

Réponse océanique à des actions éloignées du vent dans le Golfe de Guinée en 1967-1968

Atlantique équatorial
 Température de surface
 Tension du vent
 Anomalies
 Ondes de Kelvin
 Equatorial Atlantic Ocean
 Sea surface temperature
 Wind stress
 Anomalies
 Kelvin waves

Jacques Servain

Laboratoire d'Océanographie Physique, Université de Bretagne Occidentale, 6, avenue Victor Le Gorgeu, 29200 Brest.

Reçu le 15/9/83, révisé le 30/1/84, accepté le 14/2/84.

RÉSUMÉ

La tension du vent pour l'ensemble du bassin atlantique équatorial et la température de surface de la mer à l'intérieur du Golfe de Guinée sont étudiées pendant le refroidissement prononcé de l'été 1967 et la situation complexe de l'été suivant (un upwelling faible et rapide en août, à l'intérieur d'un été exceptionnellement chaud). Les anomalies thermiques apparaissent clairement comme la conséquence d'une action lointaine de la tension zonale du vent dans la partie ouest du bassin équatorial. L'accent est mis sur les différences de processus de cette action éloignée du vent : en 1967, un événement de type périodique, amplifié par rapport à une situation normale, semble responsable de l'intense refroidissement séjournant tout l'été; en 1968, des événements de type impulsif, marqués par un renversement exceptionnel des alizés entre mi-mai et mi-juin, sont la cause essentielle de l'apparition d'eaux chaudes dans le Golfe de Guinée. La propagation vers l'Est du signal de l'anomalie thermique de surface n'est pas décelable dans le cas du système périodique; elle apparaît clairement dans le cas du système impulsif. Il existe une zone frontale à proximité du méridien origine. Ce dernier élément semble être la conséquence de la rencontre entre deux processus dynamiques, l'un lié au phénomène de l'action éloignée du vent de la partie ouest du bassin, l'autre prenant naissance à proximité des côtes de l'Afrique.

Oceanol. Acta, 1984, 7, 3, 297-307.

ABSTRACT

Oceanic response to remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean in 1967-1968.

Wind stress every part of the Equatorial Atlantic Ocean and sea surface temperature (SST) in the Gulf of Guinea are studied during the large cooling of the summer of 1967, and the complex system of the following summer (a weak and fast upwelling in August, inside an exceptionally warm season). The anomalies observed appear to be the consequence of a remote forcing of the zonal wind stress in the Western Equatorial Atlantic. Various processes are operative in this remote forcing: a periodic event of greater than usual extent seems responsible for the large upwelling of summer 1967; impulsive events, marked by a reversal of winds from May to June, are the major cause of the anomalously warm waters observed in the Gulf of Guinea during the summer of 1968. Eastward propagation of the SST anomalies is not discernible during the periodic case, but appears clearly during the impulsive system. A frontal zone exists near the Greenwich meridian. This feature seems to be the consequence of two dynamical processes, the first related to remote forcing of wind stress in the Western Equatorial Atlantic, the second arising near the coast of Africa.

Oceanol. Acta, 1984, 7, 3, 297-307.

INTRODUCTION

On connaît depuis quelques années les grands traits de l'évolution thermique superficielle à l'échelle annuelle

et interannuelle de l'Atlantique Tropical (Houghton, 1976; Merle, Le Floch, 1978; Merle *et al.*, 1980). Il est couramment admis que ces fluctuations thermiques superficielles sont principalement provoquées par des

actions mécaniques de la tension du vent. L'analyse des observations amène à s'interroger sur l'importance des rôles locaux dans ces mécanismes. En effet, si la variabilité des vents est maximale dans la partie occidentale du bassin équatorial, c'est dans le Golfe de Guinée que se rencontrent les plus grandes amplitudes thermiques (Merle, 1980 *b*). En 1978, Moore *et al.* avaient déjà émis l'idée d'une influence lointaine de la tension zonale du vent par l'intermédiaire d'une dynamique piégée le long de l'équateur. Cette idée fut modélisée par O'Brien *et al.* (1978), Adamec et O'Brien (1978). Les auteurs précédents utilisent une variation impulsionnelle de la tension zonale du vent dans l'ouest du bassin équatorial. Un train d'ondes de Kelvin est généré dans la zone d'action du vent et se propage vers l'Est le long du guide équatorial. Le cheminement de ce paquet d'ondes se distingue clairement des ondes réfléchies de Rossby qui progressent dans le sens inverse à partir de la côte africaine. Cette théorie semble confirmée par la découverte d'une bonne corrélation entre les anomalies mensuelles de la tension zonale du vent au large du Brésil et les anomalies mensuelles de la température de surface de la mer (SST) à l'intérieur du Golfe de Guinée (Servain *et al.*, 1982).

Cane et Sarachik (1981) utilisent une variation périodique de la tension du vent sur l'ensemble du bassin équatorial pour forcer leur modèle numérique. L'ajustement océanique s'effectue graduellement en intégrant la variation continue de la tension du vent, ce qui empêche toute distinction entre ondes incidentes de Kelvin et ondes de Rossby. Le modèle de Busalacchi et Picaut (1983), utilisant des vents saisonniers climatologiques proches du cas périodique, montre cependant que l'action du vent dans la partie occidentale du bassin engendre une bonne partie des fluctuations thermiques du Golfe de Guinée.

Notre étude a pour objectif d'analyser quelques séquences temporelles de l'évolution de la SST affectant la partie Est de l'Atlantique équatorial en relation avec les tensions du vent. Les données utilisées sont les observations de surface des navires marchands, archivées par le National Climatic Center (Asheville, USA).

1967 et 1968 sont deux années particulièrement intéressantes pour étudier le Golfe de Guinée. D'une part, le nombre d'observations effectuées est relativement important, d'autre part deux événements climatiques anormaux et opposés s'y sont succédés : un upwelling saisonnier supérieur à la moyenne en été 1967, suivi d'un très faible upwelling l'année suivante (Bakun, 1978; Lamb, 1978 *b*; Hisard, 1980; Merle, 1980 *a*; Merle *et al.*, 1980). De plus, ces années correspondent au début d'une période de sécheresse prononcée sur les régions du Sahel et certains auteurs ont déjà remarqué une possible téléconnexion entre cet événement climatique et des situations thermiques anormales dans l'Atlantique tropical (Lamb, 1978 *a, b*; Bah, 1981).

Notre étude s'appuie essentiellement sur une résolution particulièrement fine dans l'espace et dans le temps, respectivement le degré et la décennie. Cette résolution va nous permettre de détailler certains processus physiques qui sont passés plus ou moins inaperçus lors d'études précédentes. Nous formulerons enfin quelques

explications quant aux déclenchements des fortes anomalies thermiques affectant l'est du bassin équatorial.

Méthodologie

Pour l'ensemble du bassin de l'Atlantique tropical (de 30°N à 20°S; de 60°W à la côte africaine) le nombre moyen d'observations par mois pendant les années 1967-1968 dépasse 10 000, dont environ 10% se situant à l'intérieur de la bande centrée sur l'équateur allant de 2°N à 2°S (fig. 1). Après la sélection et une première validation des observations à partir du fichier de données brutes, nous avons organisé le traitement suivant deux procédés différents mais complémentaires.

