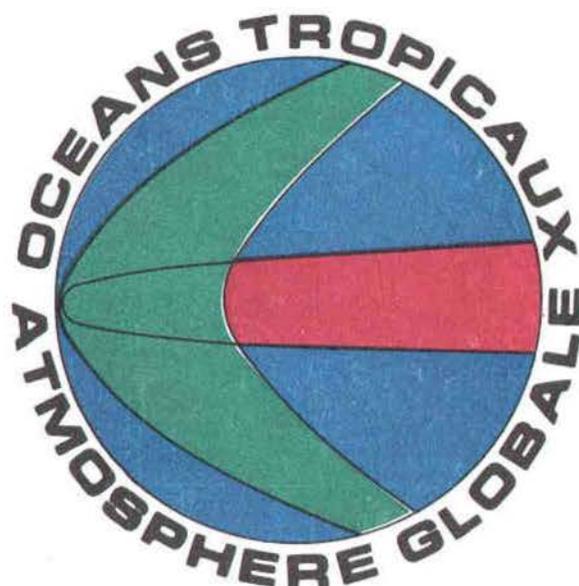


UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Faculté des Sciences et Techniques

LABORATOIRE D'OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE

CONVENTION IFREMER – U.B.O. N° 85-1-430503



VARIABILITE INTERANNUELLE DE L'ATLANTIQUE TROPICALE :
MODES ET TELECONNEXIONS

J. SERVAIN et M. SEVA

avec la collaboration de :

D.M. LEGLER*, M. DEQUE** et J.P. PIEDELIEVRE***

Mars 1986

* Florida State University - Tallahassee - Florida - USA

** CNRM/E.E.R.M., Toulouse

*** CNRM/E.M.N., Toulouse

IFREMER Bibliotheque de BREST



0EL06574

AVANT-PROPOS

Les travaux qui font l'objet de ce document ont été effectués, écrits et dactylographiés avant le 1er novembre 1985, alors que j'étais enseignant-chercheur à l'Université de Bretagne Occidentale. L'introduction et la mise en forme définitive du document furent réalisées depuis cette date, dans le cadre de mon détachement à l'ORSTOM.

Jacques SERVAIN*

* Adresse actuelle : Antenne ORSTOM
IFREMER
B.P. 337
29273 BREST CEDEX
FRANCE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
I. EMPIRICAL ORTHOGONAL FUNCTION ANALYSES OF TROPICAL ATLANTIC SEA SURFACE TEMPERATURE AND WIND STRESS : 1964-1979 (<i>J. Servain and D.M. Legler</i>)	5
II. VARIABILITE DE L'ATLANTIQUE TROPICAL - OBSERVATIONS ET TELE-CONNEXIONS	47
a) Sur la variabilité interannuelle de quelques zones tests dans l'Atlantique Tropical (<i>J. Servain et M. Seva</i>)	49
b) Relation entre la position latitudinale de la zone de convergence intertropicale et la température de surface de la mer dans l'Atlantique Tropical (<i>J. Servain</i>)	55
c) Influence de l'Atlantique tropical sur les hydroclimats de l'Afrique occidentale et du Nordeste brésilien (<i>J. Servain</i>)	59
III. TELECONNEXIONS ENTRE L'ATLANTIQUE INTERTROPICAL ET LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DES LATITUDES TEMPEREES DE L'HEMISPHERE NORD (<i>J.P. Piédelièvre, M. Déqué, J. Servain</i>)	69

INTRODUCTION

Nous avons démontré dans les précédents rapports scientifiques que la variabilité interannuelle de l'Atlantique tropical n'était pas aussi faible que pouvaient le laisser supposer certains travaux ultérieurs. Afin d'étayer notre propos nous avons construit puis analysé des fichiers pluri-mensuels de la tension du vent et de la température de surface de la mer (SST) couvrant l'ensemble du bassin tropical atlantique durant les années 1964-1979. Nous complétons ici cette information par l'usage sur ces fichiers de techniques statistiques plus élaborées, basées notamment sur des analyses en composantes principales (ou analyse en Fonctions Orthogonales, EOFs).

Dans la première partie, des analyses en Composantes Principales sont effectuées simultanément sur les deux champs d'observations (scalairement sur la SST, vectoriellement sur la tension du vent). Cette étude permet de révéler certains types d'évènements à grande échelle spatio-temporelle pendant lesquels la dynamique équatoriale fut différente au cours des 16 années 1964-1979. Un exemple du premier type correspond au schéma suivant : durant le printemps 1968 (resp. printemps 1976), une relaxation (resp. intensification) anormale de la tension du vent intéressa à la fois les alizés de Nord-Est et ceux du Sud-Est. En aval, un réchauffement (resp. refroidissement) anormal à caractère équatorial marqué occupa le Golfe de Guinée. Un second type est trouvé durant les années 1972-75 : les alizés de Nord-Est (soutenus) et les alizés du Sud-Est (affaiblis) s'opposèrent alors, menant à une réponse globale sur l'ensemble du bassin. Cette réponse était différente selon le bassin Nord (plus froid) ou le bassin Sud (plus chaud).

L'apparition et le développement des récentes sècheresses sur le Sahel africain et le Nordeste brésilien nous incitèrent à mettre en oeuvre une étude de processus ayant pour but d'essayer de relier ces dramatiques évènements à la variabilité océanique de l'Atlantique tropical. Nous donnons dans la seconde partie de ce rapport les premiers résultats de ces travaux. Ceux-ci, bien qu'actuellement fragmentaires et ne s'appuyant que sur des analyses statistiques, montrent l'évidence de l'influence océanique atlantique pour une part appréciable de l'évolution du climat sur les régions avoisinantes. Il est souligné en particulier le rôle d'un déplacement latitudinal anormal de la Zone Intertropicale de Convergence (ITCZ) quant à son effet sur l'hydroclimatologie continentale. Nous préparons actuellement un développement de cet axe de recherche par l'utilisation d'un Modèle de Circulation Atmosphérique Générale (AGCM) soumis aux anomalies de SST sur les parties tropicales de l'Atlantique et/ou du Pacifique.

Dans la troisième partie nous abordons le problème des Téléconnexions entre les basses latitudes et les latitudes moyennes et élevées sur le domaine atlantique. Les périodes "phares", 1968-1969 d'une part, 1976 d'autre part, se distinguent à nouveau lors d'une analyse canonique entre l'anomalie du champ de SST sur l'Atlantique Tropical et l'anomalie de hauteur du géopotentiel 500 mb sur le domaine tempéré de l'Atlantique Nord. Ceci rappelle l'intérêt que l'on doit porter aux interactions entre les océans tropicaux et la circulation atmosphérique aux latitudes plus élevées.

Terminons en signalant que nos fichiers 1964-1979 sur le bassin tropical atlantique (vent et SST) sont maintenant étendus aux années 1980-1984. Ce complément fera l'objet d'un document ultérieur (été 1986).

EMPIRICAL ORTHOGONAL FUNCTION
ANALYSES OF TROPICAL ATLANTIC
SEA SURFACE TEMPERATURE AND
WIND STRESS : 1964 - 1979

ABSTRACT

Scalar and vector empirical orthogonal function (EOF) analyses have been performed on monthly sea surface temperature (SST) and wind stress within the tropical Atlantic region for the years 1964-1979. The long-term average was subtracted from the 16-year SST and wind stress monthly fields to focus on the seasonal variability and its interannual modulations. A smaller cumulative percent of variance accounted for by the first eigenvectors of wind stress reflects the greater variability of the wind than that of SST. Analysis of regional seasonal SST events requires a combination of the first three EOFs where as the dominant events of the seasonal cycle of the wind stress are adequately represented by E_1 and E_2 . As in the Pacific, an increase of the trade wind system is observed between the 1960s and the 1970s.

Our analyses provide insight into two types of large space-time scale episodes whose dynamics are different. The first type, is exemplified by the following sets of observations: during the spring of 1968 (spring 1976), an abnormal relaxation (intensification) of the wind stress occurred in both the northeasterlies and the southeasterlies. Subsequently, equatorially trapped anomalous warming (cooling) occurred inside the Gulf of Guinea. The second type is exemplified by the following: between during 1972 to 1975, the northeasterlies (stronger) and the southeasterlies (weaker) acted out of phase, leading to a more global response of the ocean. The oceanic response was different in the northern (colder) and southern (warmer) basins.

INTRODUCTION

Large-scale fluctuations of the tropical ocean noticeably affect variations of climate in the low-latitude regions and can be associated with perturbations of the atmospheric circulation at higher latitudes (for the Atlantic Ocean, see as examples Rowntree, 1976; Hastenrath and Heller, 1977; Markham and McLain, 1977; Lamb, 1978; Meehl and van Loon, 1979; Moura and Shukla, 1981). Important scientific and economic interests encourage a correct understanding of the genesis and the unfolding of these dominant atmospheric and oceanic variations. The goal of the Tropical Oceans and Global Atmosphere (TOGA) program for the 10 years between 1985 and 1995 is to study the coupled ocean-atmosphere on the time scale of several months to several years.

On a large scale, the dynamics of the tropical oceanic regions appear to be directly linked to the wind. The El Nino event (Wyrtki, 1975; Leetma et al., 1983, and papers therein), which some years occurs dramatically in the tropical Pacific region, is one of the most studied of these large-scale events. The width of the Pacific Ocean is such that the basin can respond to the wind stress on both seasonal and interannual times scales. This is not the case for the Atlantic which is only one third the width of the Pacific. In this tropical ocean, the seasonal signal prevails (Merle et al., 1980).

Up to this time, only a few studies have related to the interannual variability in the tropical Atlantic region. Some authors have focused on such specific abnormal events as the exceptional warming of SST inside the Gulf of Guinea during the summer of 1968 (Lamb, 1978; Hisard, 1980; Merle, 1980a; Servain, 1984). From the results of Hellerman (1980) and Perkins

(1980) based on the GATE experiment, it can be seen that the wind stress in summer 1974 varied from the climatological mean. Studies within the tropical Atlantic Ocean which use data sets of several years are rare. Weare (1977) completed an empirical orthogonal functions (EOF) analysis with the sea surface temperature (SST) based on a data set covering the 70°N-30°S domain (with special attention to the tropical basin) for the years 1949-1969. Some large variations having a characteristic period of a few months are depicted. However, the spatial resolution is weak (5° X 5°) and does not allow a suitable definition of the variability in some specific areas, such as the coastal and equatorial upwelling regions. Hastenrath (1979) found a significant coherence between the interannual signal of the sea level pressure (SLP) and that of SST, but here again the spatial resolution was poor.

In anticipation of TOGA, Picaut et al. (1985) established a 16 year set of carefully constructed monthly SST and wind stress fields on a 2° X 2° mesh. Using this data base, Picaut et al. (1984) and Servain et al. (1985) claimed that the interannual variability is not as small as previously believed (Merle et al., 1980). In this study, to enhance the knowledge of the variability of the tropical Atlantic region, we performed EOF analyses of that data set (a scalar method for SST, a vector method for the wind stress). We completed three different analyses for each of the two variables. In the first two analyses, the long term average was subtracted from the SST and wind stress monthly fields to focus on the seasonal variability and its interannual modulations. Initially the analysis covered all the available data (20°S to 30°N), but subtropical systems north of 20°N had a tendency to dominate

interpretation of the results. Therefore, to concentrate on the equatorial region, we chose to limit the study to the area from 20°N to 20°S. In this paper we present the results of this second analysis. In order to clarify some particular points in the course of the discussion, however, we shall make occasional reference both to the first analysis and to a third, which analyzes the departures from the mean seasonal cycle.

The SST and wind stress data set and the method of analysis are described in the first two sections respectively. Then the most important features related to each significant eigenvector are then presented in the results section. More details of the time series and the synthesis of seasonal and interannual variabilities are discussed. Finally, the results of our analyses are summarized.

DATA

In this study we use monthly field data of SST and pseudo wind stress established by Picaut et al. (1985) on the tropical Atlantic region. The pseudo wind stress is defined as the magnitude of wind multiplied by its components. For convenience, in this paper "wind stress" will denote pseudo wind stress. The raw data were individual merchant ship observations for the period January, 1964 through December 1979 obtained from the National Climatic Center, Asheville, North Carolina. Although the paucity of observations in the southern hemisphere prescribed that the study area be limited to the region north of 20°S, in spatial terms, the data are denser and more uniform than those available in the tropical Pacific ocean. There were not sufficient ship observations available from before 1964 to make an accurate analysis. Therefore, the time period of the study begins with January 1964 and extends through December 1979. The study includes about two million SST and wind observations.

In order to produce monthly regular fields on a 2° X 2° mesh, Picaut et al. used a careful combination of both subjective and objective analyses. As a rule, the data density was sufficient to estimate monthly mean values of both parameters. However, during the first seven months of 1971, there was a dramatic decrease in the number of available observations, especially in the center of the equatorial basin (Fig. 1). Because of the high temporal stability of SST, this deficiency is not veritably crucial for this parameter. However, this does not seem to be the case for wind stress; what is believed to

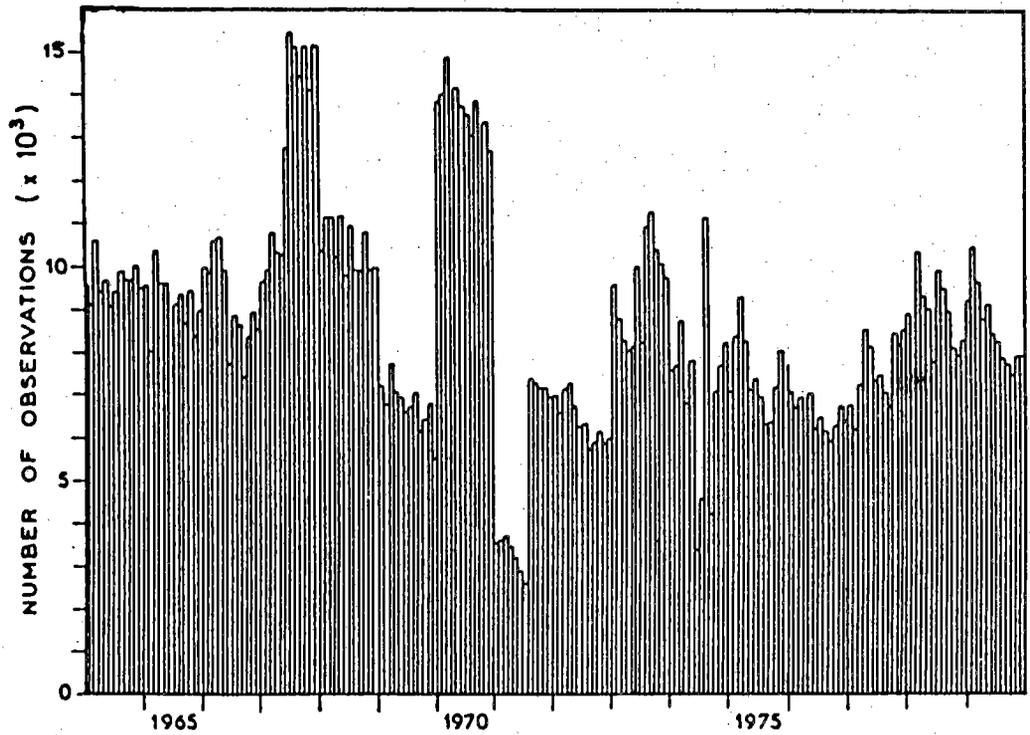


Figure 1. Total number of observations available in the study area for each month in the period 1964-1979 (from Picaut et al., 1985).

be an excessive, abnormal energetic field (not noted in the SST) occurs in the data set for the first half of 1971. In order to protect the results of the analysis from contamination by possible error resulting from this paucity of observations, we chose to make another, artificial calculation of the wind stress field for each of the first seven months of 1971 by averaging the corresponding months in 1970, 1971 and 1972. Because of this special circumstance, we will not make reference to the first half of 1971 when discussing the results of the wind stress analysis. Except for wind stress data from this period (January 1971 through July 1971), we used the original data sets provided by Picaut et al. for both wind stress and SST.

Total monthly means (1964-1979) for both parameters are shown in Figure 2. The lowest SST appears in the eastern basin, especially in the extreme poleward parts, i.e. along the Mauritania-Senegal and Angola coasts (Fig. 2a). For these regions, minima of SST occur during February-April in the north and during July-October in the south (Picaut et al., 1985). These coolings are influenced by cold equatorward surface currents (the Canary current at the north, the Benguela current at the south), and by permanent and seasonal coastal upwellings. The mean direction of the wind stress (fig. 2b) is quite favorable to these upwellings during most of the year for the Mauritania and Angola coasts, and from November to May for the Senegal region (Berrit, 1976; Picaut et al., 1985).

