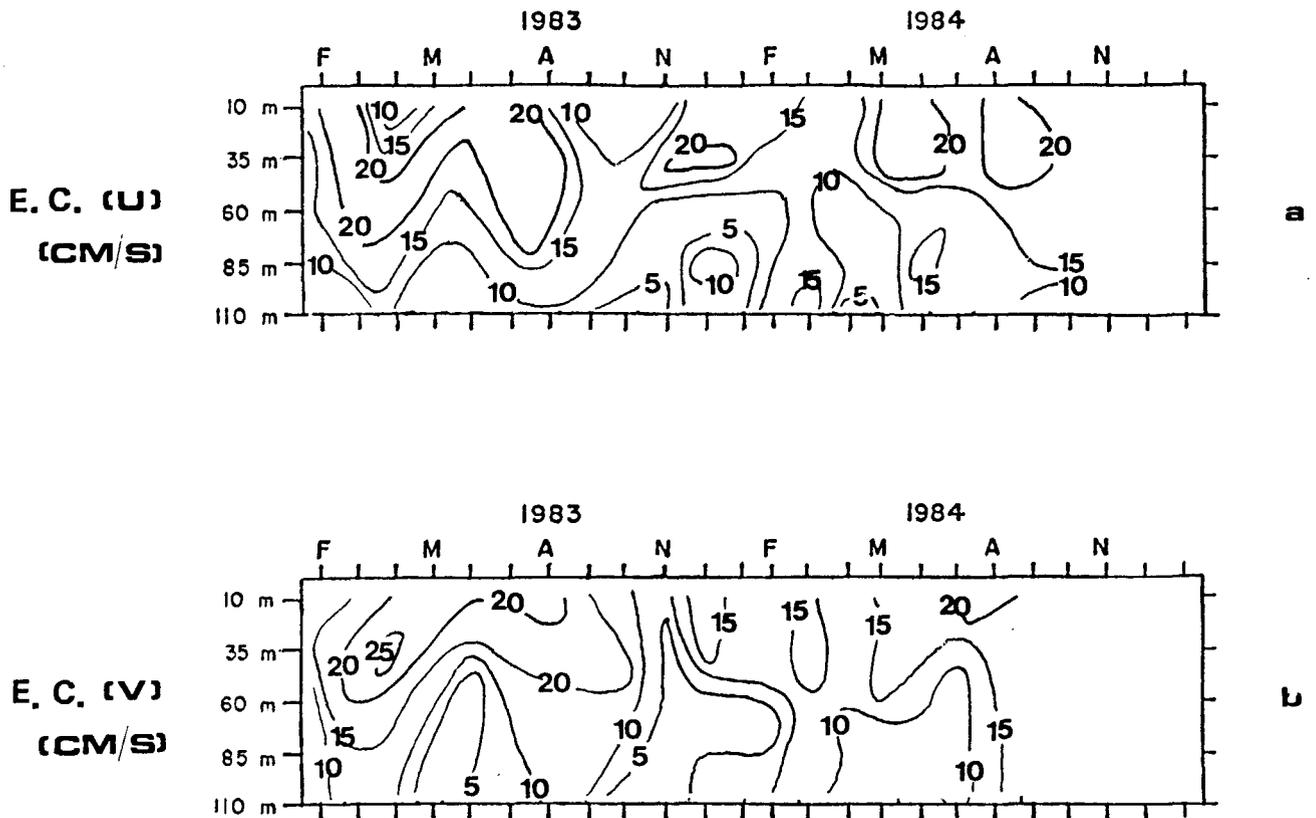


Figure 7

Distributions mensuelles moyennes, en fonction de la profondeur (10-100 m) et du temps (février 1983 à août 1984) à 0-4°W, des écarts-type (E. C.) des composantes zonale (u) et méridienne (v) de la vitesse du courant.

Monthly mean distributions versus depth (10-110 m) and time (February 1983 to September 1984) at 0-4°W of the Standard Deviations (E. C.) of the zonal (u) and meridional (v) components of the current speed.

ne où  $We$  est la vitesse d'entraînement et  $\Delta T$  le saut thermique à la partie supérieure de la thermocline, le quatrième la diffusion turbulente des fluctuations (écart à la moyenne) du vecteur vitesse du courant et de la température dans les trois dimensions.

### Variabilité temporelle de la température

Les enregistrements de température montrent une décroissance moyenne de  $4,5^\circ\text{C}$  en deux mois de la couche de mélange (fig. 3), ce qui conduit à une perte de chaleur de  $103 \text{ W/m}^2$  pour l'épaisseur considérée. La faible amplitude ( $0,6^\circ\text{C}$ ) de l'anomalie du cycle saisonnier moyen de la SST à  $0-4^\circ\text{W}$  (Servain *et al.*, 1985) conduit à une imprécision de cette valeur qui n'excède pas  $12 \text{ W/m}^2$ .

### Flux de chaleur à l'interface air-mer

Une estimation peut être obtenue à partir des valeurs « climatiques » moyennes (Hastenrath et Lamb, 1978 ; Esbensen et Kushnir, 1981 ; Hsiung, 1986). Ces valeurs présentent cependant des différences importantes, souvent de l'ordre de  $20 \text{ W/m}^2$  bien que calculées à partir des mêmes données (!) ; elles sont imputables à la nature non-linéaire du flux et aux méthodes utilisées : a) Hastenrath et Lamb, Esbensen et Kushnir ont quantifié ce flux à partir des distributions mensuelles moyennes, alors que Hsiung l'a calculé en moyennant chaque terme ; b) le maillage retenu est de  $5 \times 5^\circ$ , excepté pour Hastenrath et Lamb qui utilisent  $1 \times 1^\circ$  ; c) les procédures de lissage sont différentes.

Dans cet article la méthode de Hastenrath et Lamb sera retenue, par souci de cohérence avec l'évaluation du flux faite dans la zone de convergence située plus au Nord ( $2^\circ\text{N}-3^\circ\text{N}$ ) par Houghton et Colin (1987). Les cartes mensuelles moyennes indiquent à  $0-4^\circ\text{W}$ , de mai à juillet, un accroissement net du flux de chaleur de  $30 \text{ W/m}^2$ .