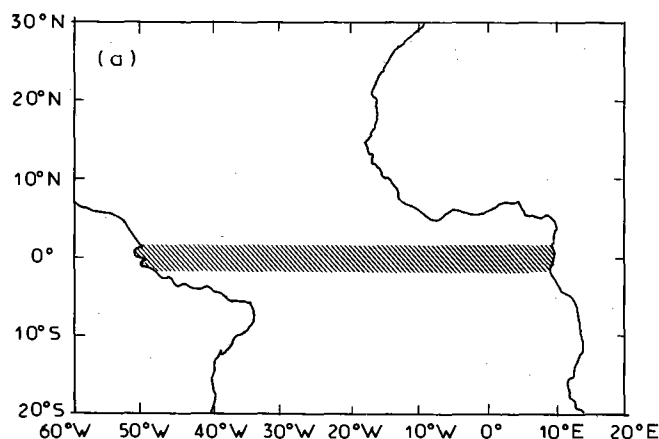


Figure 1
Domaine d'étude. La zone hachurée correspond au rail équatorial (2°N-2°S).
Area studied. The hatched zone corresponds to the equatorial belt (2°N-2°S).

a) Les champs moyens mois par mois de la SST et de son anomalie ont d'abord été obtenus par pavés de 4° de longitude sur 2° de latitude. Un second traitement de validation avec élimination des valeurs s'écartant de plus de deux écart-types épure les données.

La référence prise dans le calcul des anomalies mensuelles de la SST est le fichier de S. Hastenrath correspondant au cycle annuel moyen calculé par degré carré sur 60 années de mesures (Hastenrath, Lamb, 1977).

Cette première partie du traitement a été réalisée en collaboration avec N. Merabet et a permis la confection des figures 4 à 6;

b) dans une seconde phase, nous avons étudié l'évolution thermique de surface le long d'une bande équatoriale d'une largeur de 4° (2°N à 2°S) allant du Brésil à la côte africaine. Les écart-types de la SST calculés mois par mois sont légèrement plus importants dans la partie est du bassin, ce qui est lié à une plus grande variabilité thermique dans cette zone (Merle *et al.*, 1980). Par contre, ces mêmes écart-types ne semblent pas affectés de façon significative par la disparité du nombre de données le long de ce rail équatorial (fig. 2). Les valeurs de la SST ont été moyennées par bande de 6° de longitude avec décalage progressif de un degré depuis la côte américaine jusqu'à la côte africaine. Le pas de temps utilisé est la décennie. Nous calculons pour

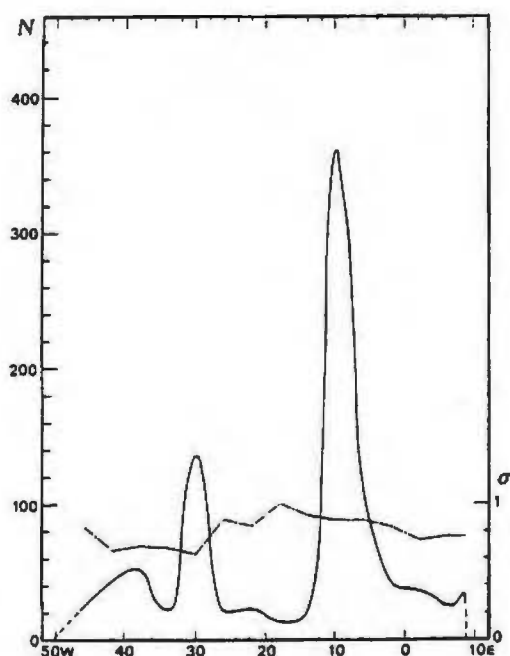


Figure 2
 Densité moyenne mensuelle du nombre d'observations en 1967-1968 sur le rail équatorial par zone 4° × 4° (trait plein) et l'écart-type correspondant (trait pointillé).
 Monthly mean density of the number of observations during 1967-1968 in the equatorial belt by 4° × 4° zone (full line) and the corresponding standard deviation (dotted line).

chaque bande, le barycentre spatial et le barycentre temporel. Cette procédure correspond en fait à un lissage spatial artificiel le long de l'équateur devant permettre de suivre avec un maximum de continuité les événements thermiques équatoriaux tout en intégrant la disparité dans le nombre d'observations.

Les anomalies de la SST sont ensuite calculées pour chaque décade de 1967-1968 par pas de 1° le long de l'équateur.

La figure 3 montre l'évolution du cycle annuel moyen de la SST. En moyenne, le refroidissement équatorial de l'été boréal est maximum à proximité de 10°W vers le 10 août.

Afin de comprendre l'action mécanique du vent pendant la période 1967-1968, nous avons procédé de la même manière pour le calcul des tensions de vent zonal (τ_x) et méridien (τ_y) le long de l'axe équatorial (le coefficient de frottement étant pris égal à $2 \cdot 10^{-3}$).

Analyse des résultats à l'intérieur du Golfe de Guinée

Dans le Golfe de Guinée, pendant la grande saison froide (voir la définition de cette terminologie dans Berrit, 1958 et Morlière, 1970), la thermocline remonte près de la surface (Merle, 1980 b). C'est donc pendant cette saison que la SST suivra le mieux l'évolution thermique de la couche superficielle de l'océan. Les figures 4 à 6 montrent l'évolution de l'anomalie thermique de surface entre les mois de mai et de juillet pour les deux années 1967 et 1968. Les fortes anomalies thermiques de ces deux années sont de signe inverse et toujours piégées le long de la ligne équatoriale. Dans la suite du texte nous discuterons uniquement des anomalies importantes, supérieures à l'écart-type moyen.

Année 1967

En avril-mai se développe le long de la côte sud-est du Golfe de Guinée une zone de fortes anomalies négatives ($< -1,0^\circ\text{C}$). Ce refroidissement, visible en particulier sur la figure 4 a, semble être la conséquence d'un upwelling côtier induit par le vent local. Au large de l'Angola en effet, et pendant les 6 premiers mois de l'année 1967, nous notons une intensification anormale du vent de secteur Sud, c'est-à-dire parallèle à la côte et propice à la génération d'un upwelling côtier (Lecomte, Servain,

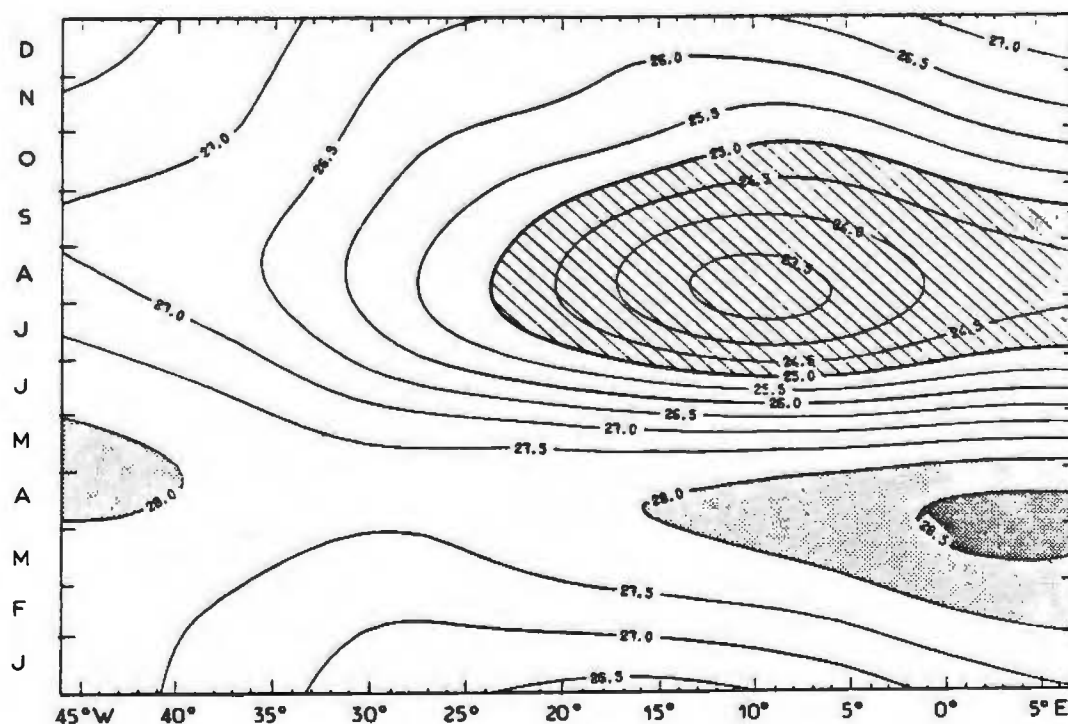


Figure 3
 Cycle annuel moyen de la SST le long du rail équatorial. Les parties grisées correspondent aux températures supérieures à 28°C et les parties hachurées aux températures inférieures à 25°C.
 Mean annual cycle of SST along the equatorial belt. Dot raster indicates temperatures above 28°C and hatching temperatures below 25°C.