The relatively low SST along the equator (0° - 20° W) corresponds to a seasonal equatorial upwelling occurring in the boreal summer. Indirect evidence suggests this may be due to the effect of a remote forcing linked to the increase of the zonal wind stress in the western equatorial Atlantic ocean (Moore et al., 1978; Adamec and O'Brien, 1978; Servain et al., 1982;

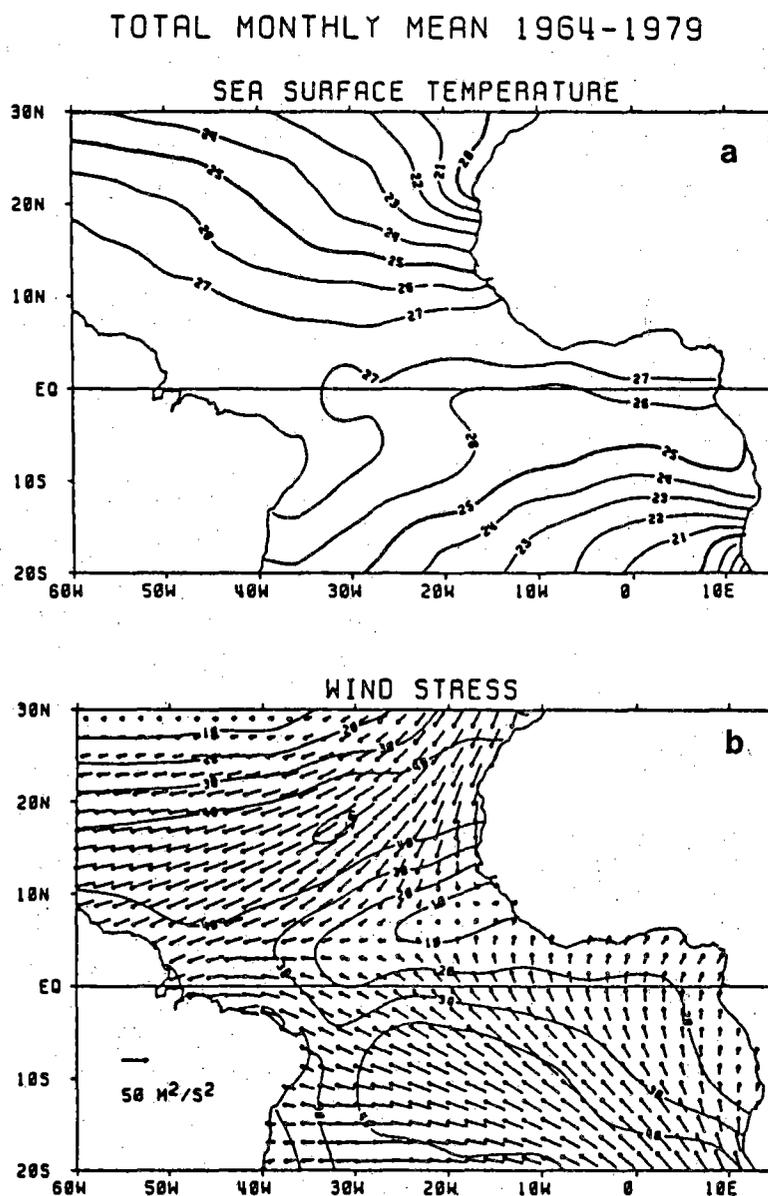


Figure 2. Long term averages, 1964-1979, of SST (a), and wind stress (b). Contour intervals are 1°C, and 10 m²s⁻² respectively (from Picaut et al., 1985).

Busalacchi and Picaut, 1983). The local divergence of the wind (at its maximum in July along the equator) could also contribute to increase cooling of SST in this region (Weisberg and Tang, 1983; Servain and Verbeque, personal communication). The highest SSTs are found in the western equatorial basin where the thermocline is continually deep (Merle, 1980b). The mean seasonal position of the zonal band of maximum SST follows a similar displacement of the ITCZ, i.e., northernmost in August-September and southernmost in February-March.

The seasonal variability of the northeast trade winds is different from that of the southeast trades as shown in Hellerman (1980) and Servain et al. (1985). If we check the 12 maps of the mean seasonal cycle of wind stress in the atlas of Picaut et al. (1985) we note that the northeast trade winds are strongest in February. At that time the wind stress magnitude is greater than $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ for a large area centered around $10^\circ\text{N}-45^\circ\text{W}$. A second smaller peak in magnitude occurs slightly further northwest in June. These northeast trades are weak from August to November at their minimum in October-November. The magnitude of the southeast trade winds is greatest in June-July. In this case, however, wind stress magnitudes greater than $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ are limited to the area around $10^\circ\text{S}-20^\circ\text{W}$. Though the monthly southeast trades are individually less energetic than the northeast trades during seven months of the year (December to June) greater temporal stability in the broad southwesterly flow of the south hemisphere atmospheric circulation means that both trade wind systems have a total monthly mean magnitude on the same order (Fig. 2b). It is also interesting to note that both circulations are strong simultaneously in June, a circumstance favorable to a more dynamic response of the tropical Atlantic Ocean.

The two trade wind systems are separated by a kinematic axis extending northeastward from the western boundary to the African coast. The northernmost (8°N - 12°N) and the southernmost (2°S - 4°N) positions of the annual cycle of this ITCZ occur during the summer of their respective hemispheres.

Patterns of variance of the deviations from the SST and wind stress magnitude long term average (1964-1979) are the combination of seasonal and interannual variability patterns calculated by Servain et al. (1985) on the basis of the same set of data. Regions of maximum SST variability, which occur off the African coast near Mauritania-Senegal and Angola and along the equator (0° - 20°W), correspond to areas of permanent and seasonal upwellings (Fig. 3a). The largest variance in wind stress magnitude occurs in an area straddling the mean position of the ITCZ (Fig. 3b). Maximum variability of the wind stress direction (not shown) occurs in an area centered at 5°N - 20°W where the annual average wind stress magnitude is very small (Fig. 2b). Furthermore, the directional variability is greatest north of 25°N where mid-latitude atmospheric systems begin to play a dominant role.

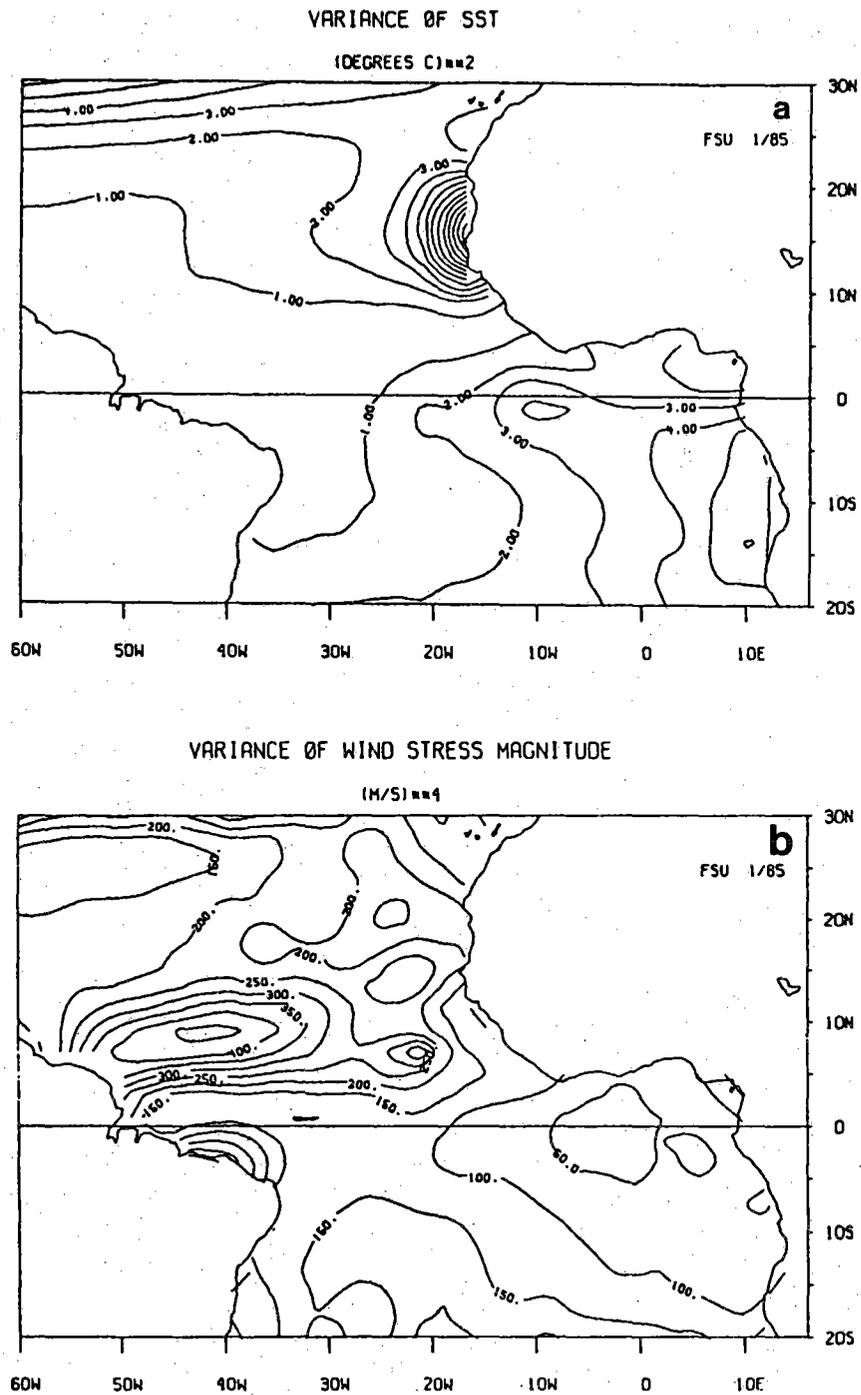


Figure 3. Variance of SST (a), and wind stress magnitude (b), computed with deviations from the long term means.

METHOD

To examine spatially and temporally linked variability of SST and wind stress more fully, we chose to use empirical orthogonal functions (EOFs). This method has been detailed previously in many papers (Kundu and Allan, 1976; Weare, 1977; Legler, 1983). EOFs provide a series of ranked eigenvectors each of which contains a percentage of the temporal variability of the data. Eigenvectors with the largest percentages are usually associated with physical processes. Scalar EOFs are used to analyze SST data. For the case of wind stress vector data, the zonal (u positive to the east) meridional (v positive to the north) components were expressed as the real and imaginary parts of complex numbers respectively. To minimize computational and storage requirements, the W matrix (Legler, 1983) was transposed thus making it necessary to compute much fewer eigenvectors (Von Storch and Hannoschock, 1984; Legler, 1984). Therefore, in this study, the eigenvectors are the time series which modulate the associated coefficients - the spatial patterns. This is a reversal of Legler (1983).

Percents of variance for the first five eigenvectors of SST and wind stress are presented in Table 1. The first three SST EOFs and all of the first five wind stress EOFs are above the noise level according to selection rules presented by Overland and Preisendorfer, 1982.

Each empirical orthogonal function (E_1, E_2, \dots) contains a spatial pattern modulated by an associated time series. To realize the original data at a particular time, each EOF pattern must be multiplied by the corresponding value of its associated time series. In the case of SST, the EOFs are

TABLE 1

Parameter	Eigenvector	Percent	Cumulative Percent
Sea Surface Temperature	E ₁	79.8	79.8
	E ₂	5.8	85.6
	E ₃	4.2	89.8
	E ₄	1.5	91.3
	E ₅	1.0	92.3
Wind Stress	E ₁	46.6	46.6
	E ₂	11.1	57.7
	E ₃	4.9	62.6
	E ₄	4.6	67.2
	E ₅	3.2	70.4

Table 1. Variance accounted for by eigenvectors.

scalar, and this realization is straightforward. Wind stress EOFs are comprised of complex numbers and thus the vector spatial patterns must be multiplied by the combination of real and imaginary components of the time series. Therefore, the vectors in the spatial patterns are magnified by the amplitude and rotated by the phase angle of each time coefficient in the associated time series. Thus, EOF analyses provide a set of basic functions from which the original data can be recreated to include select signals.

Results

1) Sea Surface Temperature

The primary eigenvector (E_1), which accounts for almost 80% of the variance of the data, primarily represents the seasonal cycle. Because so much of the variance is contained in the seasonal cycle, the pattern of eigenvector 1 (Fig. 4a) is very close to that of SST variance already shown in Figure 3a. It is more detailed than but quite similar to the tropical Atlantic region of the E_1 pattern previously computed by Weare (1977) in which the spatial grid was only $5^\circ \times 5^\circ$. In Weare's paper, the percent of variance is 84.6, but the study area was larger than ours covering the northern Atlantic mid-latitudes (30°S - 70°N ; 20°E - 100°W). In the present study, if we use the 30°N - 20°S region, the percent of variance of E_1 increases to 81.2%. The seasonal climatic balance between the two hemispheres is well conveyed by opposite sign patterns on both sides of the thermal equator. On the corresponding time series (Fig. 4b), positive (negative) peaks occur during boreal (austral) summers. The interannual signal, as depicted by a low-pass filter (> 12 months) reflects a more steadiness during the 1960s than during the following period. From 1972 to 1975 the SST in the northern (southern) hemisphere was abnormally cold (warm). During this period, the magnitude of the anomaly which appears in E_1 is about -0.2°C in the north and $+0.3^\circ\text{C}$ in the south, resulting in an anomalous difference between them of about 0.5°C magnitude and duration. An inverse episode smaller in both magnitude and phase is noticed in 1969-1970.

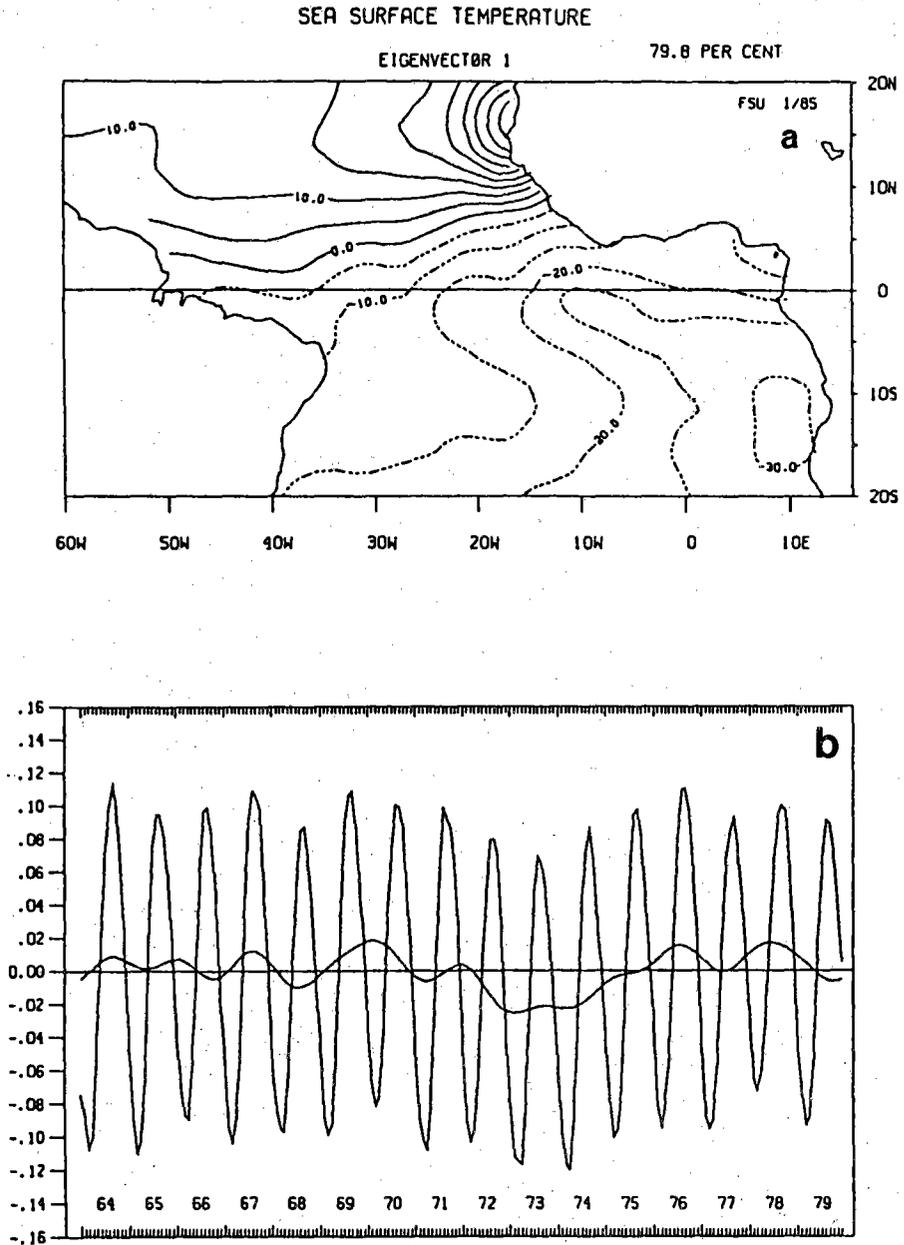


Figure 4. SST eigenvector 1 spatial pattern (a), and its associated time series (b). The contour interval of the isotherms is 5°C. The low-frequency curve is the result of a low pass filter (> 12 months).