### Advection horizontale

Le terme  $u \cdot \overline{\partial T / \partial x}$  est évalué à partir des valeurs mensuelles moyennes de courant et de température obtenues à l'équateur, de mai à juillet, à l'immersion 10 m, sur les deux mouillages de surface positionnés à  $4^\circ\text{W}$  et  $15^\circ\text{W}$  (Weisberg, comm. pers.) ; l'évaluation de  $v \cdot \overline{\partial T / \partial y}$  est obtenue en associant la composante méridienne de la vitesse du courant mesurée sur le mouillage à  $0-4^\circ\text{W}$  aux coupes thermiques AXBT hebdomadaires en été et campagnes saisonnières le long de  $4^\circ\text{W}$ . Les deux années d'observation (fig. 6), conduisent à une valeur moyenne de  $u \cdot \overline{\partial T / \partial x} = - (5,3 \pm 1,1) \times 10^{-7} \text{ }^\circ\text{C/s}$  pour la période de temps considérée, soit à un gain de chaleur moyen de  $51 \pm 10 \text{ W/m}^2$  (la température décroît d'Est en Ouest car l'axe de la divergence équatoriale est décalé dans la direction NW-SE). La valeur moyenne de « $v$ » dans la couche 10-35 m, de mai à juillet, est de  $-11 \text{ cm/s}$  en 1983 et de  $-5 \text{ cm/s}$  en 1984 (Houghton et Colin, 1986) ; elle est respectivement associée à un gradient thermique méridien positif (calculé

sur  $2^\circ$  de latitude), de  $8,3 \times 10^{-8} \text{ }^\circ\text{C/cm}$  en 1983 et de  $4,6 \times 10^{-8} \text{ }^\circ\text{C/cm}$  en 1984 ; la quantité moyenne  $v \cdot \overline{\partial T / \partial y} = - (5,2 + 1,5) \times 10^{-7} \text{ }^\circ\text{C/s}$  conduit à un gain de chaleur moyen de  $58 \pm 15 \text{ W/m}^2$ . Les marges d'erreur sont estimées (seuil de probabilité 95 %) à partir des distributions mensuelles moyennes des écarts-type de « $u$ », « $v$ » (fig. 7) et « $T$ » (figure non montrée), calculées par référence aux données brutes ( $\Delta t = 15 \text{ mn}$ ) à chaque niveau ; elles sont particulièrement élevées en été par suite de la présence d'ondes de forte amplitude forcées par l'atmosphère (Colin et Garzoli, 1988).

### Advection verticale

Le flux vertical de chaleur apparaît dans les termes « entraînement » et « diffusion turbulente » (cette quantité sera évaluée au paragraphe suivant). Le flux d'« entraînement » moyen peut être approché par la quantité  $1/H \cdot We \cdot \Delta T$  (McPhaden, 1982) dans laquelle  $H$ ,  $\Delta T$  et  $We$  représentent l'épaisseur de la couche homogène, le saut de température de la thermocline à la base de la couche homogène et la vitesse verticale d'entraînement définie par  $We = \overline{\partial H / \partial t} + w(-H)$  où  $\overline{\partial H / \partial t}$  et  $w(-H)$  indiquent respectivement la variabilité temporelle de l'épaisseur de la couche homogène et la vitesse verticale à la base de cette couche.

« $H$ » est constant entre mai et juillet (fig. 2 dans Houghton et Colin, 1987) ;  $\overline{\partial H / \partial t}$  est donc nul, voire très faible ; pour obtenir par ce seul terme un refroidissement de la couche homogène comparable à celui observé, il faudrait approfondir la base de cette couche de 102 m (!),

« $w(-H)$ » est estimé à partir du déplacement vertical de l'isotherme  $23^\circ\text{C}$  (située à la partie supérieure de la thermocline) ; les enregistrements indiquent un déplacement moyen de  $25 \pm 2 \text{ m}$  en  $45 \pm 2$  jours soit  $(6,4 \pm 0,9) \times 10^{-6} \text{ m/s}$  (cf. fig. 3 dans Colin *et al.*, 1986). Cette vitesse, associée au gradient thermique vertical  $\overline{\partial T / \partial z}$  observé à cette période ( $0,2 \text{ }^\circ\text{C/m}$ , fig. 8 dans Colin *et al.*, 1986) entre la base de la couche homogène et la partie supérieure de la thermocline, induit un saut moyen de température :

$$\Delta T = -w(-H) \cdot \Delta t \cdot \overline{\partial T / \partial z} = -6,6^\circ\text{C}$$

pendant le temps  $\Delta t$  considéré (deux mois). Cette décroissance de la température de la couche homogène, supérieure à celle mesurée ( $4,5^\circ\text{C}$ ) pour la même période de temps, suffirait à elle seule à expliquer le refroidissement observé à  $0-4^\circ\text{W}$ . Cette quantité correspond à la réponse dynamique de l'océan au forçage exercé par la tension du vent (local et extra-local). Le refroidissement moyen associé à cette quantité  $1/H \cdot We \cdot \Delta T$  est de  $136 \pm 19 \text{ W/m}^2$ .

### Diffusion turbulente verticale

Elle correspond au terme  $\overline{\partial(w' \cdot T') / \partial z}$  qui est inclus dans la

quantité  $\overline{V^*V^*T^*}$  ; il représente, en régime permanent, une estimation du flux de diffusion turbulente à travers la thermocline, par opposition au flux d'entraînement calculé ci-dessus, qui est par définition nul quand  $We = 0$ . En l'absence de mesures directes de la quantité  $w^*.T^*$ , une estimation peut être obtenue à partir des mesures de dissipation d'énergie ( $@$ ) dans la couche de surface (Caldwell *et al.*, 1980) par la relation :

$$\overline{w^*.T^*} = -K_z/\rho \cdot \overline{\partial T/\partial z} < (A.@/N^2) \cdot \overline{\partial T/\partial z} \quad (2)$$

$$\overline{w^*.T^*} < A.@/g\epsilon$$

où  $K_z$  est le coefficient de diffusion turbulente verticale de la chaleur majoré par celui de la vitesse,  $N$  la fréquence de Vaisälä,  $A = 0,2$  (coefficient constant, Osborn, 1980),  $g = 9,81\text{m/s}^2$  (gravité),  $\rho = 1,023 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ,  $\epsilon = 2 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}$  (coefficient d'expansion thermique) et  $\partial T/\partial z = 0,2^\circ\text{C/m}$ .

Une valeur moyenne de  $@ = (1,4 \pm 0,25) \times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}^3$  a été obtenue par Crawford et Osborn (1981) pour la zone équatoriale de l'Océan Atlantique ce qui équivaut, pour l'épaisseur de la couche considérée, à un refroidissement moyen de  $63 \pm 11 \text{ W/m}^2$ , quantité importante certes, mais cepen-

dant insuffisante pour induire, par mélange vertical turbulent, la perte de chaleur observée.

### Diffusion turbulente horizontale

Ce terme correspond à la quantité  $\overline{\partial(u^*.T^*)/\partial x + \partial(v^*.T^*)/\partial y}$  estimée à partir des fluctuations observées par rapport aux valeurs mensuelles moyennes obtenues aux points fixes 0-4°W et 0-15°W (fig. 8). Bien que les quantités  $u^*.T^*$  soient élevées de mai à juillet à 0-4°W ( $55^\circ\text{C cm/s}$ ) et à 0-15°W ( $38^\circ\text{C cm/s}$ ), le gradient zonal reste cependant faiblement positif. Sa contribution correspond à un refroidissement de  $9 + 3,5 \text{ W/m}^2$ , les épaisseurs des couches homogènes à 0-4°W et 0-15°W étant du même ordre de grandeur.