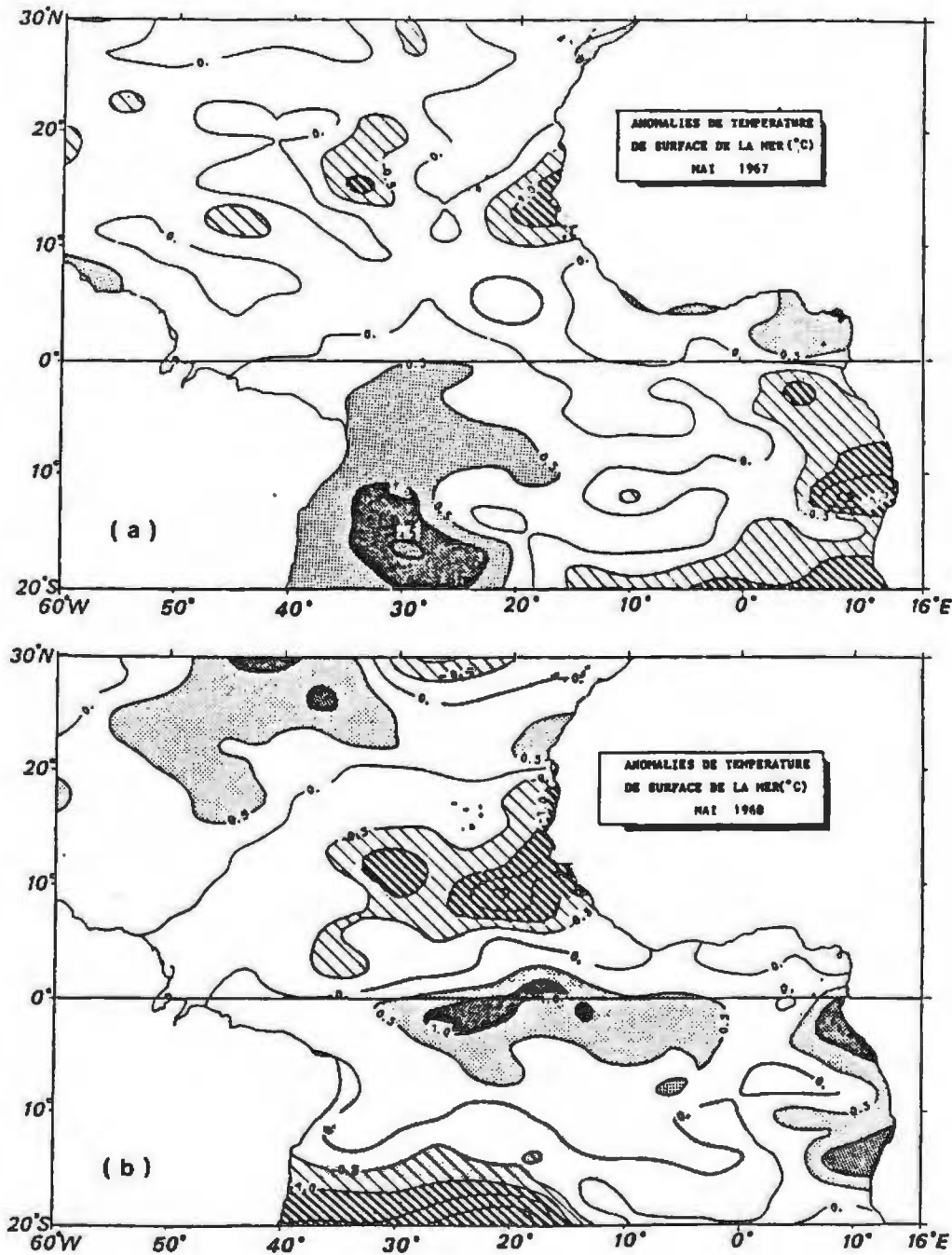


Figure 4
 (a) Anomalies de la SST en mai 1967 et (b) en mai 1968. Les parties grisées correspondent aux valeurs positives supérieures à 0,5°C et les parties hachurées aux valeurs négatives inférieures à -0,5°C.
 SST anomalies (a) in May 1967 and (b) in May 1968. Dot raster indicates positive values above 0,5°C and hatching negative values below -0,5°C.

comm. pers.). Dans cette région, c'est en avril 1967 que le vent souffle avec le plus d'intensité, le module de sa tension (quasiment d'axe Sud-Nord) approchant le double de sa valeur normale. Plus au Nord, entre l'équateur et 10°S, là où la côte africaine est orientée Nord-Ouest, l'anomalie de la tension du vent est peut-être encore plus évidente. Alors que tout au long d'une année moyenne le vent a tendance à obliquer légèrement vers l'Est (d'où l'absence d'upwelling d'Ekman), les observations montrent que pendant les mois d'avril et de mai 1967, le vent s'est résolument orienté vers le Nord-Ouest, avec là encore un module supérieur à la norme saisonnière.

En juin (fig. 5a) apparaissent deux taches d'anomalies thermiques négatives le long de l'équateur. La première (avec un noyau au-delà de -2,0°C) est légèrement décentrée au sud de l'équateur (1°S), et s'étale entre

20°W et 10°W. La seconde, de moindre importance pourrait être le résidu du refroidissement côtier des mois précédents, celui-ci pouvant s'être déplacé vers le Nord-Ouest. La jonction entre ces deux événements thermiques s'effectue en juillet (fig. 6a) tout en conservant un important caractère de piégeage à l'équateur. A la même époque, de fortes anomalies négatives apparaissent le long de la côte africaine au nord du Golfe.

Les figures 7 et 8 montrent de façon détaillée les évolutions de la SST et de son anomalie le long de la bande équatoriale entre janvier 1967 et décembre 1968. En 1967 le refroidissement de surface arrive plus tôt (3 semaines) et se prolonge tout l'été avec une vigueur accrue par rapport à la normale (anomalie au-delà de -1,0°C en juillet). L'étude de la composante méridienne de la tension du vent et de son anomalie le long de l'équateur (non représentées ici) ne permet pas

d'apporter de réponse faisant intervenir un effet local du vent par divergence équatoriale (Cromwell, 1953; Voituriez, 1980).

La composante zonale du vent est plus instructive. La figure 9 montre en effet qu'en 1967 la tension zonale des alizés le long de l'équateur est importante (le double de celle d'une année moyenne entre mai et août, de 20°W à 35°W). Cette intensification s'effectue toutefois de manière régulière, semblable à celle enregistrée lors d'une année normale.