Eigenvector 2, which represents 5.8% of the variance, is in phase in most of the tropical Atlantic ocean (Fig. 5a). The only out-of-phase region is located in the south central basin. There are two areas of important positive values. The first one is largely spread off the Senegal coast, and the second is trapped along the equator (close to 10°W) and the South and North coasts of the Guinea Gulf. This pattern reveals a double influence: the seasonality of the two hemispheres and the seasonal upwelling system in the tropical Atlantic Ocean. A combination of a semi annual and a weaker annual signal is noted on the corresponding time series (Fig. 5b). The low frequency signal clearly shows some large-scale anomalous events with periods of 3 to 4 years. For example, the most prominent contributions by E_2 are the warming ($\approx + 0.3^\circ\text{C}$) in 1969-1970 and the cooling ($\approx - 0.3^\circ\text{C}$) during 1976 which covered the areas of positive values depicted in Figure 5a.

In contrast to Weare's analysis (1977), eigenvector 3 (4.2% of the variance) indicates, as does E_2 an equatorial and south coastal trapped pattern in the Gulf of Guinea (Fig. 6a). In the remainder of the basin, out of phase with the preceding area, we note two patches of maximum variability straddling the equator. The configuration of the southernmost patch (centered by 5°S-18°W) has a striking likeness with the phase pattern associated with the annual signal in this region (Merabet, 1983). The northernmost patch represents correctly the seasonal upwelling in the vicinity of the Senegal coast. An annual signal dominates the E_3 time series, Fig. 6b. The range of monthly values are on the same order of the preceding eigenvector. Except for the equatorial and southeastern regions, the patterns of E_2 and E_3 are in phase, as are their low frequency signals. Therefore, for most of the

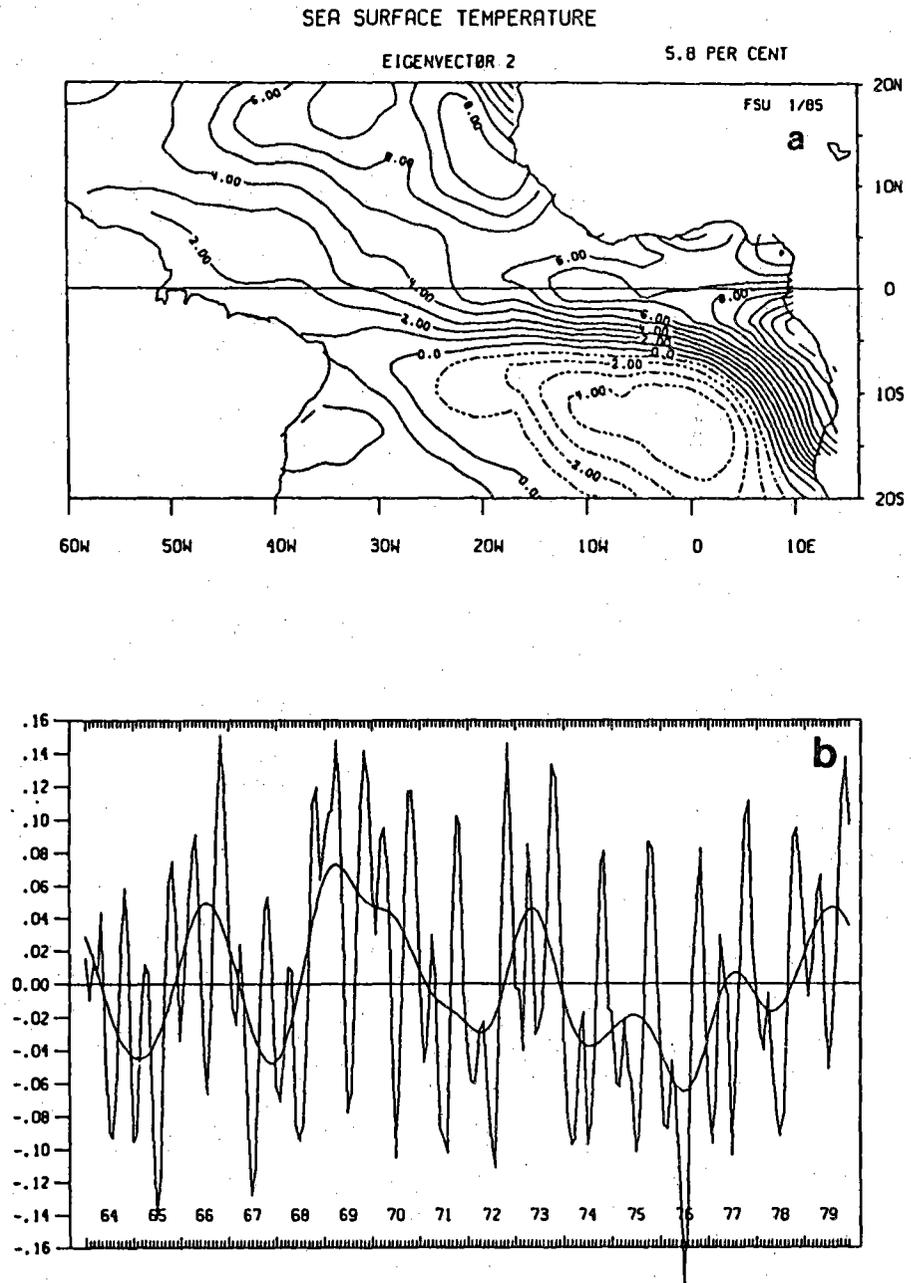


Figure 5. Same as Figure 4, except for eigenvector 2, and the contour interval is 1°C.

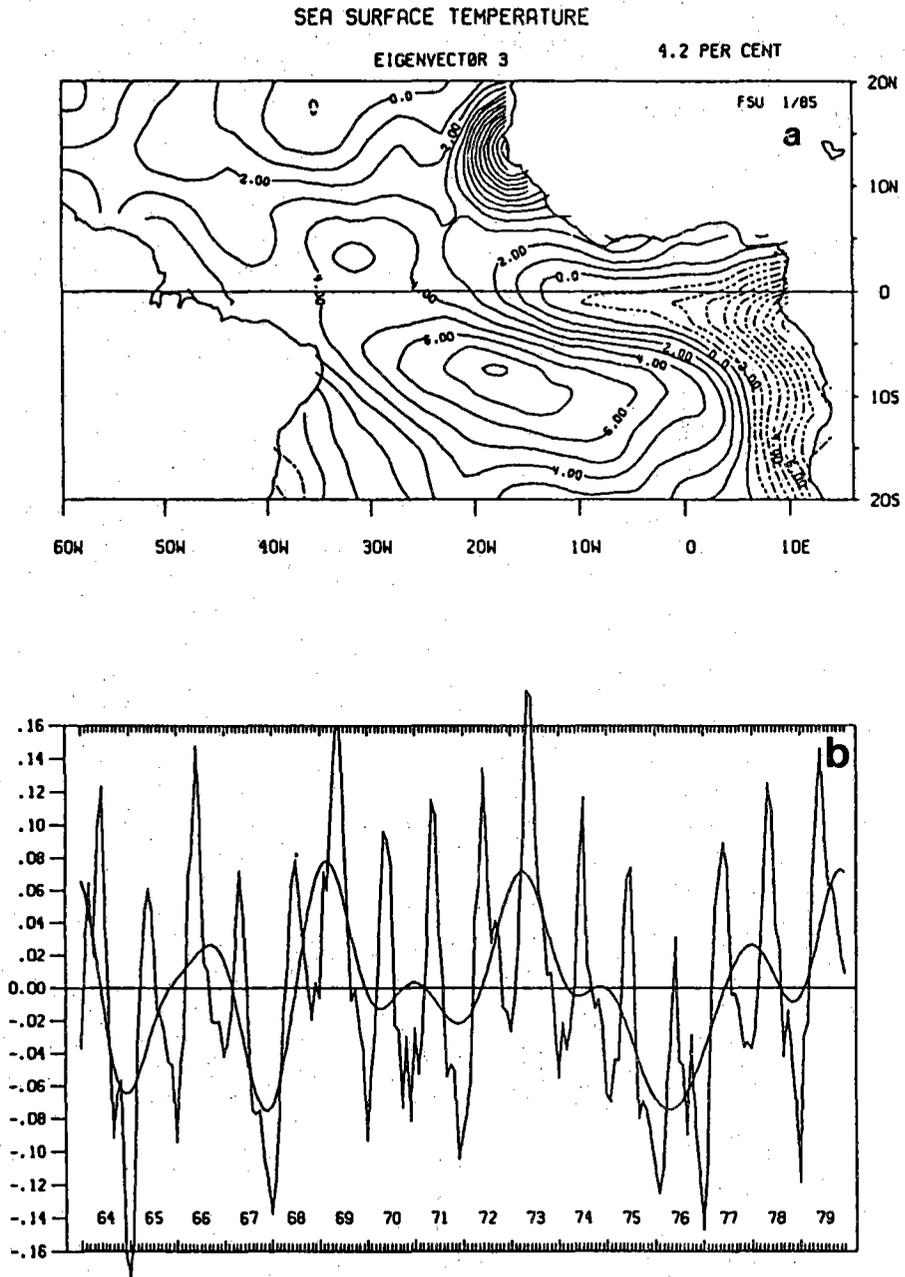


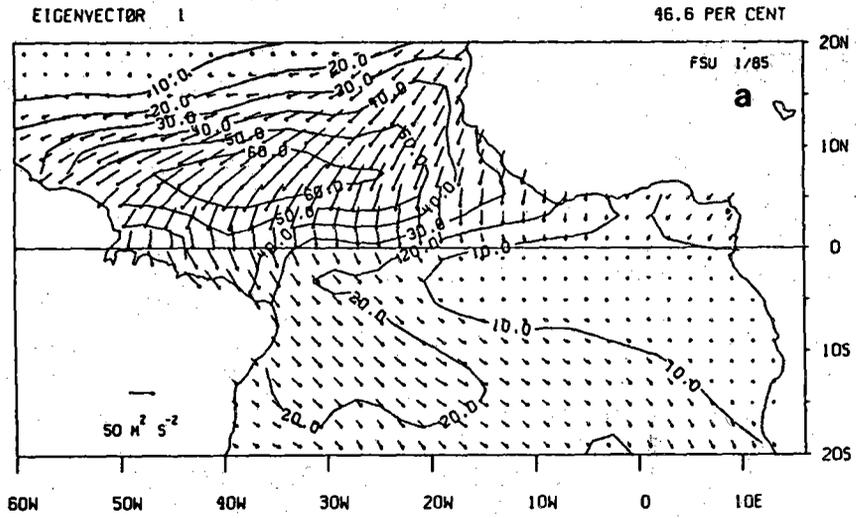
Figure 6. Same as Figure 4, except for eigenvector 3, and the contour interval is 1°C.

basin these two eigenvectors are associated with the same long-term variability, especially in the northeast portion of the tropical Atlantic ocean.

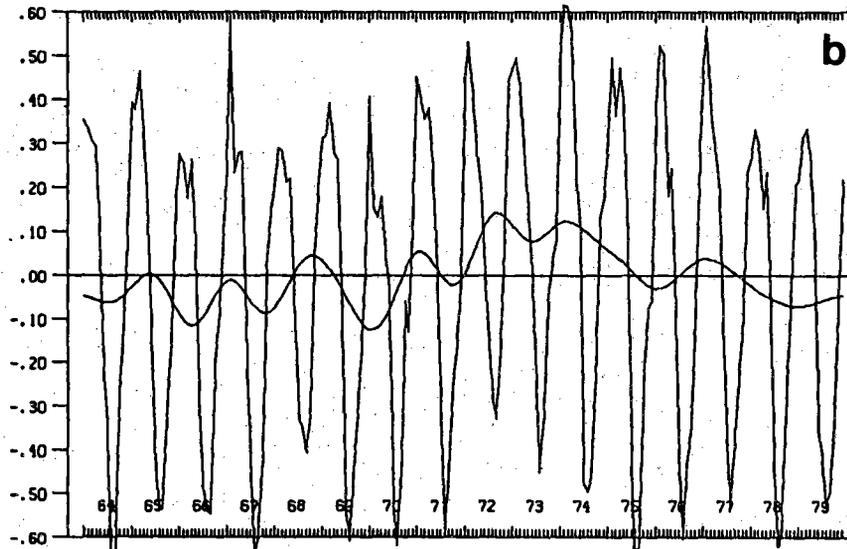
2. WIND STRESS

For this study area (with a northern limit at 20°N), the variance accounted for by eigenvector 1 (46.6%) is noticeably stronger than in the case where the northern limit is 30°N (36%). This difference is explained by the fact that the E_1 pattern collects all the variability in the ITCZ rather than further north (Fig. 7a to be compared to Fig. 3b). Eigenvector 1 is similar to a previous study established by Legler (1983) on the Pacific region, using the same limits (20°N-20°S). Since the seasonal variability is larger in the tropical Atlantic region than in the corresponding area of the Pacific (Philander, 1979; Merle et al., 1980; Busalacchi and O'Brien, 1981), it is not surprising that the amount of variance explained by eigenvector 1 is greater in the Atlantic case (46.6% versus 35.4%). Predominance of the real component which fluctuates from negative to positive in the E_1 time series (Fig. 7b and 7c) indicate a 180° rotation of the E_1 pattern. For both tropical regions, the E_1 time series principally represents the annual signal with a greatest magnitude of the trade winds during the winters of their respective hemispheres. As depicted primarily by the real component (Fig. 7b), a 1.5 higher range in the negative values than in the positive ones is in relation with the large latitudinal anti-symmetric pattern of E_1 . These greater negative values normalize the magnitude of the northeasterlies when the southeasterlies are maximal. Conversely, when the northeasterlies are strong (positive values), smaller amplitudes of the real component time series correctly reproduce the wind stress vectors in the E_1 pattern.

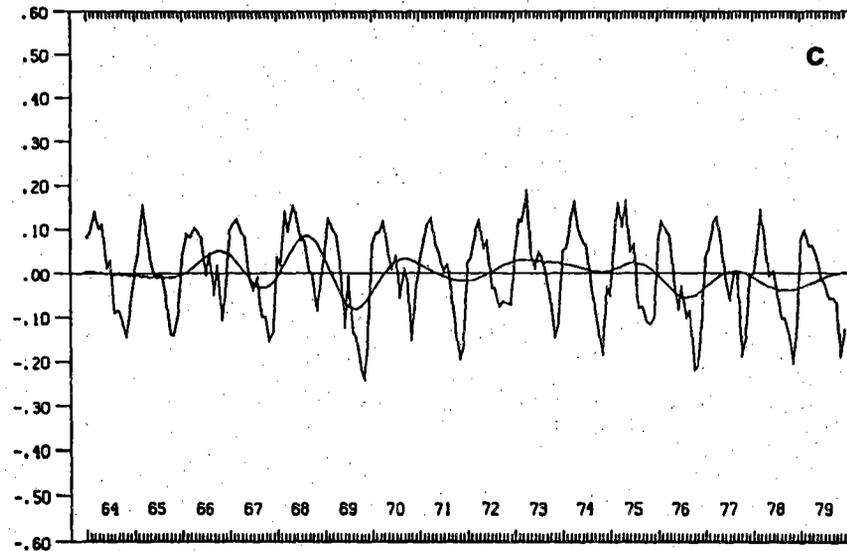
WIND STRESS VECTORS



REAL COMPONENT



IMAGINARY COMPONENT



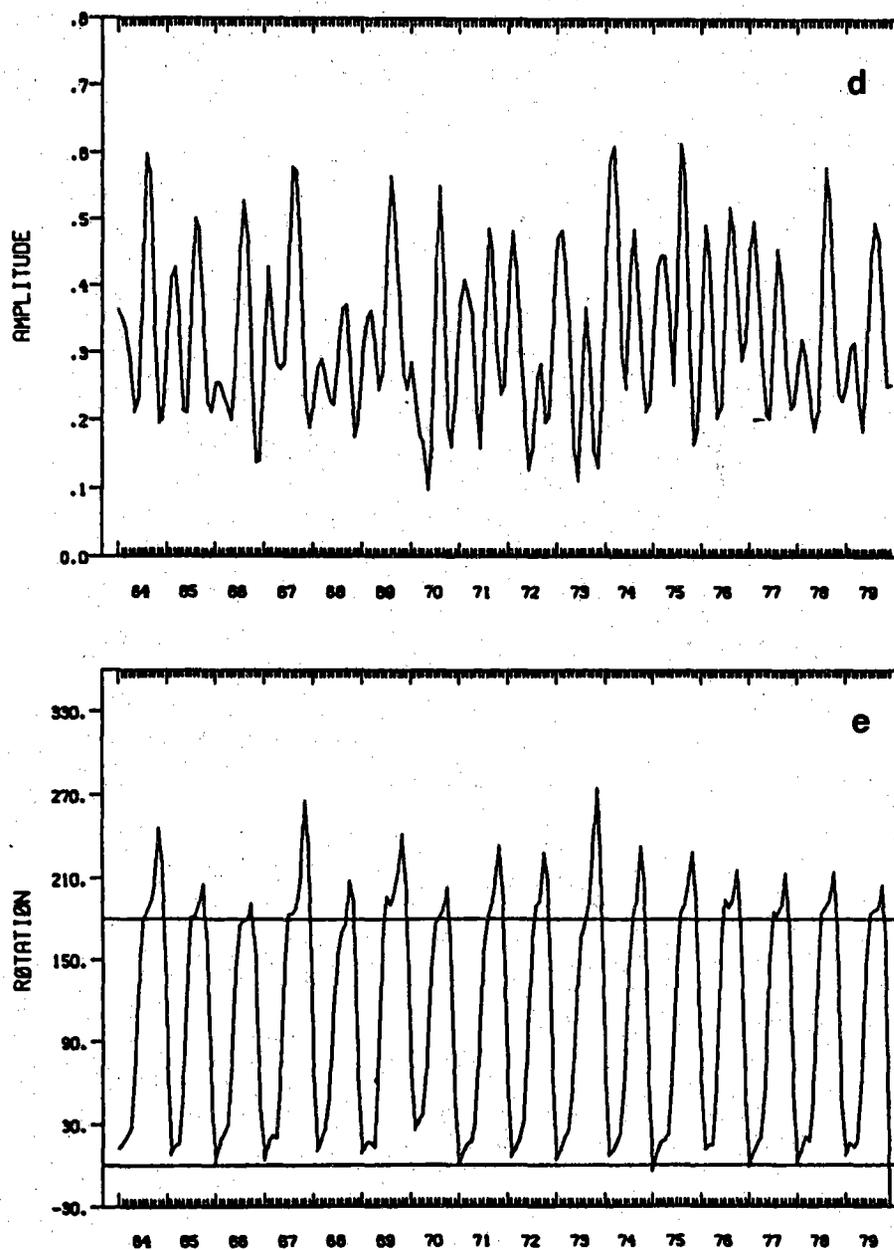


Figure 7. Wind stress eigenvector 1 spatial pattern (a), and the real (b), and imaginary (c) parts of the associated time series. The contour interval of the isotachs is $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. The low-frequency curve is the result of a low pass filter (> 12 months). Associated time series expressed as amplitude (d) and rotation (e). Rotation is in degrees counter-clockwise to the orientation of the spatial pattern vectors.