Les valeurs mensuelles moyennes de  $v^*.T^*$  montrent, de mai à juillet, une valeur moyenne négative de  $-10,5^\circ\text{C.cm/s}$  (- 12 en 1983 et - 9 en 1984) entre les immersions 10 et 35 m (fig. 8), avec un écart-type de  $4^\circ\text{C.cm/s}$  ; aux immersions supérieures 60, 85 et 110 m, cette quantité n'est pas significativement différente de zéro. Le co-spectre de  $v^*$  et  $T^*$  montre que les 2/3 ( $- 6 \pm 1^\circ\text{C.cm/s}$ ) sont contenues à

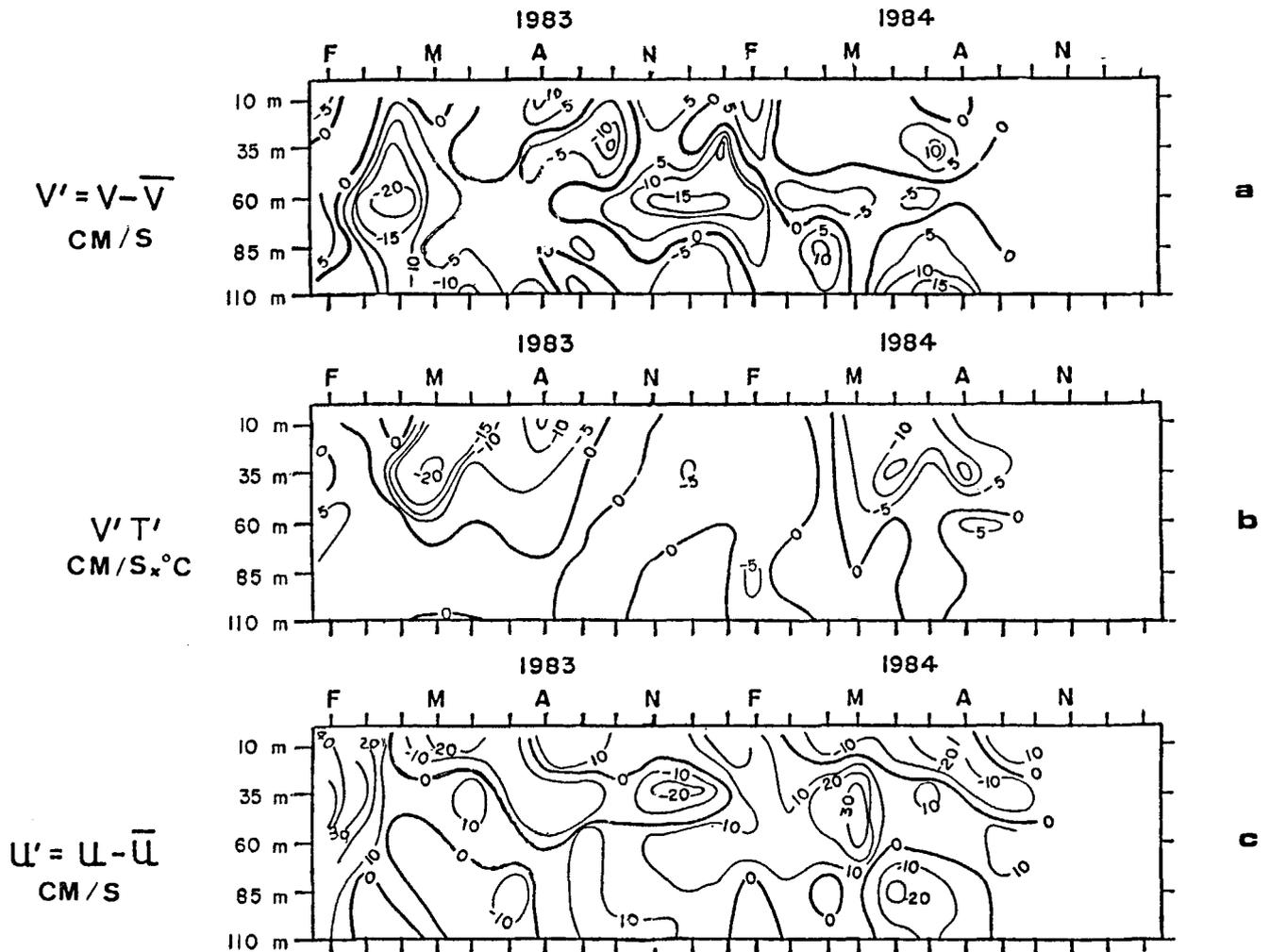


Figure 8

Distributions mensuelles moyennes, en fonction de la profondeur (10-110 m) et du temps (février 1983 à septembre 1984) à 0-4°W des fluctuations de : a) la composante méridienne ( $v'$ ) de la vitesse du courant ; b) du produit  $v^*.T'$  où  $T$  indique la température ; et c) la composante zonale ( $u'$ ) de la vitesse du courant.

Monthly mean distributions versus depth (10-110 m) and time (February 1983 to September 1984) at 0-4°W of the fluctuations of : a) the meridional component ( $v'$ ) of the current speed ; b) the product  $v^*.T'$  where  $T$  is the temperature and (c) the zonal component ( $u'$ ) of the current speed.

l'équateur dans la plage dix-vingt jours (Houghton et Colin, 1987). A la bordure Nord prise à 2°N (latitude moyenne de la zone de convergence),  $\partial T/\partial y$  déduit des coupes FOCAL à 4°W en été, est inférieur dans un rapport de 1 à 4 en moyenne au gradient équatorial calculé au niveau du front thermique ; il est estimé que  $T'$  varie dans les mêmes proportions ; quant à  $v'$ , en l'absence de mesures en continu, il est estimé être au maximum égal au  $v'$  équatorial. Ce gradient correspond à un refroidissement maximal moyen de  $40 \pm 7,5 \text{ W/m}^2$ . Ce terme est également responsable, à concurrence de 60 %, du refroidissement de la forte couche homogène observée entre l'équateur et la côte, du printemps à l'été (Houghton et Colin, 1987). Le refroidissement total ( $49 \pm 11 \text{ W/m}^2$ ) est représenté, pour 84 %, par le gradient méridien. Les marges d'erreur (seuil de probabilité 95 %) sont estimées à partir des écarts-type mensuels moyens (figure non montrée) calculés par référence aux données brutes ( $\Delta t = 15 \text{ mn}$ ).