Année 1968

En mai nous notons une forte anomalie positive de la température de surface ($> 1,0^{\circ}\text{C}$) le long de l'équateur vers 20°W (fig. 4b). Cette anomalie s'amplifie en juin ($> 1,5^{\circ}\text{C}$) en se déplaçant vers l'Est jusqu'à 10°W (fig. 5b). Une telle continuité est absente au fond du

Golfe de Guinée, le long des côtes de l'Angola et du Congo. Pour cette région, aux anomalies positives du mois de mai, succède un refroidissement intensif de surface le mois suivant ($< -1,0^{\circ}\text{C}$). Comme pour l'année précédente, mais cette fois-ci un mois plus tard, ce dernier événement thermique (déjà entrevu par Lamb, 1978b; fig. 4) semble s'expliquer par un upwelling côtier induit par le vent local. On observe en juin 1968 pour la zone de Pointe-Noire (5°S) une tension du vent dont le module est proche de la moyenne climatique mais dont la direction est favorable à un upwelling d'Ekman (Lecomte, Servain, comm. pers.). En juillet (fig. 6b), la tache d'anomalie chaude s'amplifie et s'étale surtout vers le Nord, englobant la zone littorale entre 3°E et 15°W.

A l'intérieur de la bande équatoriale, nous observons en 1968 une prolongation excessive de la grande saison

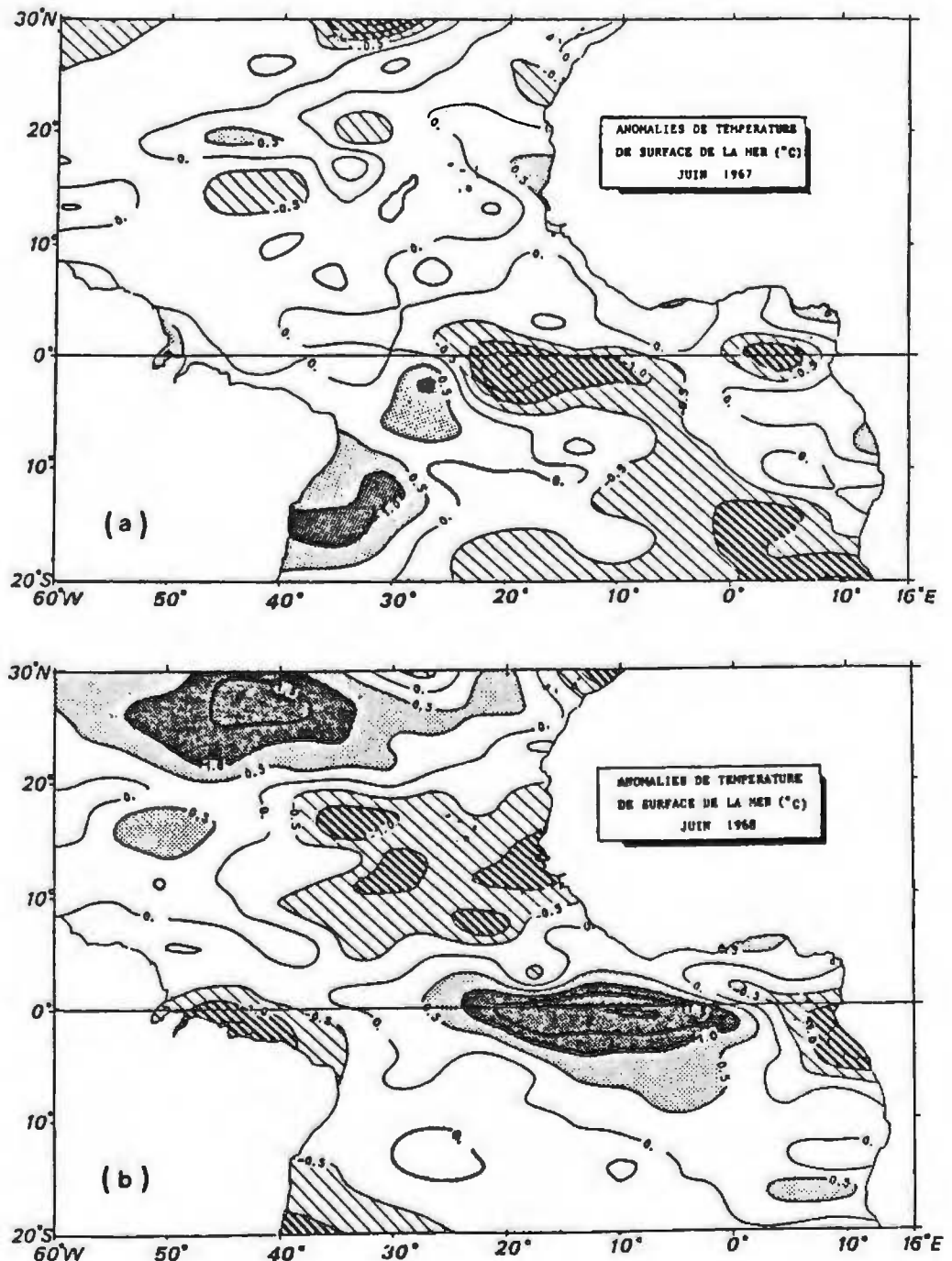


Figure 5

(a) Anomalies de la SST en juin 1967 et (b) en juin 1968. Commentaires identiques à ceux de la figure 4.

SST anomalies (a) in June 1967 and (b) in June 1968. See captions to Figure 4.