An amplitude-rotation analysis, Fig. 7d and 7e indicates that the E_1 wind stress field rotates counter-clockwise during a short period in November-December. A rotation in the opposite direction occurs more slowly about May-June-July. As displayed by a rotary spectral analysis the spectral density, in the counter-clockwise case is double that of the clockwise case. By contrast, a period of steadiness occurs from December to May and from June-July to October-November for the northern and southern hemispheres respectively, as related to sustained wind stress magnitude. Yet in the beginning of the seventies, the directional stability of the southeasterly trades was occurring only in July-October and the wind stress magnitude was weaker. During that same period, the northeast trades had a longer duration and were anomalously strong. The deducible positive long-term anomaly ($\approx 3-5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) is obvious in the low frequency curves of the E_1 real and imaginary components (Fig. 7b and 7c). Another exceptional time period during the years 1968 and 1969 years includes three weakenings of the sustained trade wind system (two for northeast Trades and one for southeast Trades). This 1968 event was discussed previously by some authors as linked to an abnormal displacement of the ITCZ further south (Lamb, 1978; Hisard, 1980; Merle, 1980a).

In contrast to E_1 , the explained variance of E_2 in the $20^\circ\text{N}-20^\circ\text{S}$ region (11.1%) is less than that of a similar EOF analysis in the $30^\circ\text{N}-20^\circ\text{S}$ domain (17%). While E_1 collects most of the variability in the trade wind zones, E_2 chiefly describes the western subtropical regions, both in phase (Fig. 8a). A rotary spectral analysis discloses a main 12-month clockwise signal and two secondary annual and semi annual counter-clockwise signals. The large annual

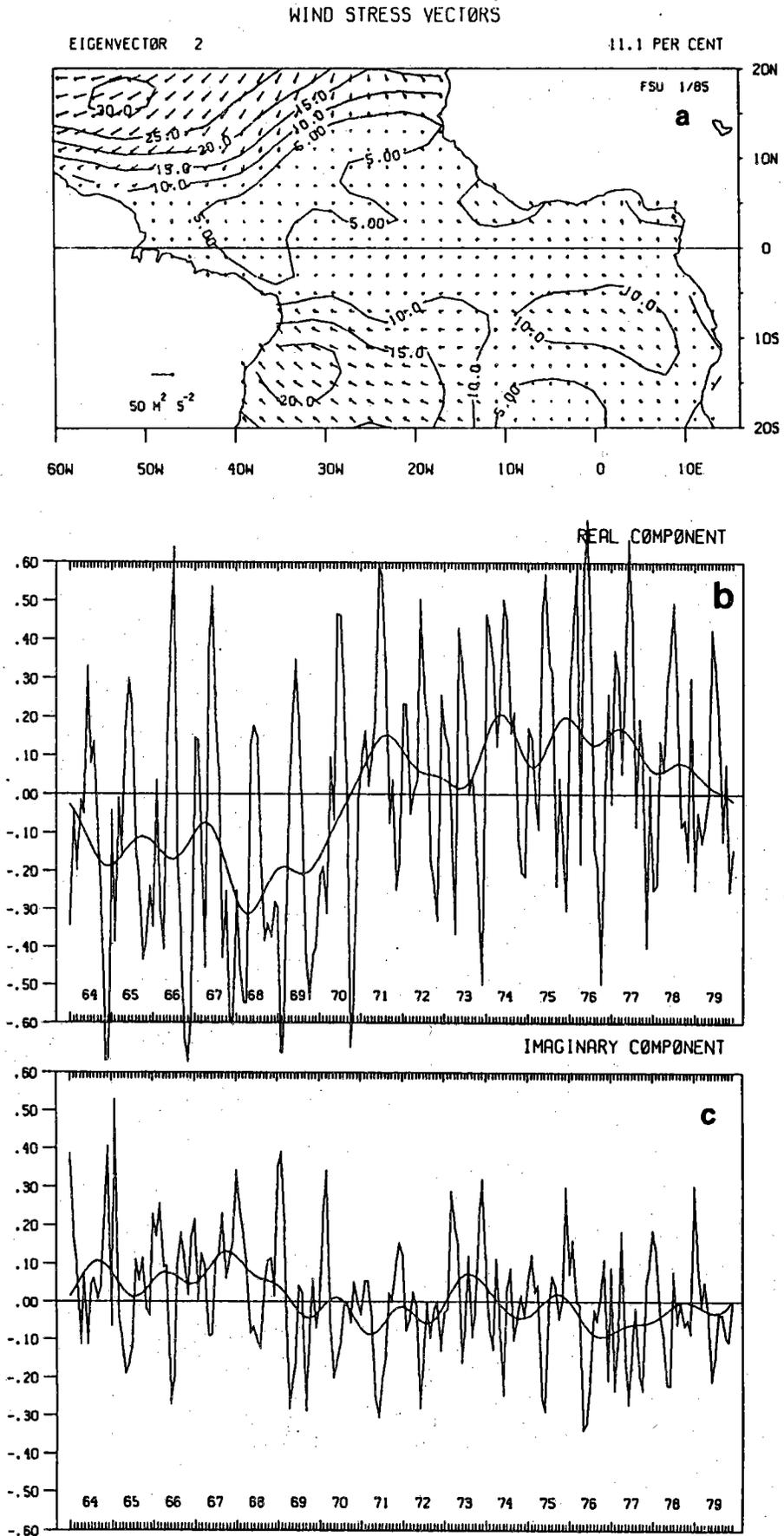


Figure 8.

Same as Figure 7, except for eigenvector 2, and the contour interval is $5 m^2 s^{-2}$.

large annual cycle clearly appears on the E_2 real component with a similar range for both positive and negative values (Fig. 8b). The amplitude rotation analysis (not shown) indicates that the mean orientation of the E_2 pattern is about 130° counter-clockwise during the 1960s and about 80° counter-clockwise during the 1970s. Thus, the northwestern (southwestern) subtropical wind stress circulation turned consequently more southward (westward), corresponding to a net strengthening of the trade system throughout the study time period. This substantial long term trend is observed in the low frequency curve of the E_2 time series (Fig. 8b and 8c). A similar change between the 1960s and the 1970s has been recognized by Legler (1983) for the tropical Pacific ocean.

The wind stress vector magnitudes of E_3 pattern (only 4.9% of the variance) are weaker and more spatially uniform than the first two eigenvectors (Fig. 9a). Relatively larger variabilities are found in the middle of the south tropical Atlantic region and in the western part of the equatorial region. Moreover, the time series of the real and imaginary components (Fig. 9b and 9c) are noisier than preceding eigenvectors. Rotary spectral analysis provides three signals. The primary variability is annual in the clockwise direction the two other smaller signals are semiannual in each direction. A low frequency analysis on the amplitude-rotation curves indicates that the year 1968 was the mid-point of a time period when the E_3 wind stress pattern is opposite to that shown in Figure 9a. After 1973, this pattern rotated clockwise about 90° and signified increased northeast trades in the western equatorial region.

Although wind stress eigenvectors E_4 and E_5 (not shown) are above the noise level, their interpretation is difficult, especially E_5 . E_4 indicates a

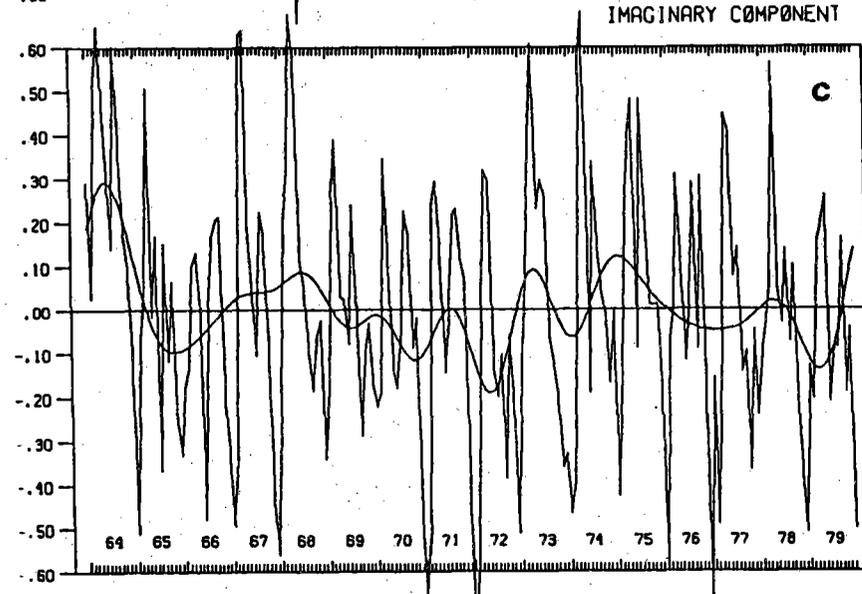
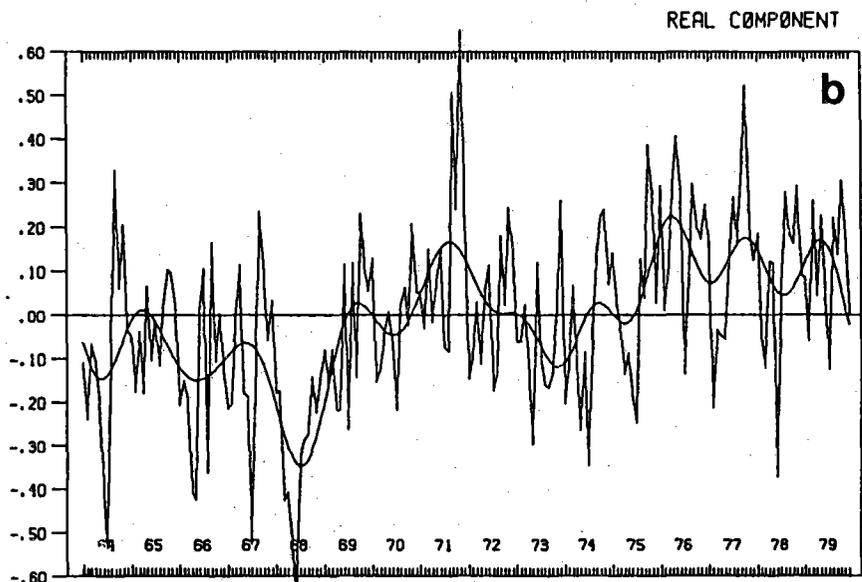
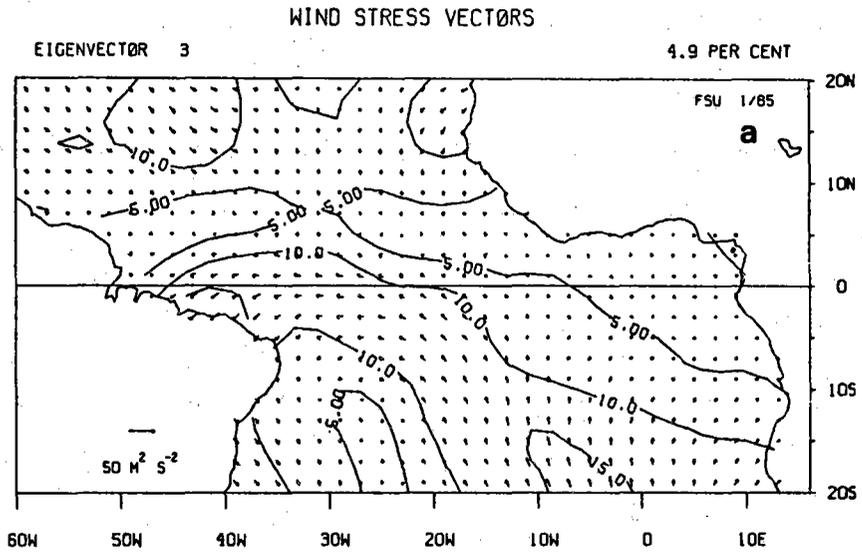


Figure 9. Same as Figure 7, except for eigenvector 3, and the contour interval is $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

weakening ($\sim 1.4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) of the south-east trades centered at 20°W , 17°S , during July-December 1967. Although smaller, it complements the large decrease already depicted in E_1 and E_2 . Conversely, in late 1975 and early 1976, there is a small amplification of the southeast trades in this region. Additionally, a long term trend in the time series corresponds to a small increase in these trades, although this too is better depicted in E_2 .

DISCUSSION

The E_1 patterns and time series for both SST and wind stress, Figs. 4 and 7, are clear in their representation of variations of their annual signals. This is not the case for the remaining eigenvectors. More analysis is needed to gain insight into their physical motivation. A more detailed examination of the results discloses some interesting features with regards to seasonal and interannual variabilities.

For the E_2 time series of SST (Fig. 5), two sets of main peaks regularly separated in time, a negative one in July and a positive one in November, are linked to the increase of seasonal cooling inside the Gulf of Guinea and the end of the warm season along the Senegal coast respectively. It is interesting to note that during the first half of the large warming episode as denoted in E_1 in the south and equatorial regions, the E_2 summertime negative peak was a month late in both 1971 and 1972 and was absent in 1973. By contrast, it was very prominent in 1976. Two other sets of peaks, with weaker amplitudes than the first occur in April (positive) and in February (negative). The April maximum corresponds to the time when warming is greatest inside the Gulf of Guinea. The February peak reflects the reinforcement of the seasonal coastal upwelling in the Senegal oceanic region and the winter cooling in the northern hemisphere.

Onset of the strong seasonal upwelling which appears along the Senegal coast is noted in the E_3 time series of SST appearing as negative peaks occurring each January (Fig. 6b). The positive peaks (occurring principally in

June) correspond in the first place both to the onset of the warm season in the Senegal oceanic region and of the cold season along the southern coast of the Gulf of Guinea and, in the second place, to the end of the warm season in the central basin south of the equator. For example, the oversize maxima arising in January 1965 and in May-June 1973 are principally related to premature upwelling and premature warming along the Senegal coast.

The variability of the wind stress in the western subtropical regions, as indicated primarily by the real component of E_2 , is strongly different in the course of the years 1964-1979. Positive peaks occur systematically about the month of June during the 1970s, whereas they are generally weak or absent in preceeding years. A second set of negative peaks arises almost regularly in November-December during the 1960s, and disappears after 1969. In order to investigate these last features fully, we checked the monthly basic data minus the 16-year long term average over the total available domain, 20°S to 30°N. In the northwest region one important cyclonic wind stress perturbation (associated with a decrease of the northeast trades) was present during the winters of the 1960s. This circulation was very weak or absent during this same season of the subsequent 10-year period. This wind stress perturbation (nicely accounted for by E_2) is partially responsible for the secondary maximum, which occurs in June in the mean seasonal cycle computed from the 1964-1979 data set by Picaut et al. (1985). However, this secondary seasonal event seems valid because a similar one is also depicted by Hastenrath and Lamb (1977), who used the 60 years of observations before 1971.

In the southwest region, we noted an important decrease of southeasterlies in November-December 1967 that corresponded to the onset of the considerable

weakening of the trade winds denoted previously by eigenvector 1 for the years 1968-1969. The pivotal point of this period is depicted by E_3 . A careful check of E_3 real and imaginary components (Fig. 9b and 9c) and of their corresponding amplitude-rotation time series (not shown), reveals only one significant event in the course of the years 1964-1979 which was of long duration and was both great in magnitude and steady direction. This event took place between April and June of 1968 and corresponded to an approximately $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ magnitude in the opposite direction of the E_3 wind stress pattern. Servain (1984) focused on this period of a spectacular reversal of trade winds along the equator near 30°W . He noted as did Picaut et al. (1984) that this dramatic event preceded an extremely anomalous warm episode of SST in the Gulf of Guinea: the large positive deviations of SST from the mean year (Lamb, 1978; Merle, 1980b; Hisard, 1980) were equatorially trapped (Servain, 1984; Picaut et al., 1985). The weak succeeding upwelling was limited to August only. Our EOF analysis, computed with the basic data minus the long term average, cannot accurately explicate the extension of the warming season and the subsequent shorter and smaller equatorial upwelling in the first eigenvectors especially for SST in 1968. A shift in the SST seasonal signal is better supported by an EOF analysis of the monthly deviations from the mean seasonal cycle. In such an EOF analysis (not shown) we found more evidence of the 1968 SST event.