### Bilan total

L'addition de tous les termes du second membre de l'équation (1) équivaut à un refroidissement global de  $139 \pm 66 \text{ W/m}^2$ , à comparer aux  $133 \pm 32 \text{ W/m}^2$  du premier membre. Aux erreurs de mesure qui sont importantes (évitage du mouillage, vibrations sur la ligne, précision des mesures,

faible densité des observations disponibles), ce calcul conduit néanmoins à des valeurs moyennes qui s'équilibrent globalement. Il montre que la part du refroidissement liée au vent (déplacement vertical moyen de la thermocline) et à la diffusion turbulente verticale, représente les 4/5 du refroidissement total du second membre de l'équation (1). Sans être exhaustive, cette évaluation est intéressante, car elle permet d'estimer les parts respectives des différents termes.

### Côte

#### Forçage local

Le vent local et la température sont aussi en phase à 5°N, 4°W en certaines périodes de l'année (fig. 4 et 9) :

- la SST et  $D_{20}$  décroissent après l'intensification des Alizés, mai-juin en 1983 et début juin en 1984 (Colin, 1988) ;
- la SST et  $D_{20}$  sont minimales quand  $V_x$  (composante zonale de la vitesse du vent) est maximale et positive, de juin à août, la direction du vent devenant alors parallèle à la côte, et par conséquent favorable au déclenchement d'un «upwelling» d'Ekman ;
- la SST et  $D_{20}$  croissent quand  $V_x$  décroît.

Un coefficient de corrélation ( $r$ ) de -0,55 caractérise cette dépendance linéaire entre la composante zonale de la vitesse du vent ( $V_x$ ) et la température (tab. 3). Cette liaison est maximale (-0,71), et reste significative (-0,57) pour des

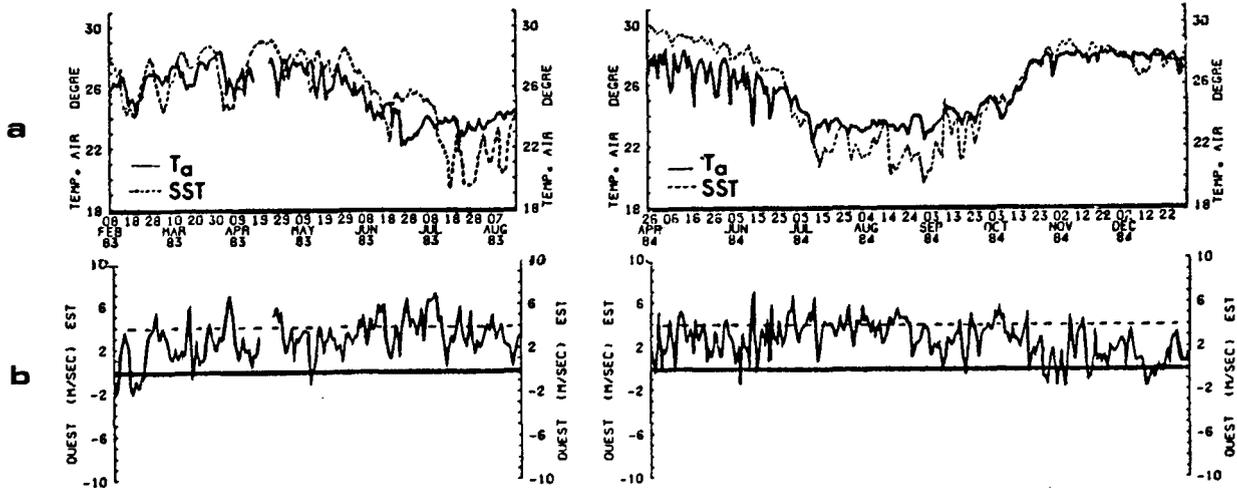


Figure 9

Distributions : a) de la température (°C) de l'air ( $T_a$ ) à WR et de la surface de la mer (SST) à CS ; b) de la composante zonale (m/s) de la vitesse du vent (la côte est orientée Est-Ouest) à WR (hauteur 27 m au-dessus du niveau de la mer) du 8 février au 16 août 1983 et du 26 avril au 31 décembre 1984 (cf. fig. 1). La ligne en tirets indique la valeur moyenne de 4 m/s (adapté de Colin, 1988).

Records of: a) air ( $T_a$ ) at WR and sea surface (SST) temperature (°C) at CS; and b) zonal component (m/s) of the wind speed (the orientation of the coast is east-west) at WR ( $H = 27 \text{ m}$  above sea level) from February 8 to August 16 in 1983 and from April 26 to December 31 in 1984. The dashed line indicates the 4 m/s mean speed (adapted from Colin, 1988).

Tableau 3

Valeurs de la corrélation ( $r$ ) entre la composante zonale ( $V_x$ ) de la vitesse (m/s) du vent à WR et la SST à CS à Abidjan (Côte d'Ivoire ; cf. fig. 1) pour des déphasages de 0, 1, 2 et 3 mois. Les intervalles de confiance (I.C.) correspondent au seuil de probabilité de 95 %.

Correlation values between the zonal component ( $V_x$ ) of the speed (m/s) of the wind at WR with SST at CS at Abidjan (Ivory Coast ; see Fig. 1) for time lags of respectively 0, 1, 2 and 3 months. The confidence intervals correspond to the 95 % statistical level.

$r$	T (0)	T (1)	T (2)	T (3)
$V_x$	0.55	0.71	0.57	0.34
I. C.	0.44	0.45	0.46	0.46

retards de température (SST et  $D_{20}$ ) de un et deux mois. L'application d'un modèle linéaire simple barocline (Gill, 1982) :

$$\eta = (c \tau_s / g' h_1) \cdot t \cdot \exp(-y/r)$$

$$v = -(\tau_s / f h_1) \cdot [1 - \exp(-y/r)]$$

où  $\eta$ ,  $c$ ,  $\tau_s$ ,  $g'$ ,  $h_1$ ,  $t$ ,  $y$ ,  $r$ ,  $v$  et  $f$  représentent respectivement le déplacement vertical de l'interface (profondeur de la thermocline) entre la couche homogène et l'océan profond, la vitesse des ondes longues de gravité dans un système à deux couches ( $c = \text{SQRT}(g' h_1 h_2 / (h_1 + h_2))$ ), la tension du vent à la surface (0,23 dynes/cm<sup>2</sup> pour  $V_x = 4$  m/s), la gravité réduite ( $g \Delta\rho/\rho$ ), l'épaisseur de la couche de surface, le temps, la distance à la côte, le rayon interne de déformation de Rossby ( $c/f$ ), la composante méridienne de la vitesse du courant et le paramètre de Coriolis ( $2w \sin\phi$  où  $\phi$  est la latitude du lieu considéré) conduit à :

- des temps (36 jours en 1983 et de 66 jours en 1984) mis par l'interface pour atteindre la surface ;
  - une distribution méridienne de la SST ;
  - une distribution verticale de l'intensité de la composante méridienne (Sud en surface et Nord en profondeur) de la vitesse du courant;
- comparables à ceux observés (Colin, 1988).