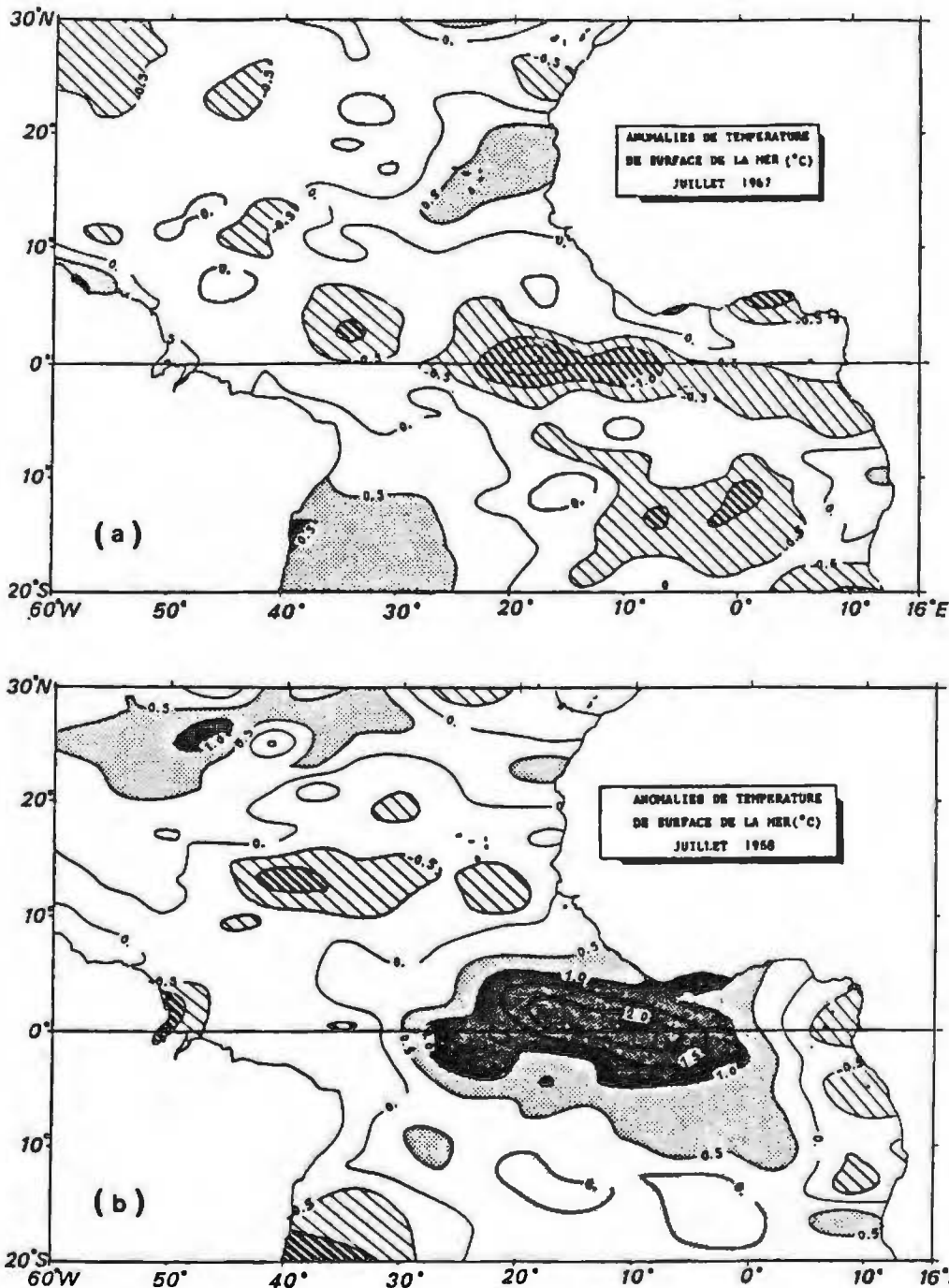


Figure 6
 (a) Anomalies de la SST en juillet 1967 et (b) en juillet 1968. Commentaires identiques à ceux de la figure 4.
 SST anomalies (a) in July 1967 and (b) in July 1968. See captions to Figure 4.

chaude; des températures supérieures à 26,5°C sont relevées début juillet vers 10°W (fig. 7), ce qui crée une anomalie positive importante (+ 2,5°C à 12°W en juillet sur la figure 8). Cette anomalie est centrée sur l'équateur (fig. 5 b et 6 b). En août, un minimum thermique apparaît mais son amplitude et sa durée sont plus faibles qu'en moyenne (fig. 7). Une situation thermique de surface anormalement chaude (> 1,0°C) est observée de nouveau en septembre-octobre le long de l'équateur entre 5 et 15°W (fig. 8). Quelle est la cause de cette succession d'événements thermiques en dents de scie ?

La tension méridienne du vent ne montre pas d'anomalies significatives. On observe par contre un étonnant renversement des alizés pendant un mois (mi-mai, mi-juin) le long d'une bande équatoriale d'environ 10 degrés centrée sur 28°W, c'est-à-dire 4 semaines

avant et 1800 km plus à l'ouest de la forte anomalie chaude de la SST (fig. 9). Pesin (1981) avait déjà noté un certain renversement des alizés en mai-juin 1968, mais les pas d'espace et de temps utilisés masquaient l'importance du phénomène. En juillet 1968, la tension zonale du vent est redevenue relativement forte, alors qu'elle s'affaiblit à nouveau en août (fig. 9).

Interprétation des résultats

Nos observations nous amènent à discuter dans un premier temps de la partie centrale équatoriale du Golfe de Guinée et dans un deuxième temps de la partie plus à l'Est, proche de la côte africaine. Dans un troisième temps enfin, nous discutons de la jonction entre ces deux zones.

Partie centrale équatoriale du Golfe de Guinée (20°W à 0°W)

La situation de l'été 1967 semble correspondre à une réponse océanique superficielle provoquée par une action éloignée de la tension du vent de type périodique. Un pseudo équilibre à modification lente justifierait ainsi l'absence de propagation notable des anomalies de la SST le long de l'équateur pour l'année 1967.

L'analyse des évolutions thermiques de surface pour l'année 1968 est plus complexe mais particulièrement intéressante. Dès l'hiver 1967-1968, on observe une intensification anormale des alizés de Nord-Est. Cette

vigueur inhabituelle des vents provoque un renforcement de l'upwelling de Dakar dont la signature se poursuit jusqu'en été (fig. 4b et 6b). La migration excessive de la Zone de Convergence Intertropicale vers le Sud d'au moins 300 km en été 1968 (Lamb, 1978 b) permet à Hisard et Merle (1979), Merle (1980 a) et Hisard (1980) d'attribuer les anomalies chaudes de la SST rencontrées en cette période à une pénétration massive du contre-courant nord-équatorial à l'intérieur du Golfe de Guinée. Cette hypothèse n'explique pas pour autant l'apparition brutale du refroidissement superficiel le long de l'équateur en août 1968. Cette diminution de la SST paraît d'autant plus rapide qu'elle

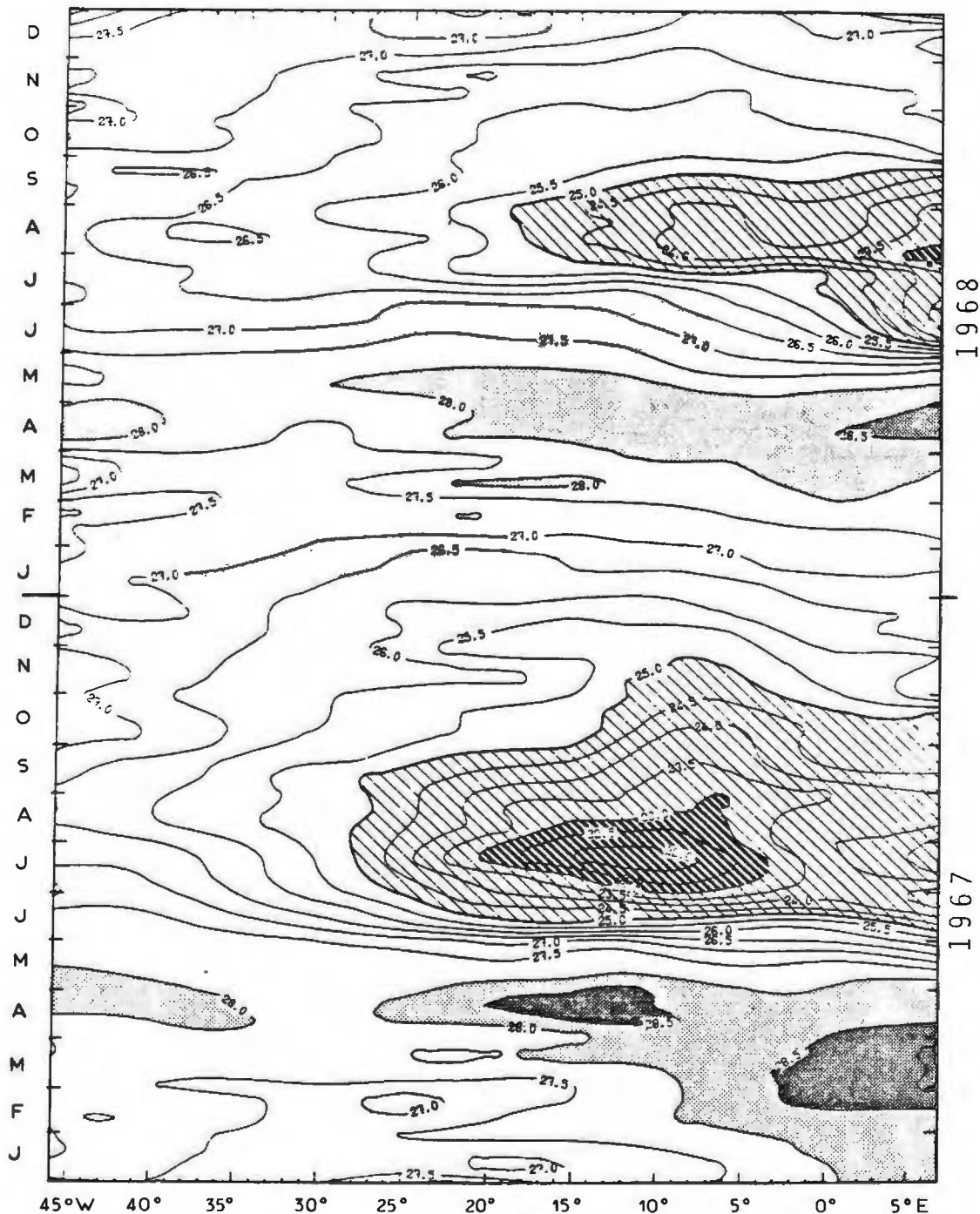


Figure 7
Évolution de la SST en 1967-1968 le long du rail équatorial. Commentaires identiques à ceux de la figure 3.
SST evolution during 1967-1968 along the equatorial belt. See captions to Figure 3.