In direct contrast to the 1968 event, the seasonal equatorial upwelling was stronger than usual during the summer of 1976. An exceptional cold departure of SST from the long term average (more than 5°C in August) and its location further

east compared to the inverse case of 1968 are undoubtedly responsible for the greater depiction of this event by the EOF analysis presented here (see Fig. 5b). During the preceding months there was a simultaneous intensification of the northeast and southeast trades (Picaut et al., 1985). An anomalous increase of the western equatorial easterlies in June 1976 (more than $30 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ for the monthly anomaly) resulted from this strengthened convergence. For this calendar month the mean wind stress in this region is weaker than the long term average. Consequently, for the wind stress the 1976 equatorial event appears more prominent in our EOF analysis of the monthly anomalies.

A correlation analysis was performed between the monthly anomalies of E_1 time series components of SST and wind stress (amplitude in the case of the wind stress). Despite the difference of variances accounted for by eigenvector 1 of the wind stress (46.6%) and SST (79.8%), wind stress leads SST by one month with a correlation coefficient of 0.45 (0.83 for the low frequency signal).

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The cumulative percent of variance accounted for by the first three eigenvectors is considerably smaller for wind stress than for SST (62.6 and 89.8 respectively). This reflects the larger variability of the atmospheric circulation compared to that of SST. The wind stress cumulative percent is nevertheless greater than for the Pacific, where Legler (1983) found 47% for the first three eigenvectors. Once more, a prominent seasonal signal in the tropical Atlantic region is the cause of increase of the variance accounted for by the first eigenvectors.

The SST large scale seasonal cycle of both the thermal hemispheres is well described by E_1 . However, a combination of the first three EOFs is needed to analyze the regional seasonal events. Such is the case for the seasonal upwelling along the Senegal coast. E_1 (and to a smaller extent E_2) indicates that this event is strongest in February-March when the seasonal cooling of the northern hemisphere develops. The beginning of this cooling in January is clearly represented by E_3 . Most of the duration of the subsequent warm season (in the course of the boreal summer) is well accounted for by E_1 ; its onset in June and its conclusion in November are illustrated by E_3 and E_2 respectively.

The strong seasonal signal of SST inside the Gulf of Guinea appears clearly in each of the three first eigenvectors. In June, E_3 depicts the beginning of the cold season along the southern coast of the Gulf of Guinea. The onset in July of the equatorial and northcoastal upwellings (from Ivory Coast to Nigeria) are well described by E_2 . For this month and the two subsequent months, E_1 depicts a more large-scale cooling in the southern portion of the Gulf of Guinea.

In the equatorial and southern domains of this Gulf, the subsequent warming period is mainly denoted by E_1 during the austral summer. For the equatorial region, the highest temperatures of this warm season (in April) are further related by E_2 .

The dominant events of the seasonal cycle of the wind stress are well represented by E_1 and E_2 . E_1 is principally annual, and describes mainly the two trade wind systems with a preference for the northeast trades where a maximum of variability is due to the seasonal migration of ITCZ. E_1 indicates that the prevalent counter-clockwise rotation occurring in November-December, linked to the increase of the north-east trades, is generally quicker than the opposite turning in May-June-July which precedes the greatest magnitude of the southeast trades. E_2 , chiefly influenced by the wind stress variability in the western subtropical areas (particularly in the north), describes annual and semiannual perturbations in these regions. The E_2 annual signals are linked to both sustained trade winds during their respective hemispheric winters, and the E_2 semi-annual signal corresponds principally to the secondary maximum of northeast trades occurring about June in the northwest subtropical regions.

Our EOF analysis provides insight into significant anomalous episodes with large space and time scales which developed in the tropical Atlantic region during the years 1964-1979.

The reversal of the trade winds along the equator during May-June 1968 near 30°W (Servain, 1984) is adequately depicted by the third eigenvector of the EOF analysis. This reversal is unique for the 16-year period at this longitude (Picaut et al., 1984). E_1 and E_2 show that this dramatic event took place at the midpoint of a vast episode extending throughout the entire

tropical region from the fall of 1967 through the spring of 1969. During this period the wind stress was weaker than normal for both north and south trade systems. In 1976, there was an anomalous event with opposite characteristics to the 1968 event. In June, there was an important increasing of the easterlies in the western equatorial region resulting from simultaneous strengthenings of northeast and southeast trades in previous months. This contrast of the wind stress systems of the 1968 and 1976 episodes was also manifested in the SST anomalies in the Gulf of Guinea during the subsequent summers. Yet, the dramatic warming in 1968 and the increased upwelling in 1976 were both equatorially trapped.

Another large scale episode, mainly represented by the first eigenvector of each parameter, occurred in the tropical Atlantic region during the beginning of the 1970's. The northern and the southern hemispheres opposed each other, in contrast to the 1968 and 1976 events in which the whole tropical basin acted in phase. From the beginning of 1972 through the end of 1975, the north (south) basin was generally colder (warmer) while the northeasterlies (southeasterlies) were, overall, stronger and longer (weaker and shorter) than normal. The northern magnification of the wind stress is also due to a western subtropical system more anticyclonic than in the 1960s.

The north-south dipole for the SST long-term anomaly in 1972-1975 is not exceptional (Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Shukla, 1981) and is also observed (in E_1) with the opposite sign during the years 1969-1970. This dipole is confirmed by E_2 (warming in the north, cooling in the south during 1969-1970; cooling in the north, warming in the south during 1974-1977) and

attenuated by E_3 (warming in the north and the south in 1969; cooling in the north and the south in 1975-1976).

In conclusion this satisfactory relation verifies that most of the interannual variability of SST in the eastern tropical Atlantic ocean is directly connected to a large amount of the wind stress perturbation in the western region at similar time scales. For SST, the second and third eigenvectors are associated with coastal and equatorial seasonal upwellings. These eigenvectors unite to explain semi-annual and other perturbations to the annual signals. E_2 of the wind stress illustrates the main variability in the western subtropical regions, and E_3 represents the easterlies' fluctuations in the western equatorial region. However, outside the equatorial strip where the equatorial trapped events are correctly depicted by eigenvectors of superior rank, the accuracy of our analyses is limited to a study of a global response between wind stress and SST. Further investigations, as for example the use of the curl of the wind stress and EOFs in the frequency domain, would be able to contribute to a finer description of the response.

REFERENCES

- Adamec, D., and J. J. O'Brien, 1978: The seasonal upwelling in The Gulf of Guinea due to remote forcing. J. Phys. Oceanogr., 8, 1050-1060.
- Berrit, G. R., 1976: Les eaux froides côtières du Gabon a l'Angola sont-elles dues à un upwelling d'Ekman? Cah. ORSTOM, sér. Oceanogr., 14, 273-278.
- Busalacchi, A. J., and J. J. O'Brien, 1981: Interannual variability of the equatorial Pacific in the 1960's. J. Geophys. Res., 86, 10901-10907.
- Busalacchi, A. J. and Picaut, J., 1983: Seasonal variability from a model of the tropical Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr., 13, 1564-1588.
- Hastenrath, S., 1979: On modes of tropical circulation and climate anomalies. J. Atm. Sci., 35, 2222-2231.
- Hastenrath, S. and L. Heller, 1977: Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 103, 77-92.
- Hastenrath, S. and P. J. Lamb, 1977: Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. University of Wisconsin Press, Madison Wisconsin, 112 pp.
- Hellerman, S., 1980: Charts of the variability of the wind stress over the tropical Atlantic. GATE Sup. II. Deep-Sea Res., 26, 63-75.
- Hisard, P., 1980: Observation de réponse de type "El Nino" dans l'Atlantique tropical oriental Golfe de Guinée. Oceanol. Acta, 3, 69-78.
- Kundu, P. K., and J. S. Allan, 1976: Some three dimensional characteristics of low-frequency current fluctuations near the Oregon coast. J. Phys. Oceanogr., 6, 181-199.
- Lamb, P. J., 1978: Case studies of tropical Atlantic surface circulation pattern during recent sub-Sahara weather anomalies, 1967-1968. Mon. Wea. Rev., 106, 282-291.
- Leetma, A. et al., 1983: Papers from 1982/83 El Nino/Southern Oscillation Workshop. NOAA/AOML, Miami, Florida, 229 pp.

- Legler, D. M., 1983: Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the tropical Pacific. Bull. Am. Meteorol. Soc., 64, 234-241.
- Legler, D. M., 1984: Response to "Comments on empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the tropical Pacific region." Bull. Am. Meteor. Soc., 65, 162.
- Markham, C. G., and D. R. McLain, 1977: Sea Surface temperature related to rain in Ceara, northeastern Brazil. Nature, 265, 320-323.
- Meehl, G. A., and H. van Loon, 1979: The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part III: teleconnections with lower latitudes. Mon. Wea. Rev., 107, 1095-1106.
- Merabet, N., 1983: Analyse du cycle saisonnier moyen de la temperature de surface de l'Atlantique tropical. D.E.A. rapport, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, pp. 97.
- Merle, J., 1980a: Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique équatorial Est. L'hypothèse d'un "El Nino" Atlantique. Oceanol. Acta, 3, 209-220.
- Merle, J., 1980b: Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic. J. Phys. Oceanogr., 10, 464-469.
- Merle, J., Fioux, M. and Hisard, P., 1980: Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic. Gate Sup. II, Deep-Sea Res., 26, 77-101.
- Moore, D. W., Hisard, P., McCreary, J. P., Merle, J., O'Brien, J. J., Picaut, J., Verstraete, J. M. and Wunsch, C., 1978: Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. Geophys. Res. Lett., 5, 637-640.
- Moura, A. D., and Shukla, J., 1981: On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. J. Atmos. Sci., 38, 2653-2675.
- Perkins, H., 1980: Low frequency forcing of the tropical Atlantic ocean under the ITCZ during GATE. Gate Sup. I, Deep-Sea Res., 26, 225-236.
- Philander, S. G. H., 1979: Variability of the tropical oceans. Dyn. Atmos. Oceans, 3, 191-208.
- Picaut, J., J. Servain, A. J. Busalacchi, and M. Seva, 1984: Interannual Variability versus Seasonal Variability in the Tropical Atlantic, Geophysical Res. Lett., 11, 787-790.

- Picaut, J., J. Servain, P. Lecomte, M. Seva, S. Lukas and G. Rougier, 1985: Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature 1964-1979. Université de Bretagne Occidentale - University of Hawaii, 467 pp.
- Rowntree, P. R., 1976: Response of the atmosphere to a tropical Atlantic Ocean temperature anomaly. Quart. J. Roy. Met. Soc., 102, 607-625.
- Servain, J., 1984: Réponse océanique à des actions éloignées du vent dans le Golfe de Guinée en 1967-1968. Oceanol. Acta, 7, 297-307.
- Servain J., Picaut, J., and Merle J., 1982: Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr., 12, 457-463.
- Servain, J., J. Picaut and A. J. Busalacchi, 1985: Interannual and Seasonal Variability of the Tropical Atlantic Ocean Depicted by Sixteen Years of Sea-Surface Temperature and Wind Stress, J.C.J. Nihoul (Editor), Coupled Ocean-Atmosphere Models, 211-237.
- Overland, J. E., and R. W. Preisendorfer, 1982: A significance test for principal components applied to a cyclone climatology. Mon. Wea. Rev., 110, 1-4.
- Von Storch, H. and G. Hannoschock, 1984: Comments on "Empirical orthogonal function-analysis of wind vectors over the tropical Pacific region." Bull. Am. Meteor. Soc., 65, 65, 162.
- Weare, B. C., 1977: Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperature. Q. J. R. Meteorol. Soc., 103, 467-478.
- Weisberg, R. H., and Tang, T. Y., 1983: Equatorial ocean response to growing and moving wind systems with application to the Atlantic. J. Mar. Res., 41, 461-486.
- Wyrtki, K., 1975: El Niño - The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. J. Phys. Oceanogr., 5, 572-584.

VARIABILITE DE L'ATLANTIQUE TROPICAL
- OBSERVATIONS ET TELECONNEXIONS -

SUR LA VARIABILITE INTERANNUELLE DE QUELQUES ZONES TESTS DANS L'ATLANTIQUE TROPICAL

par J. SERVAIN et M. SEVA *

I. Variabilité interannuelle de la tension du vent le long du rail équatorial.

Sur la *figure 15* nous avons partagé arbitrairement le rail équatorial (2°N - 2°S) en une partie Ouest notée EQW (de la côte américaine à 20°W) et une partie Est notée EQE (de 20°W à la côte africaine). Dans cette étude, la tension du vent (ou plus exactement la pseudo-tension du vent : lire Picaut et al, 1985) est décomposée en une tension zonale et une tension méridienne moyennées mensuellement à l'intérieur de chacune des deux zones. Il en résulte bien évidemment une simplification quant au forçage dynamique, car si dans la zone EQW le vent porte en quasi permanence vers l'ouest (les alizés), dans la zone EQE il existe une divergence zonale au niveau du méridien origine (Picaut et al, 1985). Nous savons qu'à l'ouest de ce méridien le vent se dirige vers le nord-ouest et devient de plus en plus fort en s'orientant vers l'ouest au fur et à mesure de sa progression vers la côte américaine, et qu'à l'est de cette limite, le vent, relativement faible, s'oriente vers le nord-nord-est, provoquant un phénomène de mousson le long de la côte nord du golfe de Guinée. Cependant, l'intégration de la tension zonale du vent sur l'ensemble du domaine EQE conduit à une composante orientée majoritairement vers l'ouest.

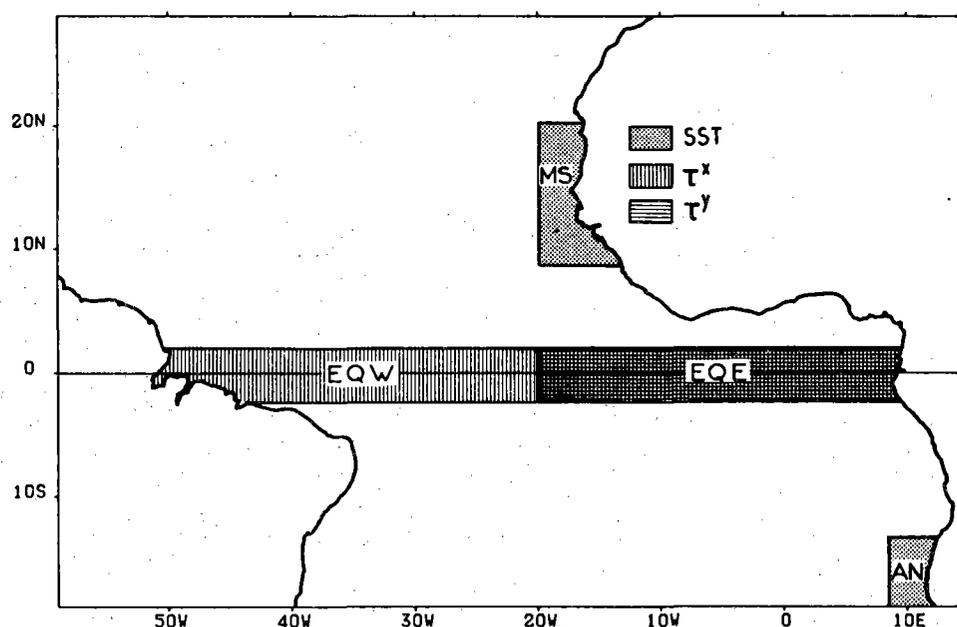


Figure 15.

Une plus grande force des alizés à l'ouest du bassin équatorial peut se mesurer au travers d'une analyse de Fourier (*figure 16*). De plus, on note que si l'amplitude du cycle annuel est prépondérante dans la moitié ouest du bassin, elle est plus faible dans la moitié est, allant jusqu'à ne pas dépasser celle du cycle semi-annuel dans le cas de la composante zonale de la tension du vent. La *figure 17* qui représente les séries temporelles de la tension zonale du vent pour les zones EQW et EQE, et celle de la tension méridienne du vent pour la zone EQE, est instructive en ce qui concerne la variabilité interannuelle au cours de la période 1964-1979. On y observe à la fois une intensification vers l'ouest de la tension zonale du vent le long de l'équateur (axe de référence orienté vers l'est) et une intensification vers le nord de la tension méridienne du vent à l'intérieur du golfe de Guinée (axe de référence orienté vers le nord).