Toutefois, compte tenu de la :

- différence importante observée dans les temps des déplacements ascendants de la thermocline entre 1983 et 1984 imputable non aux valeurs de  $\tau_s$  (elles sont du même ordre de grandeur), mais aux immersions respectives initiales de la thermocline, 55 m en 1984 et 40 m en 1983 ;
- présence d'une pente positive de la thermocline bien plus faible (pour un même déplacement vertical de la thermocline à la côte) que celle que l'on observerait en présence du seul «upwelling» d'Ekman à la côte (rapport de 0,23 à 1) ;
- c) présence d'un refroidissement secondaire des eaux de surface, en hiver boréal, mais par vent faible, la distribution du vent local à la côte ne peut, comme pour l'équateur, expliquer l'intégralité des fluctuations observées, à l'échelle saisonnière, dans le champ thermique. La profondeur de la thermocline à/près de la côte est donc dépendante de l'action. d'autres mécanismes physiques, tel l'ajustement géostrophique au courant de Guinée.

#### Forçage éloigné

Ingham (1970) et Philander (1979) avaient proposé l'ajustement géostrophique de la thermocline au courant de Guinée (CG) comme mécanisme physique responsable du refroidissement des eaux de surface le long de la côte (5°N), en été boréal. Les observations FOCAL/SEQUAL montrent que : a) la pente de la thermocline de la côte vers le large à 4°W et à l'Est de 4°W, est cohérente avec les extensions méridienne et zonale du courant de Guinée mesuré en été et en hiver (Hénin *et al.*, 1986 ; Houghton et Colin, 1986); b) les vitesses géostrophiques déduites de la distribution de la densité (la température est le paramètre

dominant) le long de 4°W, sont du même ordre de grandeur que les vitesses instantanées observées (Colin, 1988). CG présente deux maxima, respectivement en été (maximum principal) et en hiver, confirmant ainsi les mesures directes antérieures (Lemasson et Rébert, 1973) et la circulation déduite des données «historiques» (Richardson et McKee, 1984 ; Arnault, 1987). Le maximum d'été est associé au développement maximal du CCEN (Contre-Courant Équatorial Nord), et est en phase avec la variation en latitude du maximum de la composante verticale du rotationnel négatif du vent qui est centré sur 2°N-3°N (fig. 10), étendant ainsi à la partie Est les résultats antérieurs de Katz et Garzoli (1982) pour les parties centrale et Ouest. En hiver, en revanche, ce rotationnel négatif est : a) limité à la moitié Est du bassin ; b) d'intensité plus faible ; c) situé plus au Sud. Cette diminution est compensée toutefois par la progression vers le Sud du fort rotationnel positif du vent centré entre le Sénégal et la Guinée, et repoussé en été sur le Maroc et la Mauritanie (fig. 10). Cette relation «rotationnel du vent - intensité CG» peut être évaluée à partir de la théorie de Sverdrup (Lacombe, 1965) :

$$u = (\Delta x / \rho H 2 w \cos\phi) [\text{tg}\phi \cdot \overline{\text{rot}_z \tau_s} + R \cdot \overline{\partial/\partial y} (\text{rot}_z \tau_s)]$$

où  $\overline{\text{rot}_z \tau_s}$  représente la composante verticale du rotationnel de la tension du vent en surface,  $R$  le rayon de la terre,  $H$  la profondeur de la thermocline considérée comme niveau de frottement nul,  $\Delta x$  la distance du point considéré à la bordure Est prise pour origine, les autres unités ayant été définies antérieurement.

L'application de ces relations aux distributions mensuelles moyennes du vent FOCAL/SEQUAL (Tourre et Chavy, 1987), de mai à août, conduit à une valeur positive de la composante zonale ( $u$ ) moyenne de la vitesse du courant de 56 cm/s entre 2°30N et la côte à 4°W, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que les mesures directes «instantanées» effectuées en 1983 (70 cm/s fin avril-début mai et 35 cm/s début août), et/ou en 1984 (80 cm/s à la mi-juillet). En hiver (novembre à février), la vitesse calculée à 4°W à la côte est de 29 cm/s à comparer aux vitesses instantanées observées, 45 cm/s en février 1983 et 30-40 cm/s en février 1984 ; l'imprécision sur la valeur du rotationnel (et donc sur la vitesse calculée), pour une profondeur donnée de la thermocline, est plus grande en cette saison car la ZCA évolue entre la côte et l'équateur. La présence d'un maximum secondaire de flux Est en hiver boréal avaient conduit certains auteurs (Boisvert, 1967 ; Longhurst, 1970) à associer CG au courant des Canaries, le CCEN disparaissant totalement en cette période de l'année (Garzoli et Katz, 1983).

L'influence du rotationnel du vent sur la circulation de surface et la distribution de la thermocline associée, le long de la côte, dans le Golfe de Guinée, a été indirectement montrée par Philander et Pacanowski (1986) à partir de simulations du modèle tri-dimensionnel et non-linéaire du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory de l'Université de Princeton, USA). Les auteurs, en plaçant un mur fictif à la longitude 35°W et en «forçant» le modèle par la compo-