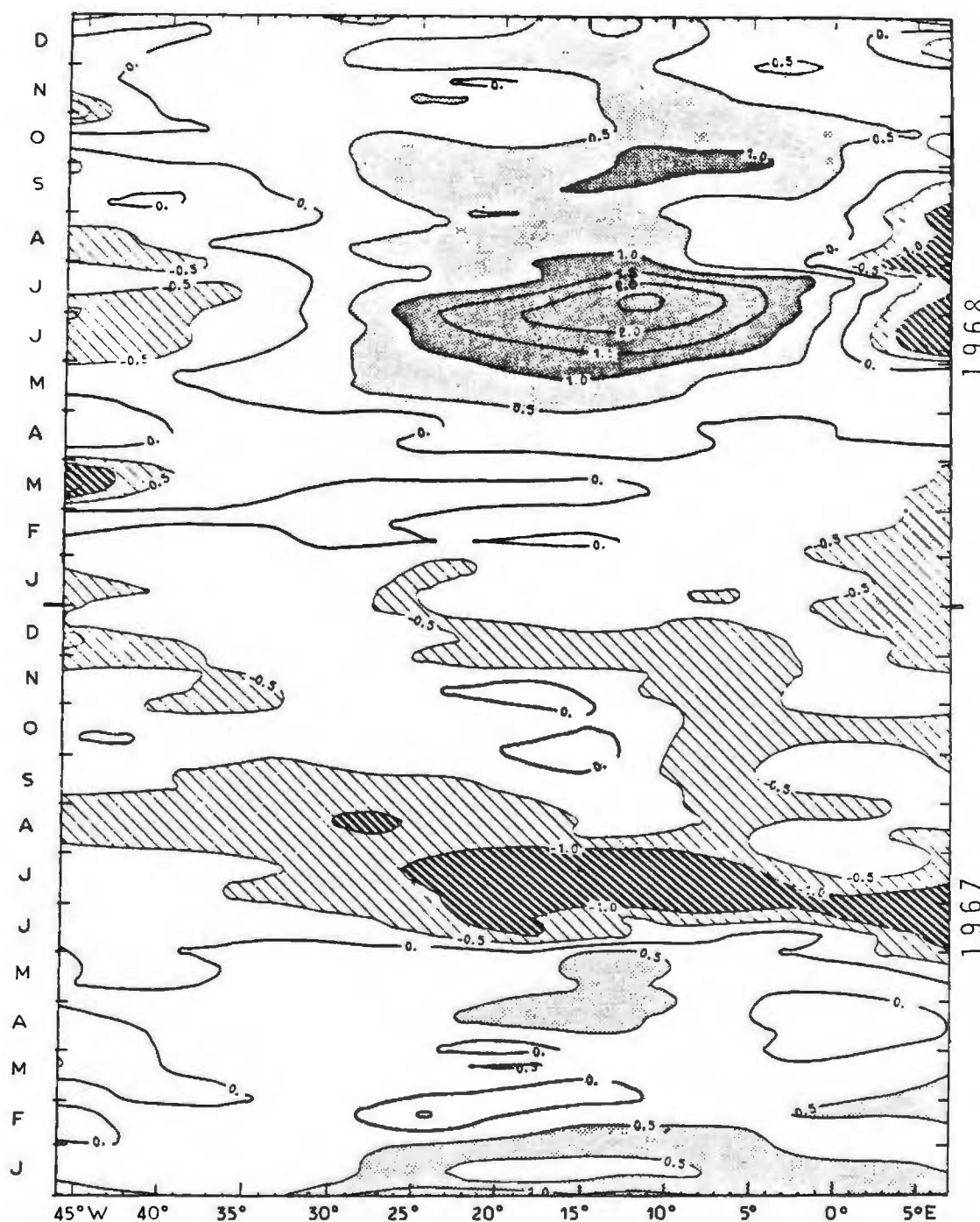


Figure 8
Anomalies de la SST
en 1967-1968 le long
du rail équatorial.
Commentaires identi-
ques à ceux de la
figure 4.

SST anomalies during
1967-1968 along the
equatorial belt. See
captions to Figure 4.

est enserrée entre deux événements thermiques anormalement chauds (fig. 8). Or, nous avons vu précédemment qu'en été 1968, les observations de la composante zonale du vent montrent aussi une structure en dents de scie. Ces variations brutales de la tension zonale des alizés entre mai et septembre 1968 interdisent toute interprétation liée à une réponse océanique de type périodique comme cela semble être le cas pour l'année précédente. Dans le cas de l'été 1968, il s'agit plutôt d'une succession de réponses brèves mais majeures de l'océan à des impulsions mécaniques générées, là encore dans la partie ouest du bassin équatorial. L'upwelling de courte durée en août 1968 s'explique ainsi par un renforcement prononcé des alizés seulement en juillet. L'accroissement du vent est d'autant plus accentué qu'il