* Laboratoire d'Océanographie Physique, Université de Bretagne Occidentale, 29200 Brest

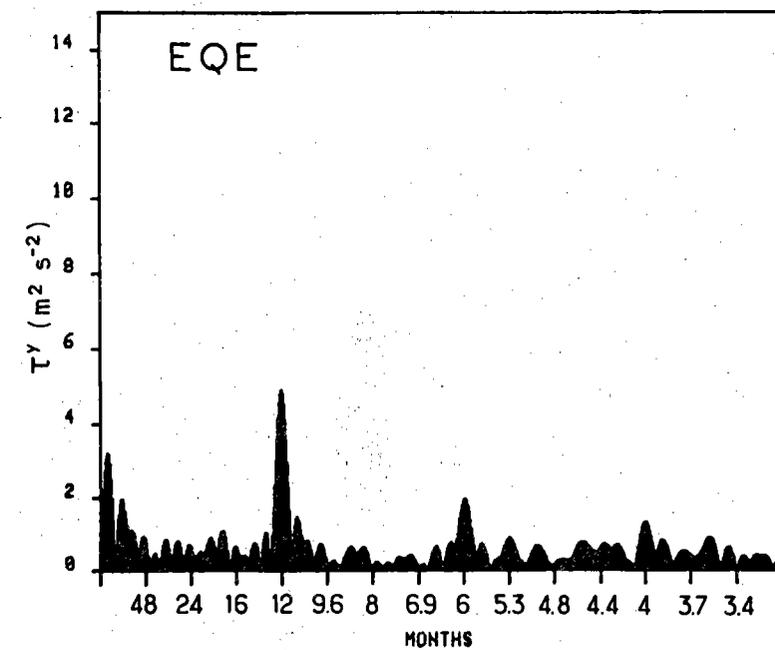
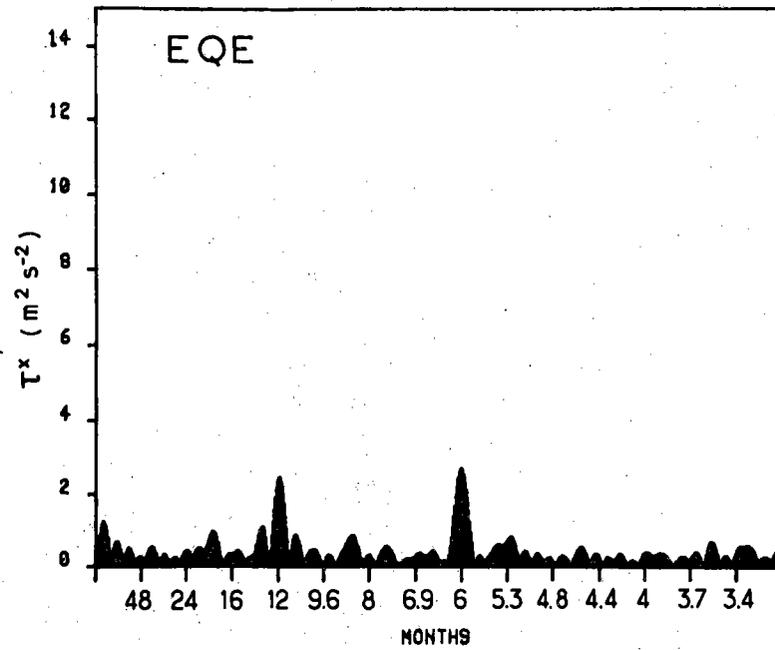
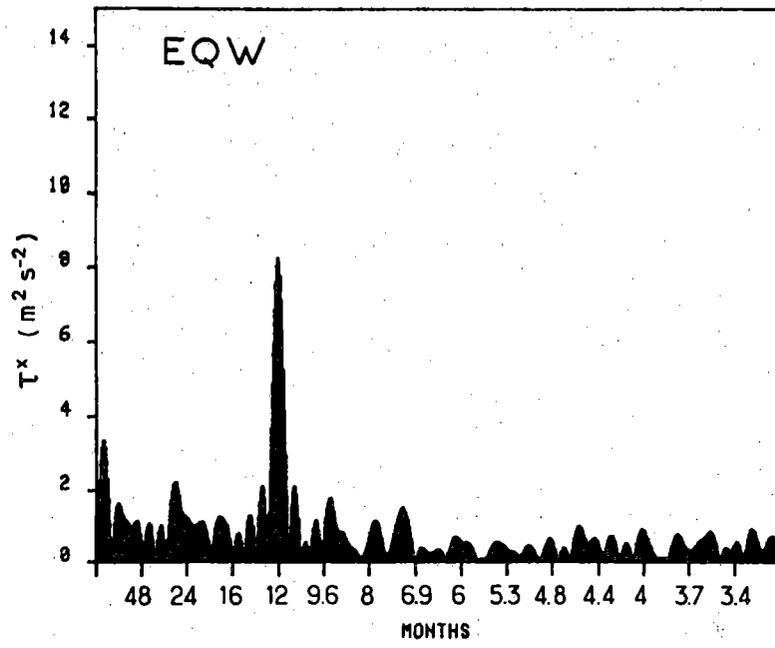
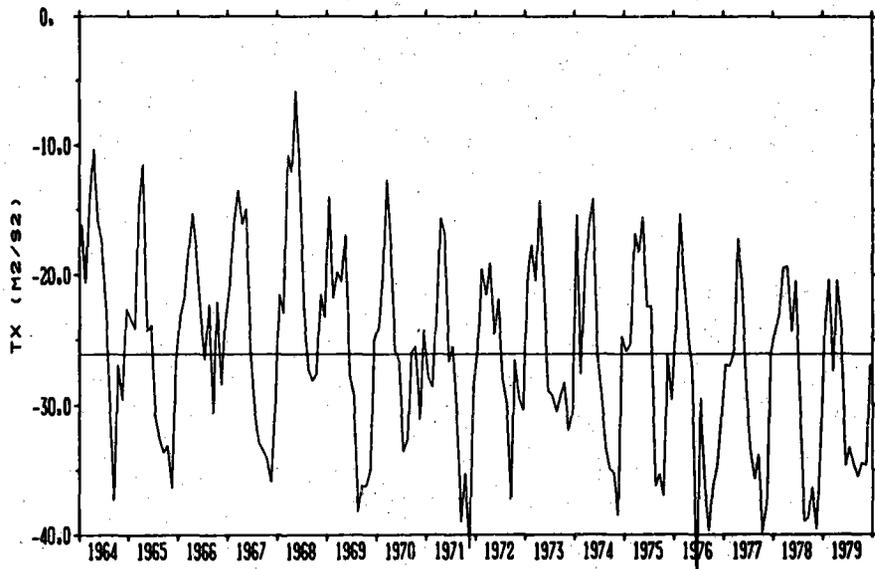
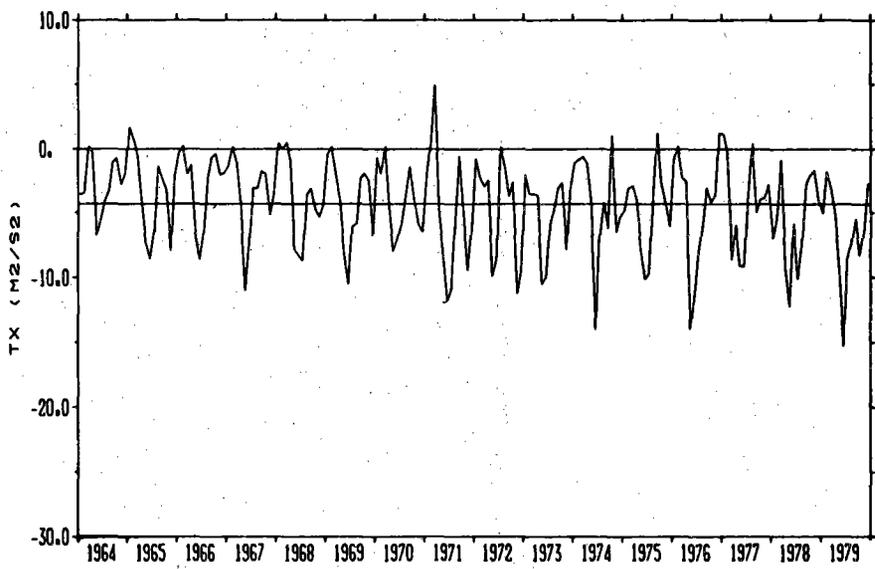


Figure 16.

EQW



EQE



EQE

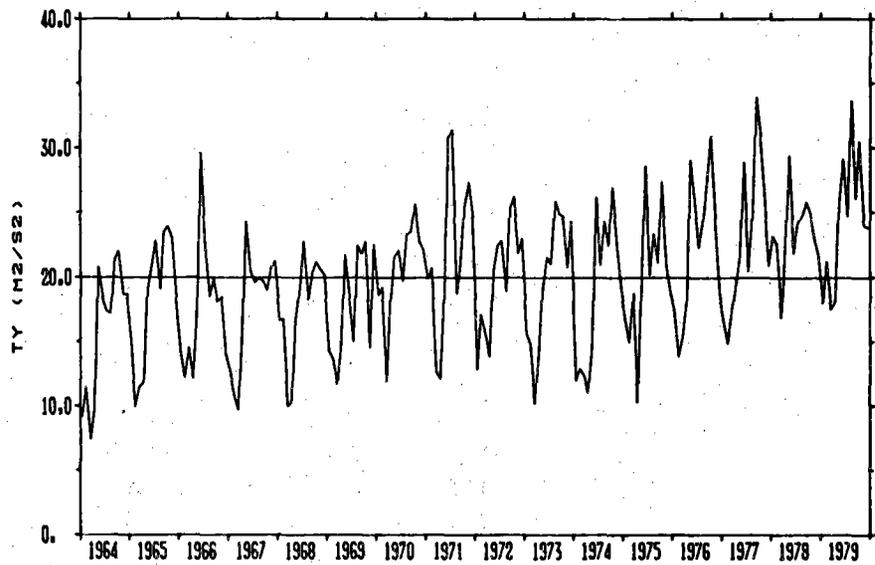


Figure 17.

Par une analyse vectorielle en composantes principales de la tension du vent sur l'ensemble du bassin tropical, Servain et Legler (1985) ont montré un renforcement des alizés (principalement à l'ouest des régions subtropicales) des années 1960 aux années 1970. Ces auteurs ont remarqué que cet événement n'est pas spécifique à l'Atlantique, Legler (1983) ayant trouvé précédemment une variation similaire au cours de ces deux décennies sur le Pacifique Tropical.

On retrouve aussi sur la *figure 17* l'opposition très nette de la dynamique équatoriale relevée par Servain et Legler (1985) et Piedelièvre et al (1985), concernant les années 1968 et 1976 : la première (deuxième) de ces deux années fut la moins (plus) énergétique de l'ensemble des 16 années de la période étudiée.

II. Variabilité interannuelle de la température de surface de la mer le long des côtes de Mauritanie-Sénégal et de l'Angola.

On se référera à la *figure 15* pour la localisation des zones étudiées que l'on appelle respectivement MS et AN. Ces deux domaines ont été choisis en tenant compte à la fois des caractères thermiques qui y sont observés et de la densité spatiale des données disponibles. C'est ici que l'on rencontre les deux plus importants upwellings côtiers saisonniers de l'ensemble du bassin tropical atlantique. Les fortes variations thermiques de ces zones sont aussi dues au déplacement de diverses structures frontales, ce qui induit d'intenses gradients horizontaux.

Les amplitudes saisonnières de la température de surface de la mer (SST) sont du même ordre de grandeur : en moyenne de 27°C à 22°C (de crête à creux) pour la zone MS, et de 22°C à 16,5°C pour la zone AN. Par contre, la localisation de part et d'autre de l'équateur thermique induit un calendrier différent dans l'apparition des saisons chaudes et des saisons froides. La saison chaude a lieu entre juin et novembre pour MS, entre décembre et mai pour AN. Le refroidissement maximum intervient en mars pour MS, en août pour AN. Dans les deux cas, la périodicité annuelle est dominante (*figure 18*). En outre, pour MS, une oscillation semi-annuelle se détache légèrement du bruit spectral.

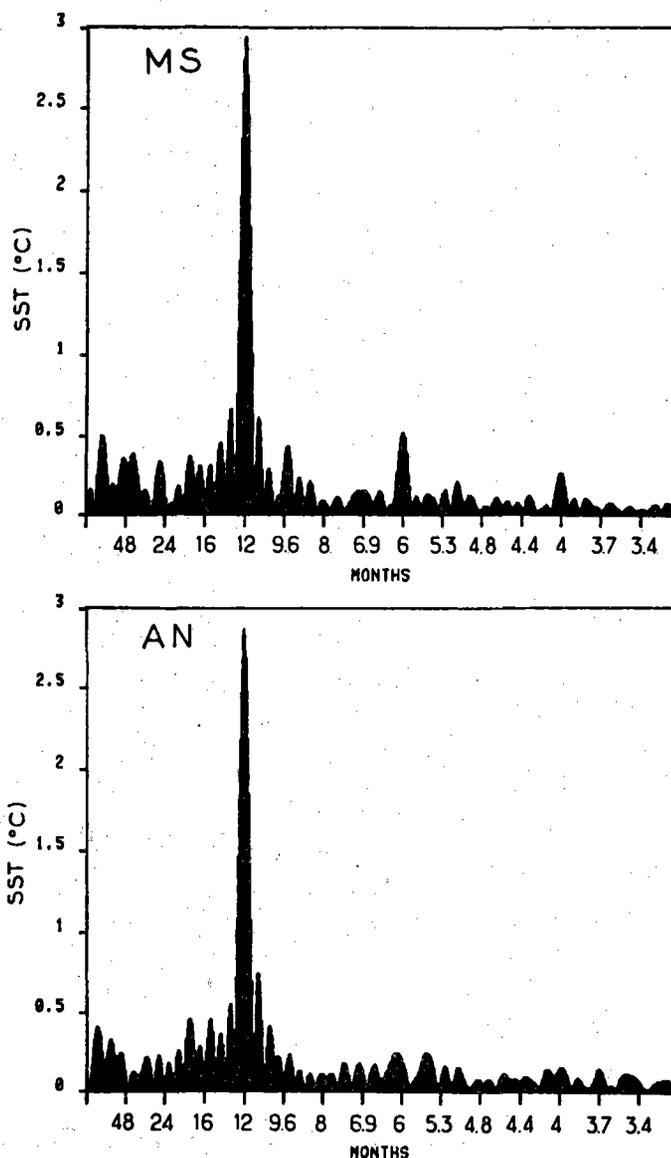


Figure 18.

L'évolution de la moyenne mensuelle de la SST pour les zones MS et AN est décrite pendant la période 1964-1979 sur la *figure 19*. Il est particulièrement intéressant de remarquer que pour MS la variabilité interannuelle du minimum thermique fut considérablement supérieure à celle du maximum (*figure 19 a*). En effet, alors que ce dernier se situa toujours aux alentours de 27°C, la saison froide peut être particulièrement marquée (par exemple en 1965, 1968, 1972, 1974, 1976...) ou, au contraire, d'une intensité inférieure à la norme saisonnière (par exemple en 1966, 1969, 1970, 1978...).

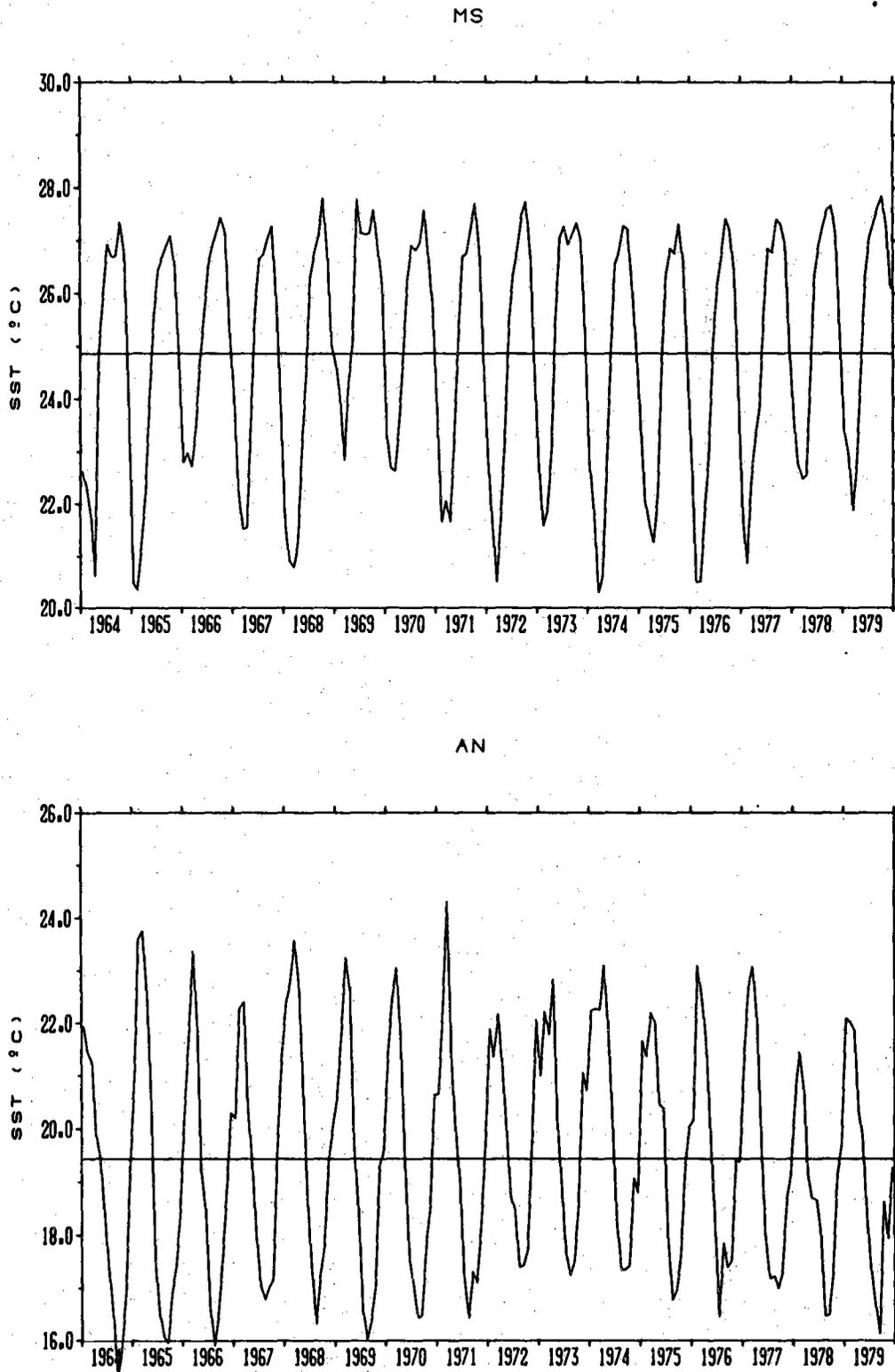


Figure 19.