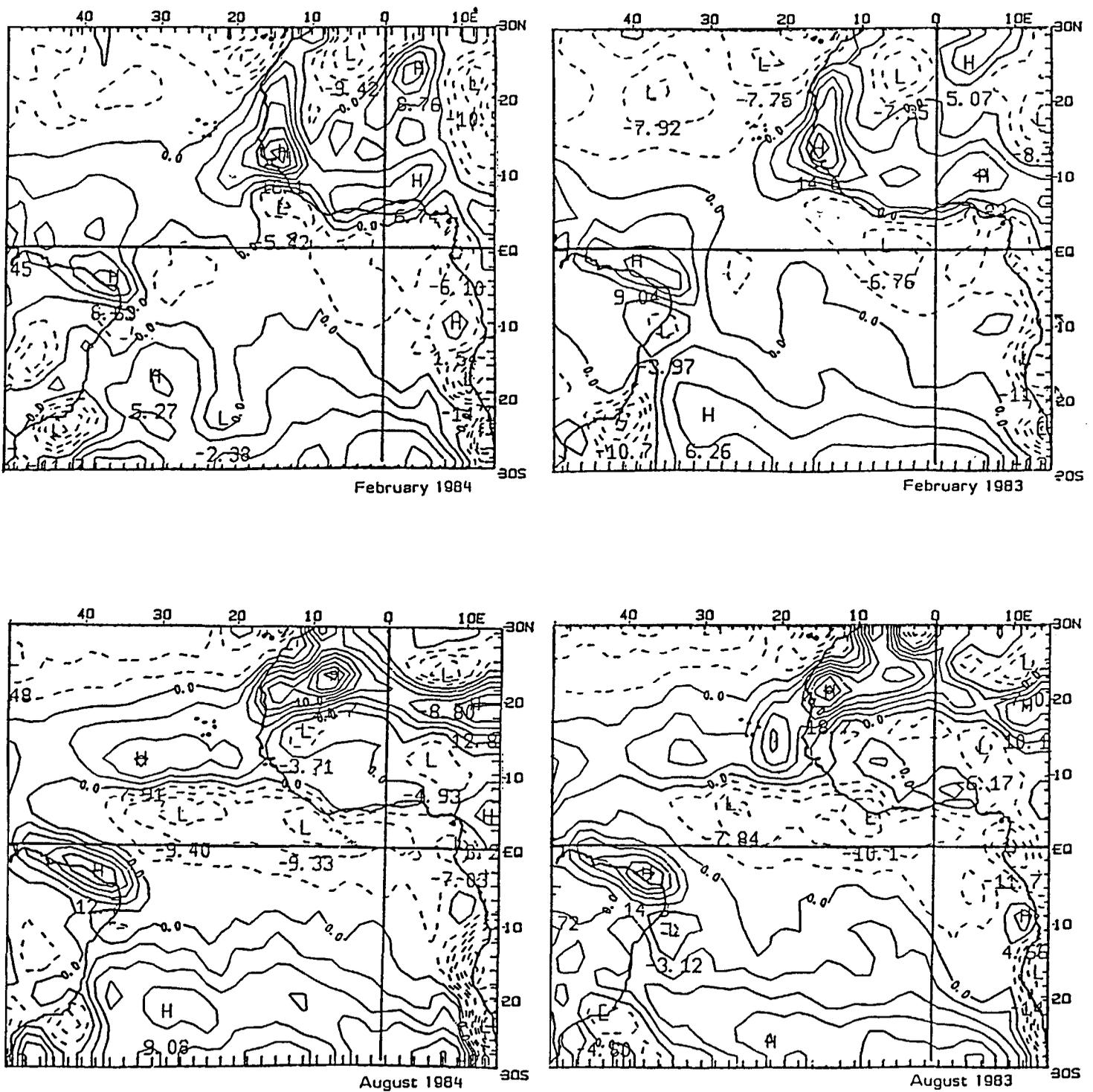


Figure 10  
 Cartes de distributions moyennes du rotationnel de la vitesse du vent moyen de surface ECMRWF en février et août 1983, 1984. Les valeurs négatives du rotationnel (sens anticyclonique) sont en traits pointillés. Les unités sont en  $10^{-6} s^{-1}$  (adapté de Tourre et Chavy, 1987).

Maps of the ECMRWF mean wind speed curl in February and August 1983 and 1984. The negative values (anticyclonic sense) are represented by dashed lines. The units are in  $10^{-6} s^{-1}$  (adapted from Tourre and Chavy, 1987).

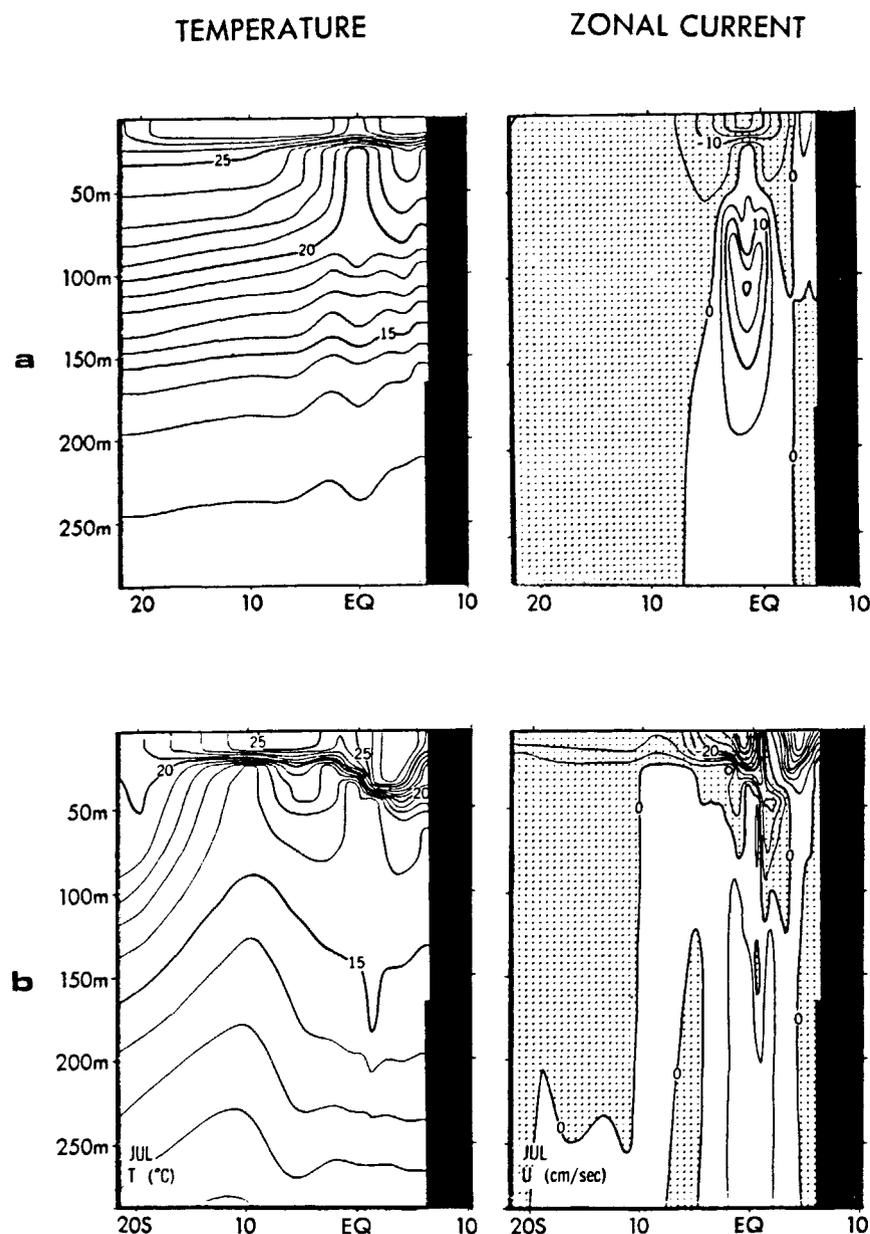


Figure 11

Simulations verticale (0-300 m) et méridienne (20°S-10°N) de la température (°C) et de la composante zonale (cm/s) de la vitesse du courant obtenues le 15 juillet le long du méridien origine par le modèle du GFDL quand ce dernier est forcé : a) uniquement par la composante zonale (indépendante de la latitude) de la tension du vent «climatique» d'Hellerman et Rosenstein (1983) ; b) par l'ensemble de ce vent «climatique» (adapté de Philander et Pacanowski, 1986 ; cf. texte pour informations complémentaires).