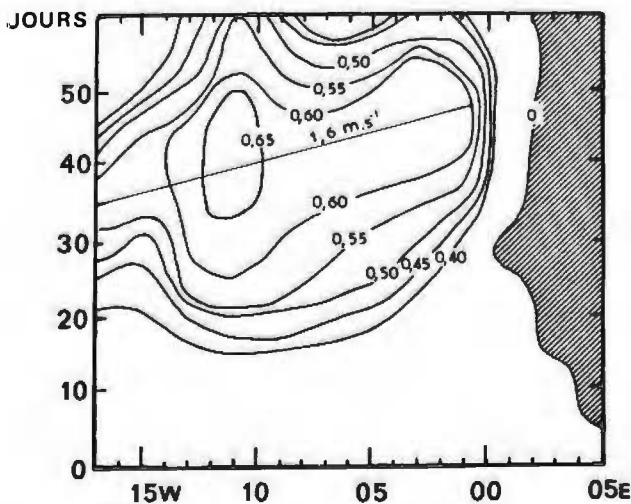
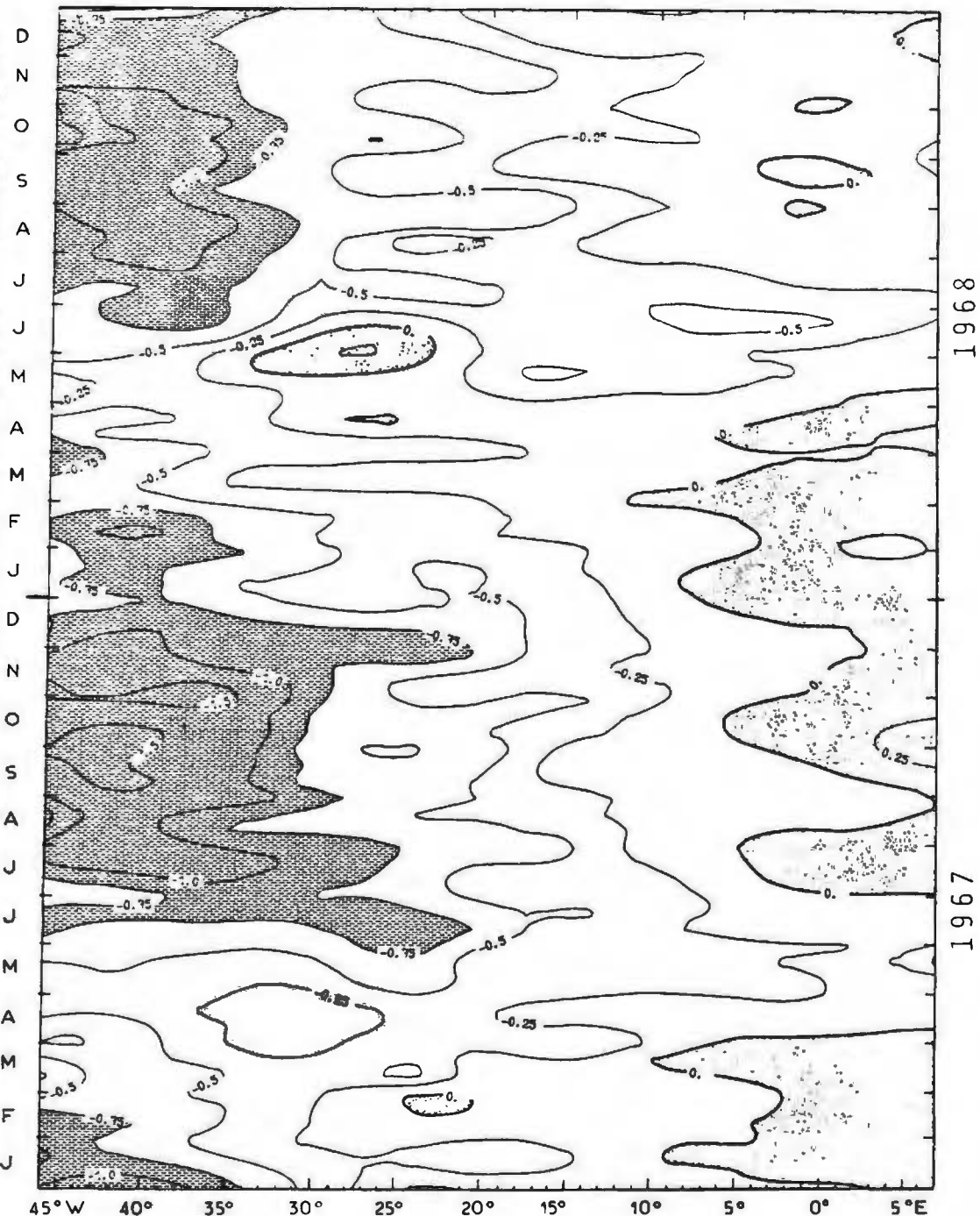
se situe entre une période de renversement des alizés en mai-juin et une nouvelle période de relaxation en août (fig. 9). Ces deux derniers événements semblent être la cause essentielle des deux épisodes chauds de l'été 1968 à l'intérieur du Golfe de Guinée. C'est d'ailleurs le scénario utilisé par certains auteurs pour interpréter l'apparition des phénomènes « El Niño » dans le Pacifique équatorial (Wyrski, 1975; Mc Creary, 1976; Hulburt *et al.*, 1976).

Contrairement au cas de l'année précédente, les anomalies thermiques de surface en été 1968 le long de l'équateur semblent se propager vers l'Est (fig. 8). Un calcul de corrélation croisée entre les anomalies de τ_x intégrées à l'Ouest de 25°W et les anomalies de la SST, prises

Figure 9

Évolution de la tension zonale du vent (τ_z) en 1967-1968 le long du rail équatorial en dyn.cm^{-2} . Les parties tiretées correspondent à une composante dirigée vers l'Ouest dont la valeur de la tension est supérieure à $0,75 \text{ dyn.cm}^{-2}$ (intensification des alizés). Les parties grisées correspondent à une composante dirigée vers l'Est (remarquer l'inversion des alizés en mai-juin 1968 vers 30°W).

Zonal wind-stress (τ_z) during 1967-1968 along the equatorial belt in dyn.cm^{-2} . Pecking raster indicates westward component in excess of 0.75 dyn.cm^{-2} (increasing of trade winds). Dot raster indicates eastward component (note inversion of trade winds in May-June 1968 close to 30°W).



par pas de 2° de longitude à l'est de 17°W , confirme en effet un déphasage vers l'Afrique avec une célérité d'environ $1,6 \text{ m.s}^{-1}$ (fig. 10), conforme à la théorie (Moore et al., 1978).

Partie orientale équatoriale du Golfe de Guinée (3°E à la côte africaine)

Dans le fond du Golfe de Guinée, les anomalies thermiques de surface sont négatives pendant les deux étés 1967 et 1968. Nous pensons que pour ces deux années

Figure 10

Corrélation entre l'anomalie moyenne de la tension zonale du vent à l'ouest de 25°W et les anomalies de SST de 17°W à 5°E pour 1968. Correlation between zonal wind stress mean anomaly west of 25°W and SST anomalies from 17°W to 5°E during 1968.

particulières, ces refroidissements sont provoqués par des upwellings côtiers d'Ekman, et ne sont pas à relier directement au mécanisme de l'action éloignée du vent. Les figures 4 et 5 suggèrent un déplacement vers le large de ces taches d'anomalies thermiques. Notons que pour le Pacifique, une propagation similaire a été mise en évidence au large des côtes du Pérou et de l'équateur (Rasmusson, Carpenter, 1982). Le mécanisme responsable du déplacement vers l'Ouest de ces anomalies thermiques est encore mal connu. L'explication suffisante est-elle une simple advection? La relative faiblesse du courant superficiel dans cette région permet d'imaginer que se superposent à cette advection d'autres phénomènes, qu'ils soient thermodynamiques (Kraus, Hanson, 1983), ou simplement dynamiques, tels des ondes de Rossby (réfléchies ou non) se propageant vers l'Ouest.

Zone intermédiaire (0° à 3°E)

La stationnarité plus ou moins prononcée du noyau d'anomalie thermique superficiel à l'équateur vers 15°W pourrait être la conjugaison des deux phénomènes antagonistes vus précédemment. C'est d'une part la propagation vers l'Est des ondes de Kelvin équatoriales générées à l'ouest du bassin qui ne sensibiliseraient la température de surface qu'à partir de la région où la thermocline est relativement peu profonde, c'est-à-dire vers 20°W (Merle, 1980 b). C'est d'autre part, un transport vers l'ouest depuis la côte sud-est du Golfe de Guinée des eaux froides en provenance des régions de l'Angola et du Gabon. Ces deux événements apparaissent simultanément entre les mois de mai et de juillet. Ils se déplacent tous les deux à proximité de l'équateur pour se rejoindre vers le milieu du Golfe de Guinée : d'où la formation d'une zone frontale dans la structure spatio-temporelle de l'anomalie de la SST vers 0-3°E (fig. 8).

Cette zone frontale n'est sans doute pas uniquement superficielle (Houghton, 1984). Elle semble associée à la terminaison du sous-courant équatorial de Lomonosov (Hisard, Morlière, 1973; Hisard *et al.*, 1975). Il est intéressant de confronter ce système de blocage thermique équatorial avec un système équivalent dans le Pacifique. Stevenson et Taft (1971) enregistrent en effet un couplage étroit entre un front hydrologique et la terminaison du sous-courant équatorial de Cromwell entre les îles Galapagos et la côte péruvienne. Plus récemment, Lukas (1981) met en évidence un point nodal dans cette même région, à 86°W, en analysant la structure du gradient de pression le long de l'équateur.