L'évolution thermique interannuelle de la zone AN est toute différente (*figure 19 b*). Ici une importante variabilité apparaît aussi bien au cours de la saison chaude qu'au cours de la saison froide. Quelques éléments cependant attirent notre réflexion :

- les années 1972-73-74-75 (et dans une certaine mesure les années 1967 et 1977-78) se distinguent nettement du lot par une plus faible amplitude entre saison chaude et saison froide. En outre, pour les saisons chaudes des années 1972 à 1975 on note que, même si la SST n'atteignait pas des valeurs exceptionnelles, ces saisons durèrent plus longtemps qu'à l'accoutumée. On peut supposer que durant ces années, où l'on observe un réchauffement global du bassin tropical sud (Servain et Legler, 1985), le flux de mousson sur l'Afrique occidentale (en partie influencé par les variations de la SST à l'intérieur du Golfe de Guinée) fut particulièrement perturbé. Dans une note, qui sera publiée dans le prochain numéro de Veille Climatique Satellitaire, nous reviendrons sur ces faits.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- LEGLER D.M., 1983. - Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the Tropical Pacific. Bull. Am. Meteorol. Soc., 64, 234-241.
- PICAUT J., SERVAIN J., LECOMTE P., SEVA M., LUKAS S. et ROUGIER G., 1985. - Climatic Atlas of the Tropical Atlantic wind stress and Sea Surface Temperature, 1964-1979. Université de Bretagne Occidentale - University of Hawaii, 467 pp.
- PIEDELIEVRE J.L., DEQUE M. et SERVAIN J., 1988. - Téléconnexions entre l'Atlantique Intertropical et la circulation atmosphérique des latitudes tempérées de l'hémisphère nord. En préparation.
- SERVAIN J. et LEGLER D.M., 1985. - Empirical orthogonal function analysis of the Tropical Atlantic Sea Surface Temperature and wind stress, 1964-1979. Soumis à J. Geophys. Res. 29 pp.

RELATION ENTRE LA POSITION LATITUDINALE DE LA ZONE DE CONVERGENCE INTERTROPICALE ET LA TEMPÉRATURE DE SURFACE DE LA MER DANS L'ATLANTIQUE TROPICAL

par Jacques SERVAIN *

Nous savons que le champ de tension du vent est prépondérant dans l'établissement de la réponse dynamique des océans tropicaux. Dans le cas de l'Atlantique cette réponse est particulièrement nette, l'état d'équilibre étant atteint au bout d'un temps relativement court (Philander, 1979).

Les deux systèmes d'alizés relatifs à chaque hémisphère se rejoignent au niveau de la surface terrestre le long d'une ligne appelée Zone de Convergence Intertropicale (ZITC). Cette zone, qui délimite à la fois la convergence du vent et divers extrémums, comme ceux de la nébulosité et de la précipitation, mais aussi ceux de la pression barométrique et de la température de la mer (SST) à l'interface air-mer, est plus ou moins bien définie. La ZITC suit le mouvement apparent du soleil, remontant vers le nord en été boréal, occupant sa position méridionale en hiver. Si sa position latitudinale est difficile à estimer en valeur absolue, en revanche en s'en tenant uniquement aux anomalies (une fois ôté le cycle saisonnier moyen), on peut faire l'hypothèse qu'un déplacement méridien quasi identique peut s'appliquer à l'ensemble des phénomènes physiques qui lui sont associés.

Dans cette étude, nous avons utilisé le fichier interannuel de la tension méridienne du vent (τ_y) sur le domaine de l'Atlantique Tropical élaboré par Picaut et al (1985). De ce fichier, qui couvre la période 1964-1979, nous avons extrait la série temporelle de la position en latitude où l'on observe une valeur nulle de τ_y , le long du méridien 28°W. Cette longitude a été choisie en fonction d'une étude précédente menée par Citeau et al (1984), où ces auteurs utilisaient comme définition de la ZITC la zone de maximum de nébulosité déduite d'observations satellitaires.

La *figure 20* représente la série temporelle précédemment définie (*figure 20 a*), le cycle saisonnier (moyenne) sur l'ensemble de la période étudiée (*figure 20 b*) et la série temporelle des anomalies mensuelles (*figure 20 c*) déduite du calcul des écarts entre *figure 20 a* et *figure 20 b*. Dans le cas des séries *figure 20 a* et *figure 20 b*, les valeurs positives (négatives) correspondent aux latitudes nord (sud); dans le cas de la série *figure 20 c*, un déplacement anormalement nord (sud) de la ZITC s'exprime par une valeur positive (négative). On remarque quelques événements caractéristiques, le plus important étant la position anormalement sud de la ZITC en 1968, déjà décrite par LAMB (1978), et qui fut associée durant mai-juin de cette même année à un renversement des alizés le long de l'axe équatorial vers 30°W (Servain, 1984), ainsi qu'à un réchauffement prononcé pendant l'été boréal à l'intérieur du golfe de Guinée (LAMB, 1978; Hisard, 1980; Merle, 1980). On note qu'une migration méridienne anormale peut subsister pendant plusieurs mois comme par exemple lors des années 1969-70 (anomalie nord), ou des années 1973-74 (anomalie sud).

Citeau et al (1984) montraient que les événements thermiques de la surface de l'océan sur une ligne méridienne à 10°W (limitée par 4°N et 5°S) semblent directement associés au déplacement latitudinal de la ZITC. Ici, nous complétons cette information sur l'ensemble du domaine tropical de l'Atlantique. La *figure 21* représente la carte des coefficients de corrélation (pour un décalage nul) entre la série temporelle des anomalies mensuelles de la position méridienne de la ZITC (correspondant à la *figure 20 c*) et le champ des anomalies mensuelles de la SST, dérivé du fichier construit par PICAUT et al (1985).

On observe deux structures de signes opposés (l'une au nord, l'autre au sud du bassin), séparées par une ligne correspondant approximativement à l'équateur thermique. Ce schéma s'interprète de la façon suivante: lors d'un déplacement anormalement nord de la ZITC (à 28°W) on observe simultanément un réchauffement dans la partie nord et un refroidissement dans la partie sud (qui inclut la bande équatoriale); un déplacement anormalement sud de la ZITC est associé au phénomène inverse sur l'ensemble du bassin. Compte tenu des effets d'autocorrélation des anomalies mensuelles calculées, on estime que les coefficients de corrélations dont la valeur absolue est égale à 0.4 sont significatifs au seuil de 98%. D'autre part, une étude de l'évolution de ces coefficients en fonction d'un décalage temporel glissant révèle que la corrélation est maximum pour un déphasage égal à zéro mois.

Juillet 1985

* Laboratoire d'Océanographie Physique, Université de Bretagne Occidentale, 29200 Brest

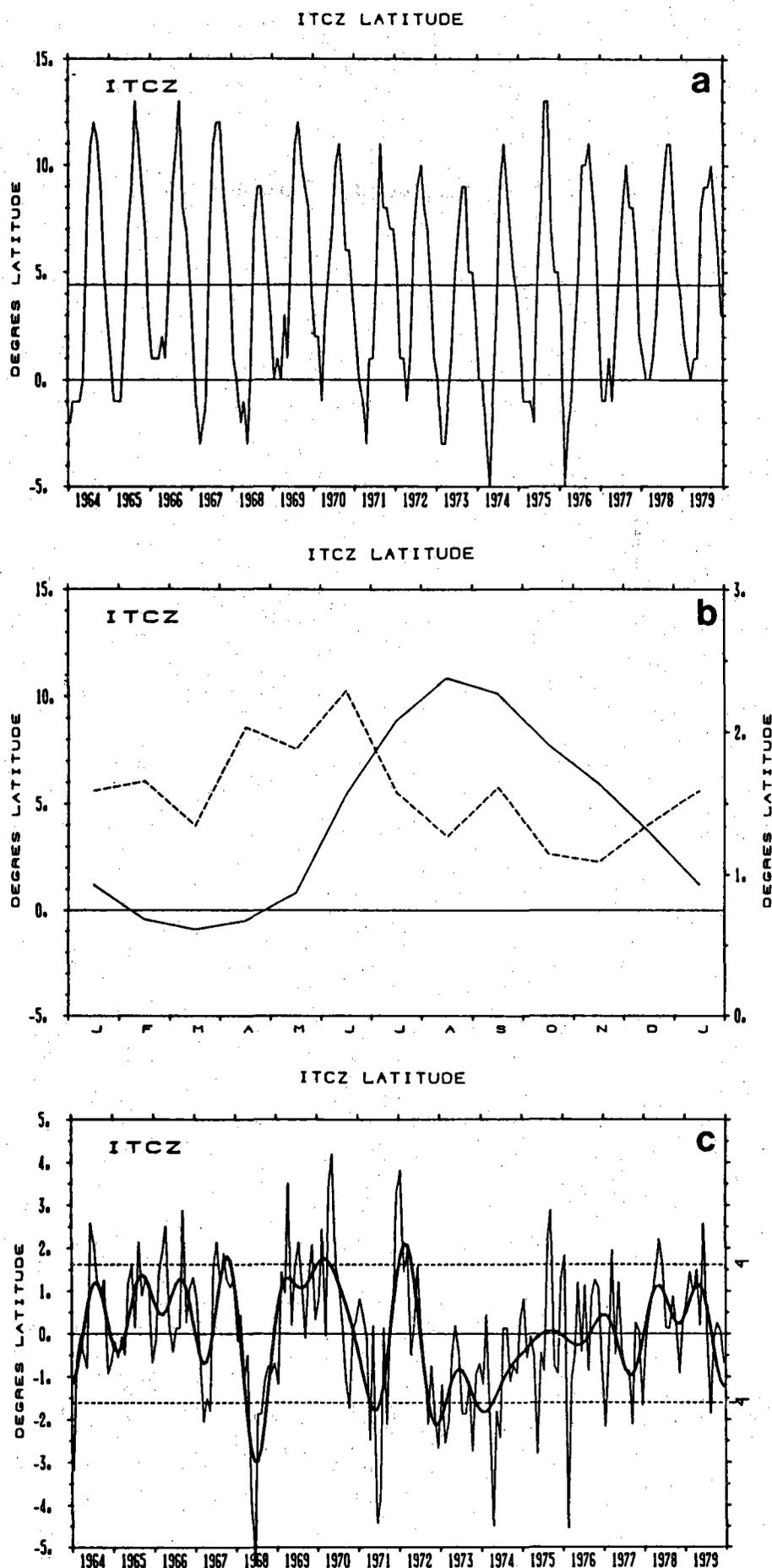


Figure 20. - Position latitudinale (en degré) où l'on observe une valeur nulle de la tension méridienne du vent le long du méridien 28°W : (a) série temporelle pendant la période 1964-1979 ; (b) cycle saisonnier moyen ; (c) série temporelle des anomalies mensuelles pendant la période 1964-1979.

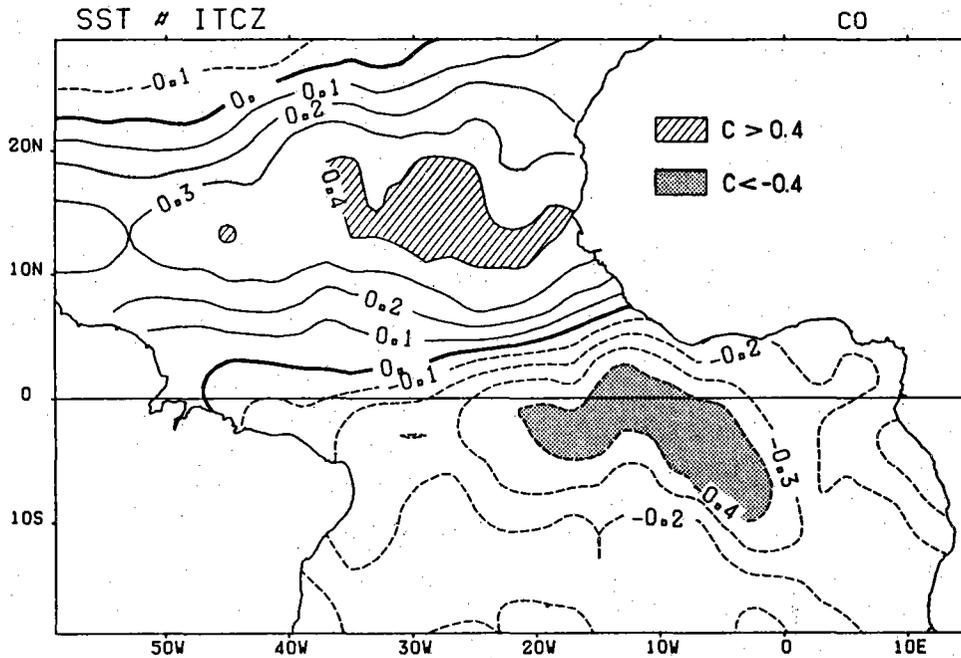


Figure 21. - Coefficients de corrélation (C) entre la série temporelle des anomalies mensuelles de la position latitudinale de la ZITC (voir figure 20 c) et le champ des anomalies mensuelles de la SST sur le domaine de l'Atlantique tropical pendant la période 1964-1979. Les zones hachurées (C>0.4) et grisées (C<-0.4) correspondant à un seuil de significativité des corrélations supérieur à 98 %.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CITEAU J., GUILLOT B., LAE R., 1984. - Warm and cold oceanic events in the Tropical Atlantic and their relationship with the Intertropical Convergence Zone. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 23, 19-20.
- HISARD P., 1980. - Observation de réponse de type « El Nino » dans l'Atlantique Tropical oriental golfe de Guinée. *Oceanol. Acta*, 3, 69-78.
- LAMB P.J., 1978. - Case studies of Tropical Atlantic surface circulation patterns during recent subsaharan weather anomalies. *Tellus*, 30, 240-251.
- MERLE J., 1980. - Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'Océan Atlantique équatorial est. L'hypothèse d'un « El Nino » Atlantique. *Oceanol. Acta*, 3, 209-220.
- PHILANDER S.G.H., 1979. - Variability of the Tropical Oceans. *Dyn. Atm. Ocean.*, 3, 191-208.
- PICAUT J., SERVAIN J., LECOMTE P., SEVA M., LUKAS S. and ROUGIER G., 1985. - Climatic Atlas of the Tropical Atlantic wind stress and Sea Surface Temperature, 1964-1979. Université de Bretagne Occidentale - University of Hawaii, 467 pp.
- SERVAIN J., 1984. - Réponse océanique à des actions éloignées du vent dans le golfe de Guinée en 1967-1968. *Oceanol. Acta*, 7, 297-307.

INFLUENCE DE L'ATLANTIQUE TROPICAL SUR LES HYDROCLIMATS DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE ET DU NORDESTE BRÉSILIEN

par Jacques SERVAIN
Septembre 1985

Laboratoire d'Océanographie Physique
Université de Bretagne Occidentale
29200 BREST

INTRODUCTION

Dans cette note nous présentons les premiers résultats concernant une étude de la relation entre la climatologie de l'Atlantique Tropical et le régime des précipitations sur l'Afrique occidentale et le Nordeste brésilien. Notre objectif n'est pas ici d'expliquer entièrement les processus qui relient la variabilité climatique de l'océan aux fluctuations hydroclimatiques sur les continents limitrophes. Notre propos ne se justifie que pour mettre en lumière quelques relations statistiques significatives, certaines ayant d'ailleurs été abordées dans le passé (nous aurons l'occasion de les rappeler au cours de la discussion).

Après la construction d'un fichier interannuel de la température de surface de la mer (SST) et de la tension du vent sur l'Atlantique tropical (Picaut et al, 1985 b) une telle démarche paraissait logique. Cette étude devra, bien sûr, être poursuivie et complétée par l'utilisation de modèles climatiques. Ce n'est en effet qu'à ce prix que l'on pourra véritablement cerner les mécanismes physiques qui relient les divers phénomènes qui seront décrits ici.