*Vertical (0-300 m) and meridional (20°S-10°N) simulated distributions of the temperature (°C) and zonal component (cm/s) of the speed of the current in July 15, along the 0°W meridian when the GFDL model is forced by: a) only the zonal component (independent of latitude) of the "climatic" windstress of Hellerman and Rosenstein (1983) and b) the whole "climatic" windstress field (adapted from Philander and Rosenstein, 1986 ; see text for more informations).*

sante zonale du vent «climatique» (Hellerman et Rosenstein, 1983) à l'équateur, sans variation latitudinale, constatèrent, en été, la totale disparition de la pente méridienne de la thermocline et du courant de Guinée à la côte (fig. 11 a). Par rapport à la situation «normale» (fig. 11 b), qui est cohérente avec celle observée à la même période, cette simulation montre que les fluctuations de température et de courants à la côte ne dépendent pas de la distribution

saisonnnière de la composante zonale de la tension du vent à l'équateur, mais *a contrario* du rotationnel de ce vent, nul dans ce cas de figure. Les auteurs concluent alors que, «si le vent à l'équateur détermine la réponse de la couche de surface à l'équateur dans le Golfe de Guinée, il joue un rôle négligeable dans le déclenchement des «upwellings» côtiers observés en été boréal (et *a fortiori* en hiver) le long de la côte (5°N) ; ces derniers dépendent étroitement des

modifications d'intensité des composantes du vent et de son rotationnel sur l'ensemble du Golfe de Guinée». Ces conclusions confirment celles déduites des observations effectuées pendant le programme FOCAL/SEQUAL.

## CONCLUSIONS

Les observations effectuées pendant le programme franco-américain FOCAL/SEQUAL, programme réalisé en 1983 et 1984 sur l'ensemble du bassin équatorial atlantique, auront permis, tant par leur diversité que par leurs quantité et qualité, de mieux appréhender les mécanismes physiques liés aux «upwellings» équatorial et côtier le long du méridien 4°W. C'est ainsi qu'à l'équateur, l'évaluation des coefficients de corrélation entre les valeurs de la composante zonale de la tension du vent et la température (SST et profondeur de la thermocline) semblent montrer que le refroidissement de la couche homogène de surface est, pour une grande part, dû à la remontée de la thermocline induite par la dynamique océanique en réponse à la distribution du vent à 0-4°W et à l'Ouest (1°N, 29°W) de ce point. La remontée de la thermocline en février-mars et le minimum de profondeur de la thermocline en novembre ne peuvent pas être expliqués par la distribution du vent local et seraient à rattacher au guide d'onde équatorial (Weisberg et Tang, 1985) : la première apparaît en période de cessation des alizés de Sud-Est, et pourrait être induite par la propagation d'une onde de Kelvin d'«upwelling» née de la réflexion sur le bord ouest de l'onde de Rossby engendrée dans la partie équatoriale Ouest ; le second, qui apparaît par vent de Sud-Ouest, pourrait être lié au passage de l'onde de Kelvin d'«upwelling» induite par l'intensification des Alizés de Sud-Est au printemps après réflexion aux frontières Est et Ouest. La diffusion turbulente (verticale et horizontale) contribue pour une part importante (45 % d'après notre évaluation) au refroidissement total théo-

rique moyen (248 W/m<sup>2</sup>) de la couche de surface à l'équateur ; ce refroidissement est tempéré par les flux de chaleur (139 W/m<sup>2</sup>) transmis par l'atmosphère et advectés par les courants (Courant Équatorial Sud en surface et la forte composante Sud du courant mesurée à la base de la couche homogène). A la côte (5°N), les observations montrent : a) un déphasage différent en 1983 et 1984 entre les minima de température observés à l'équateur et à la côte ; b) un intervalle de temps différent entre les dates de déclenchement des «upwellings» à l'équateur et à la côte, entre 1983 et 1984 ; c) une variabilité spatio-temporelle de l'amplitude du refroidissement côtier, tant en été qu'en hiver ; d) une extension en latitude de la pente de la thermocline de loin supérieure au rayon de déformation de Rossby. Cet «upwelling» côtier ne peut donc pas être exclusivement lié, comme il avait été suggéré par Adamec et O'Brien (1978) mais infirmé par Philander et Pacanowski (1986), à la propagation d'une onde de Kelvin côtière née de la réflexion sur le bord Est de l'onde de Kelvin équatoriale induite par l'intensification de la composante zonale de la tension du vent au printemps sur la partie équatoriale Ouest. En revanche, les refroidissements d'été et d'hiver à la côte (4°W-5°N), sont en phase avec les maxima du courant de Guinée ; en été, la remontée de la thermocline est amplifiée par l'intensification de la composante du vent parallèle à la côte, accentuant ainsi le refroidissement des eaux de surface en cette période de l'année. Les maxima de vitesse du courant de Guinée, en été et en hiver, sont en phase avec les intensités de la composante verticale du rotationnel du vent : rotationnel anticyclonique sur la partie équatoriale Est en été et rotationnel cyclonique sur le continent ouest-africain en hiver.

## RÉFÉRENCES

- Adamec D. et J.J. O'Brien (1978). The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing. *J. phys. Oceanogr.*, **8**, 1050-1060.
- Arnault S. (1987). Tropical geostrophic currents and ship drifts. *J. geophys. Res.*, **92**, C 5, 5076-5088.
- Boisvert W.E. (1967). Major currents in the North and South Atlantic Ocean between 64°N and 60°S. Technical Report, Hydrographic Office, Washington, TR-193, 92 pp.
- Busalacchi A.J. et J. Picaut (1983). Seasonal variability from a model of the tropical Atlantic Ocean. *J. phys. Oceanogr.*, **13**, 1564-1588.
- Caldwell D. R., D. M. Dillon, J. M. Brubaker, P. A. Newberger et C. A. Paulson (1980). The scaling of vertical temperature gradient spectra. *J. geophys. Res.*, **85**, 1917-1924.
- Cane M. (1979). The response of an equatorial ocean to simple wind stress patterns. *J. mar. Res.*, **37**, 733-752.
- Cane M. et E. S. Sarachik (1981). The response of a linear equatorial ocean to periodic forcing. *J. mar. Res.*, **39**, 651-693.
- Colin C. (1988). Coastal upwelling events in front of Ivory Coast during the FOCAL program. *Oceanologica Acta*, **11**, 2, 125-138.
- Colin C. (1989). Sur la variabilité dans le Golfe de Guinée : nouvelles considérations sur les mécanismes d'upwelling. *Thèse de Doctorat. Docuums ORSTOM, TDM 53*, 1-64.
- Colin C et P. Rual (1982). Variabilité basse fréquence à 0°-4°W durant CIPREA, *Docuums ORSTOM : Journées du Golfe de Guinée, 4-6 juin 1982*.
- Colin C. et S.L. Garzoli (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 S.L. Garzoli (1988). High-frequency variability of the *in situ* wind, temperature and current measurements in the equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL experiment. *Oceanologica Acta*, **11**, 2, 139-148.