CONCLUSION

Les principaux événements thermiques anormaux au centre du Golfe de Guinée pendant les deux étés 1967 et 1968 s'expliquent par l'effet de la réponse océanique

à une action éloignée du vent dans l'ouest du bassin équatorial.

Le cas de l'été 1967 semble correspondre à une action de type périodique, un renforcement saisonnier inhabituel des alizés provoquant un refroidissement équatorial prononcé. En été 1968, des variations brutales de la tension du vent dans l'ouest du bassin équatorial (dont un renversement des alizés entre mi-mai et mi-juin) sont la cause essentielle des fortes anomalies thermiques séjournant tout l'été dans le Golfe de Guinée. La mise en évidence de la propagation vers l'Est du signal d'anomalie de la SST en été 1968 indique que dans le cas d'un régime impulsif, les phénomènes dynamiques liés à la propagation vers l'Est des ondes de Kelvin équatoriales peuvent être dissociés de ceux liés aux ondes réfléchies de Rossby. Cette distinction paraît difficile à mettre en évidence dans le cas d'un régime de type périodique (été 1967).

La zone la plus sensible à l'action indirecte du vent est proche du Golfe de Guinée. Elle se situe entre 20 et 30°W, c'est-à-dire bien en-deçà de la bordure occidentale du bassin (fig. 9).

L'effet simultané de l'action éloignée du vent arrivant de l'Ouest en longeant l'équateur, et d'un mouvement (encore assez mal expliqué) dans le sens inverse à partir de la côte africaine provoquerait l'établissement d'une zone frontale vers 0-3°E, décelable à partir de la température de surface de la mer. Cette zone frontale serait responsable d'une relative stationnarité des anomalies thermiques au-delà de sa bordure ouest le long de la ligne équatoriale.

Remerciements

Cette étude a bénéficié du support financier du Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO; convention CNEXO-UBO n° 82-2651 et 83-2839) et du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS; A.S.P. Évolution du climat; ATP n° 040175). Nous remercions le Bureau National des Données Océaniques (Centre Océanologique de Bretagne, CNEXO), notamment en la personne de Hélène Beucher, pour l'aide efficace apportée dans l'élaboration des différents fichiers de données. Marc Seva a participé à la préparation de quelques-uns des programmes informatiques utilisés au cours de cette étude. Je remercie tout particulièrement Joël Picaut, dont les nombreux conseils et encouragements me furent indispensables. Les discussions avec de nombreux collègues participant au programme Focal me furent très utiles pour la rédaction du manuscrit final.

RÉFÉRENCES

- Adamec D., O'Brien J. J., 1978. The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 6, 1050-1060.
- Bah A., 1981. Interactions air-mer en milieu intertropical africain, réurgence du Golfe de Guinée et pluviosité au Sahel liées aux moussons tropicales, *Thèse Doct. Océanographie, Univ. Liège*.
- Bakun A., 1978. The Guinea current upwelling, *Nature*, **271**, 747-750.
- Berrit G. R., 1958. Les saisons marines à Pointe-Noire, *Bull. Inf. C.O.E.C.*, **6**, 335-360.
- Busalacchi A. J., Picaut J., 1983. Seasonal variability from a model of the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1564-1588.
- Cane M. A., Sarachik E. S., 1981. The response of a linear equatorial ocean to periodic forcing, *J. Mar. Res.*, **39**, 651-693.
- Cromwell T., 1953. Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific, *J. Mar. Res.*, **12**, 196-213.
- Hastenrath S., Lamb P., 1977. *Climatic atlas of the tropical Atlantic and Eastern Pacific Ocean*, Univ. Wisconsin Press, 112 p.
- Hisard P., 1980. Observations de réponses de type « El Niño » dans l'Atlantique tropical oriental, Golfe de Guinée, *Oceanol. Acta*, **3**, 1, 69-78.
- Hisard P., Morlière A., 1973. La terminaison du contre-courant équatorial sub-superficiel atlantique (courant de Lomonosov) dans le Golfe de Guinée, *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **11**, 4, 455-464.
- Hisard P., Merle J., 1979. Onset of summer surface cooling in the Gulf of Guinea during Gate, *Deep-Sea Res., Gate suppl. II*, **26**, 325-342.
- Hisard P., Citeau J., Morlière A., 1975. Le courant de Lomonosov et la formation de la zone frontale du Cap Lopez (baie de Biafra, Golfe de Guinée), *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **13**, 2, 107-116.
- Houghton R. W., 1976. Circulation and hydrographic structure over the Ghana continental shelf during the 1976 upwelling, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 909-924.
- Houghton R. W., 1983. Seasonal variations of the subsurface thermal structure in the Gulf of Guinea, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 11, 2070-2081.
- Hulbert H. E., Kindle J. C., O'Brien J. J., 1976. A numerical simulation of the onset of « El Niño », *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 621-631.
- Kraus E. B., Hanson H. P., 1983. Air-sea interaction as a propagator of equatorial ocean surface temperature anomalies, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 130-138.
- Lamb P. J., 1978 a. Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with subsaharan weather anomalies, *Tellus*, **30**, 240-251.
- Lamb P. J., 1978 b. Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent subsaharan weather anomalies: 1967 and 1968, *Mon. Weath. Rev.*, **106**, 482-491.
- Lukas R., 1981. The termination of the equatorial undercurrent in the eastern Pacific, *Ph. D. thesis, Univ. Hawaii*, 127 p.
- Mc Creary J. P., 1976. Eastern tropical response to changing wind systems with application to « El Niño », *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 632-645.
- Merle J., 1980 a. Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'Océan Atlantique équatorial Est. L'hypothèse d'un « El Niño » atlantique, *Oceanol. Acta*, **3**, 2, 209-220.
- Merle J., 1980 b. Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 3, 464-469.
- Merle J., Le Floch J., 1978. Cycle annuel moyen de la température dans les couches supérieures de l'Océan Atlantique intertropical, *Oceanol. Acta*, **1**, 3, 271-276.
- Merle J., Fleux M., Hisard P., 1980. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res., Gate, Suppl.*, **26**, 77-101.
- Moore D. W., Hisard P., Mc Creary J., Merle J., O'Brien J. J., Picaut J., Verstraete J. M., Wunsch C., 1978. Equatorial adjustment in the Eastern Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 637-640.
- Morlière A., 1970. Les saisons marines devant Abidjan, *Doc. Sci. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, **1**, 1-15.
- O'Brien J. J., Adamec D., Moore D. W., 1978. A simple model of equatorial upwelling in the Gulf of Guinea, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 641-644.
- Pesin E., 1981. Étude du vent en surface sur l'Atlantique intertropical (30°N-20°S; 60°W-20°E) de janvier 1966 à juin 1971, *École Nationale des Ingénieurs des Travaux de la Météorologie, Mém. 3^e année, Antenne ORSTOM, Centre Océanologique de Bretagne, CNEOX, Brest*.
- Rasmusson E. M., Carpenter T. H., 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface winds fields associated with the southern oscillation « El Niño », *Mon. Weath. Rev.*, **110**, 354-384.
- Servain J., Picaut J., Merle J., 1982. Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 457-463.
- Stevenson M. R., Taft B. A., 1971. New evidence of the equatorial undercurrent coast of the Galapagos islands, *J. Mar. Res.*, **29**, 103-115.
- Voituriez B., 1980. *The equatorial upwelling in the Eastern Atlantic. Problem and paradoxe, coastal upwelling*, edited by F. A. Richards, Washington, D.C., 95-106.
- Wyrtki K., 1975. « El Niño ». The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572-584.