- Colin C., J. Gonella et J. Merle (1987). Equatorial upwelling at 4°W during FOCAL, *Proceedings International Symposium on Equatorial Vertical Motion, Paris 6-10 May, 1985, Oceanologica Acta, Spec. vol. No. 6*, 39-49.
- Colin C., Y. Gallardo, R. Chuchla et S. Cissoko (1991). Synthèse du plateau continental de Côte d'Ivoire (environnements climatique et océanographique). *Docums ORSTOM* (sous presse).
- Colin C., R. Chuchla, D. Corre, G. Hesloin et M. Privé (1989). Vents, courants et température observés de février 1983 à octobre 1984. *FOCAL III*, Éditions de l'ORSTOM, 1-30.
- Crawford W. R. et T. R. Osborn (1981). Pacific equatorial turbulence. Recent progress in Oceanography. Report of SCOR WG 47, Venice, Italy, 27-30/4/1981, 207-218.
- Esbensen S. K. et V. Kushnir (1981). The heat budget of the global Ocean : an atlas based on estimates from surface marine observations, Climate Research Institute of Oregon State University, Report 29, 1-27.
- Garzoli S. et E. Katz (1983). The forced annual reversal of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. *J. phys. Oceanogr.*, **13**, 2082-2090.
- Gill A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, International, Geophysics series, 30.
- Hastenrath S. et P. J. Lamb (1977). Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and eastern Pacific Ocean. The University of Wisconsin Press, 1-15.
- Hastenrath S. et P. J. Lamb (1978). Heat budget atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Ocean. The University of Wisconsin Press, 1-15.
- Hellerman S. et M. Rosenstein (1983). Normal monthly windstress over the world ocean with error estimates. *J. phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104.
- Hénin C., P. Hisard and B. Piton (1986). Observations hydrologiques dans l'Océan Atlantique équatorial (juillet 1982-août 1984). *FOCAL I*, Éditions de l'ORSTOM, 1-191.
- Hisard P. (1980). Observations de réponse du type «El Nino» dans l'Atlantique tropical oriental : Golfe de Guinée. *Oceanologica Acta*, **3**, 1, 69-78.
- 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 variations of the subsurface thermal structure in the Gulf of Guinea. *J. phys. Oceanogr.*, **13**, 11, 2070-2081.
- Houghton R.W. et C. Colin (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 C. Colin (1987). Wind-driven meridional eddy heat flux in the Gulf of Guinea. *J. geophys. Res.*, **92**, C10, 10777-10786.
- Hsiung J. (1986). Mean surface energy fluxes over the global Ocean. *J. geophys. Res.*, **91**, 10585-10606.
- Ingham M.C. (1970). Coastal upwelling in the northwestern Gulf of Guinea. *Bull. mar. Sci.*, **20**, 2-34.
- Katz E. et S. Garzoli (1982). Response of the western equatorial Atlantic Ocean to an annual wind cycle. *J. mar. Res., suppl.*, **40**, 307-327.
- Lacombe H. (1965). *Cours d'Océanographie Physique*. Gauthiers-Villars, 1-392.
- Lemasson L. et J.-P. Rébert (1973). Les courants marins dans le Golfe ivoirien. *Cah. ORSTOM, Sér. Oceanogr.*, **11**, 67-95.
- Longhurst A.R. (1970). A review of the Oceanography of the Gulf of Guinea. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. N., Sér. A*, **24**.
- McCreary J. P., J. Picaut et D. Moore (1984). Effects of remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic Ocean. *J. mar. Res.*, **42**, 45-81.
- McPhaden M. J. (1982). Variability in the central Indian Ocean : Oceanic heat and turbulent energy balances. *J. mar. Res.*, **40**, 403-419.
- Merle J. (1980). Variabilités thermiques annuelle et interannuelle de l'Océan Atlantique équatorial Est. L'hypothèse d'un «El Nino» atlantique. *Oceanologica Acta*, **3**, 209-220.
- Miller L. (1981). Acoustic measurements of the dynamic height and wind speed in the eastern equatorial Atlantic. Report of the Final Meeting of SCOR WG 47, Nova University Press, 325-334.
- Moore D. et S. G. H. Philander (1977). *Modelling of the tropical Atlantic Circulation*. *The Sea*, vol. 6, E. Goldberg et al., editors., Wiley Interscience, 319-361.
- Morlière A. et J.-P. Rébert (1972). Étude hydrologique du plateau continental ivoirien. *Doc. scient. Cent. Rech. océanogr. Abidjan*, **3**, 1-30.
- Osborn T. R. (1980). Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. phys. Oceanogr.*, **10**, 83-89.
- Philander S. G. H. (1979). Upwelling in the Gulf of Guinea. *J. mar. Res.*, **37**, 23-33.
- Philander S. G. H. et R. C. Pacanowski (1980). The generation of equatorial currents. *J. geophys. Res.*, **85**, 1123-1136.
- Philander S.G.H. et R.C. Pacanowski (1981). The oceanic response to cross equatorial winds (with application to coastal upwelling in low latitudes). *Tellus*, **33**, 20-210.
- Philander S. G. H. et R. C. Pacanowski (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.
- Piton B. (1985). Anomalie thermique dans la partie orientale du Golfe de Guinée durant l'été 1984 et pluviosité excédentaire à Sao Tomé. *Veille Climatol. Sat.*, **5**, 22-25.
- Richardson P.L. et T.K. McKee (1984). Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts. *J. phys. Oceanogr.*, **14**, 7, 1226-1238.
- Servain J., J. Picaut et J. Merle (1984). Evidence of remote forcing in the Atlantic Ocean. *J. phys. Oceanogr.*, **12**, 129-135.
- Servain J., J. Picaut et A. Busalacchi (1985). *Interannual and Seasonal variability of the tropical Atlantic Ocean depicted by sixteen years of sea surface temperature and windstress. Coupled-Ocean Atmosphere*. J. C. J. Nihoul, editor, 211-237.
- Tourre Y. et P. Chavy (1987). Vents de surface moyens pendant FOCAL. Analyses cinématiques. Atlas ORSTOM, LODYC, Météorologie Nationale, 1-75.
- Voituriez B. (1981). The equatorial upwelling in the eastern Atlantic Ocean. Recent Progress in Equatorial Oceanography, Nova University Press, 229-247.
- Weisberg R. et T. Y. Tang (1983). Equatorial ocean response to growing and moving wind systems with applications to the Atlantic. *J. mar. Res.*, **41**, 461-486.
- Weisberg R. H. et T. Y. Tang (1985). On the response of the equatorial thermocline in the Atlantic Ocean to the seasonally varying trade winds. *J. geophys. Res.*, **90**, C4, 7117-7128.
- Weisberg R. H. et C. Colin (1986). Equatorial Atlantic Ocean temperature and current variations during 1983 and 1984. *Nature*, **322**, G76, 240-243.