La période étudiée nous est imposée par celle du fichier océanique utilisé, c'est-à-dire les 16 années allant de 1964 à 1979. Le pas de temps est mensuel. La grille spatiale ($2^\circ \times 2^\circ$) est limitée en latitude par 30°N et 20°S , en longitude par 60°W et la côte africaine (fig. 1).

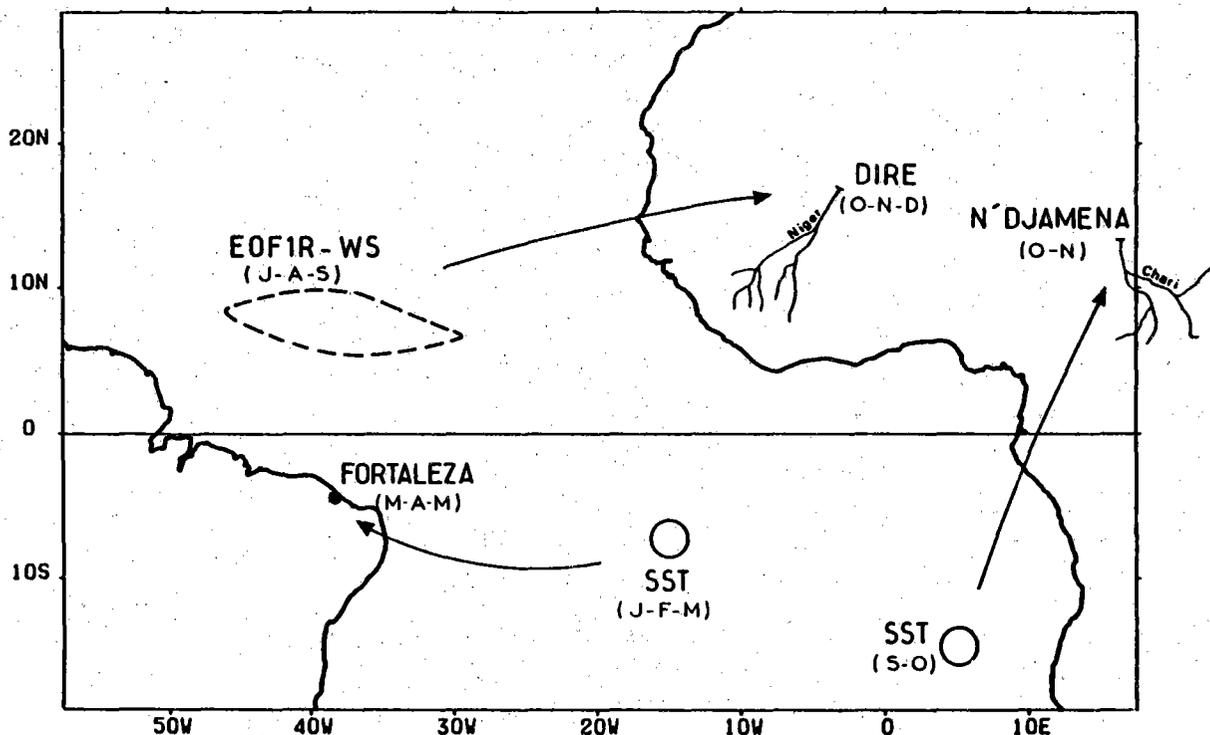


Fig. 1 - Domaine d'étude et schématisation des principaux résultats.

Pour l'hydroclimatologie continentale, et afin de dégrossir le problème, nous avons préféré n'utiliser qu'un nombre réduit de séries temporelles types qui, si elles ne représentent pas en totalité (loin s'en faut) la complexité des phénomènes, permettent d'en aborder certains éléments essentiels. Sur l'Afrique occidentale, nous utiliserons le débit mensuel des fleuves Chari et Niger. Par l'importance des bassins versants correspondants, ce choix a l'avantage d'intégrer une partie appréciable de la zone que nous voulons étudier. Nous ne devons cependant pas oublier qu'il existe un certain laps de temps (quelques semaines, voire quelques mois) entre les précipitations sur les bassins versants et les débits des fleuves en aval.

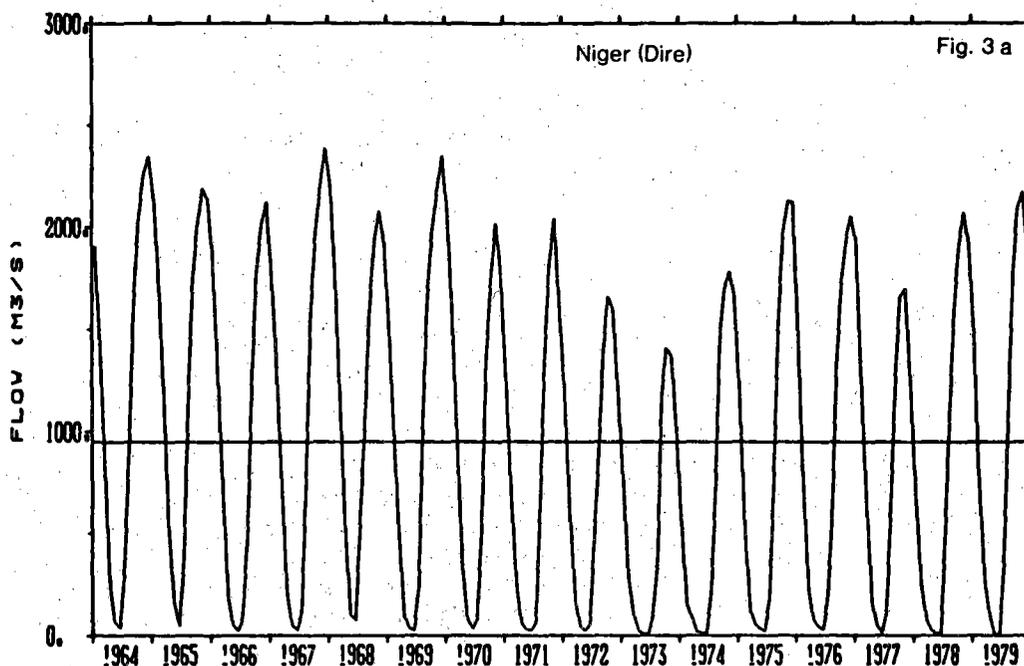
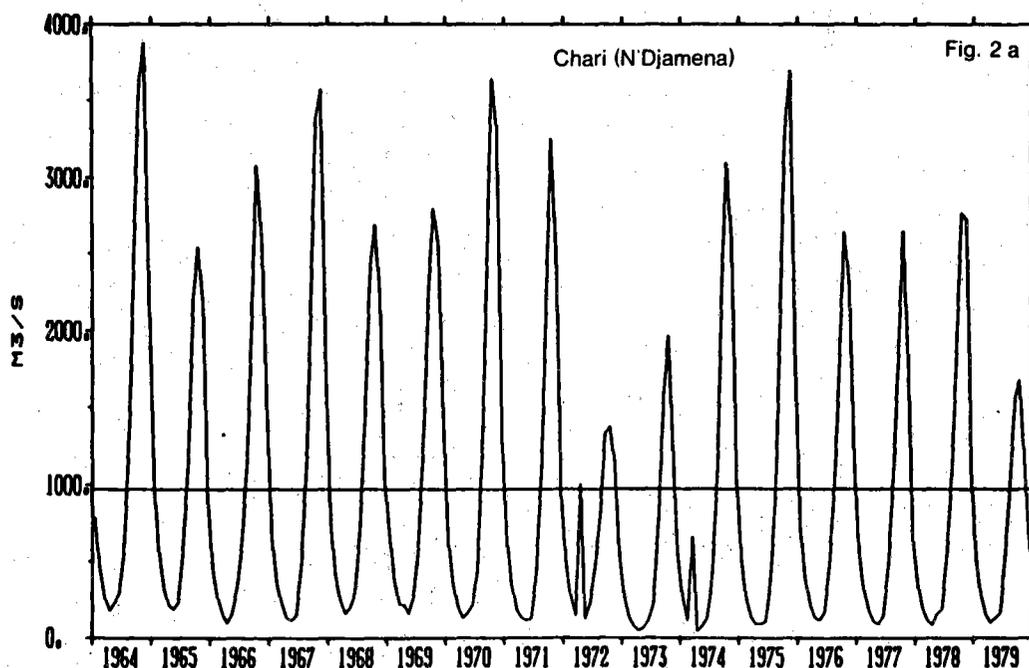
Sur le Nordeste brésilien, il n'existe pas de fleuves suffisamment importants pour justifier d'un tel critère de sélection. Ici notre choix s'est porté sur la série mensuelle des précipitations à Fortaleza. Si ce site n'est pas entièrement représentatif de tout le Nordeste (ceci étant dû en particulier à sa position géographique au bord de l'océan), il est cependant reconnu par de nombreux auteurs comme étant caractéristique de l'essentiel des phénomènes hydroclimatiques de cette région (voir par exemple Molinier et Cadier, 1985). De plus, la série climatique y est complète pour la période étudiée, ce qui est loin d'être le cas pour l'ensemble des autres sites situés à l'intérieur des terres.

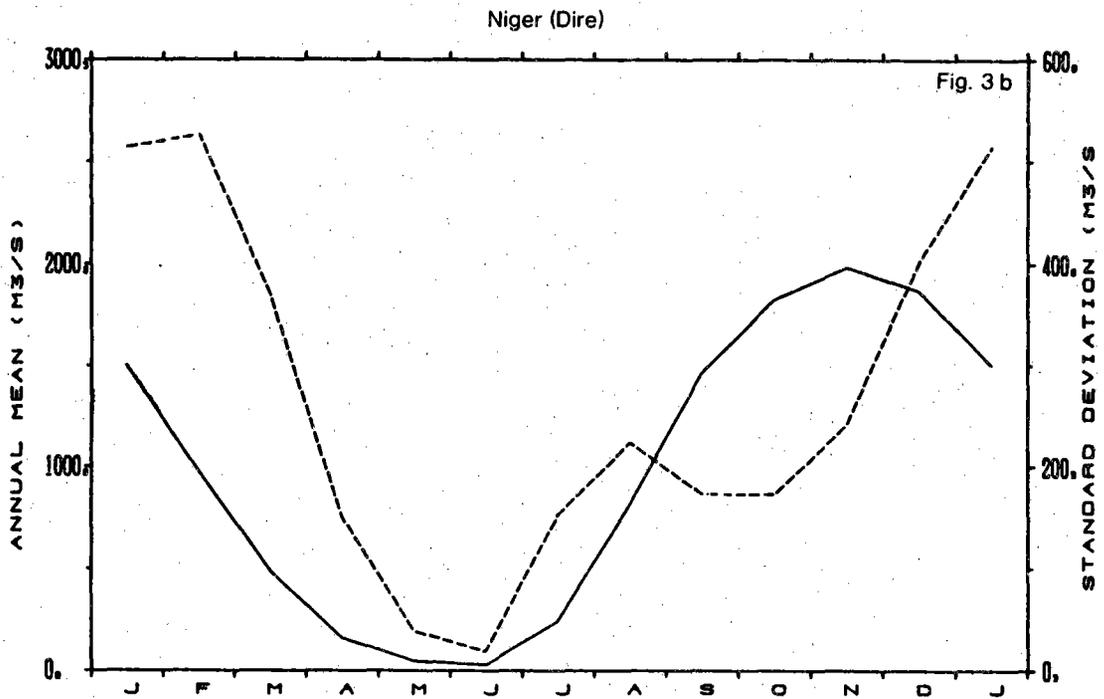
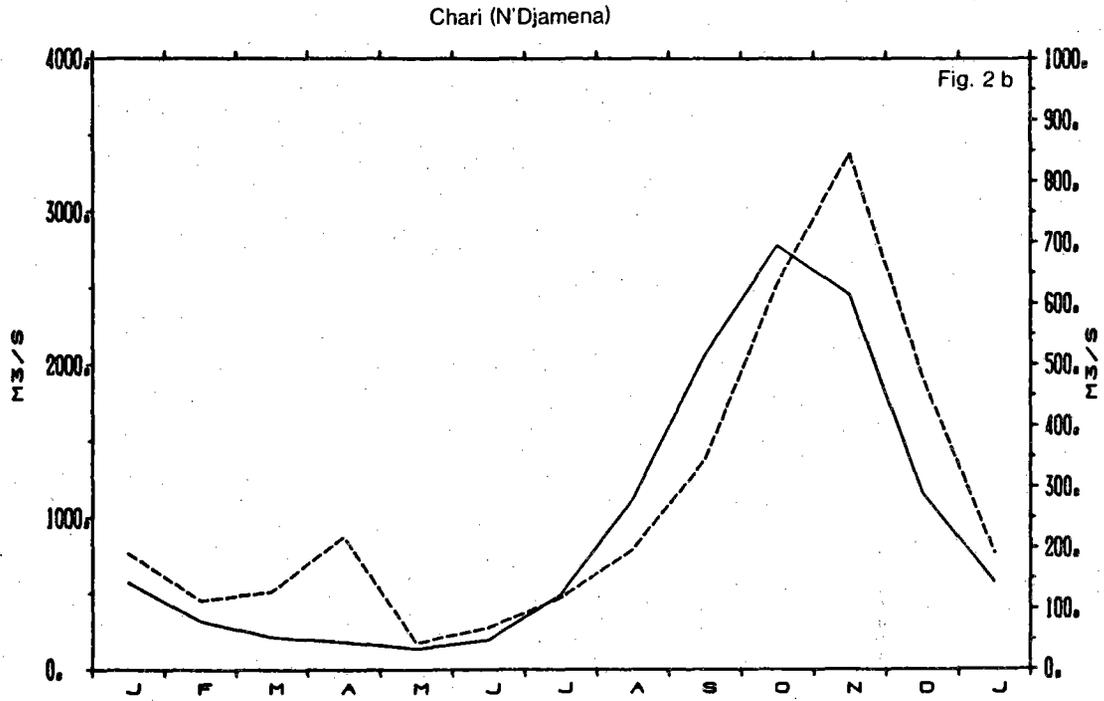
I. Téléconnexions entre l'Atlantique tropical et les débits des fleuves Chari et Niger

Les figures 2 a et 3 a représentent respectivement les séries temporelles du débit mensuel des fleuves Chari (mesuré à N'Djamena) et Niger (mesuré à Diré) pendant la période 1964-1979. Les cycles saisonniers moyens ainsi que leur écart-type sont donnés sur les figures 2 b et 3 b.

Fig. 2 - (a) : série temporelle du débit mensuel du Chari, mesuré à N'Djamena, pendant la période 1964-1979. (b) : cycle saisonnier (trait plein) et écart-type (trait pointillé) calculés à partir des données de (a). (c) : série temporelle des anomalies mensuelles (a) moins (b).

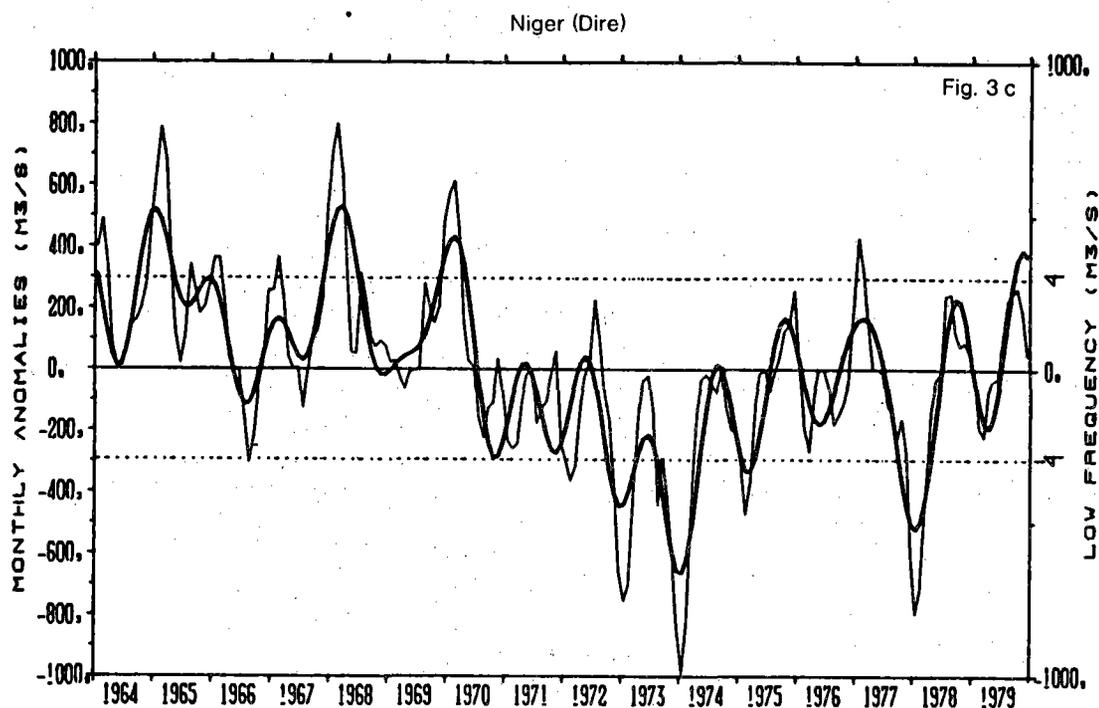
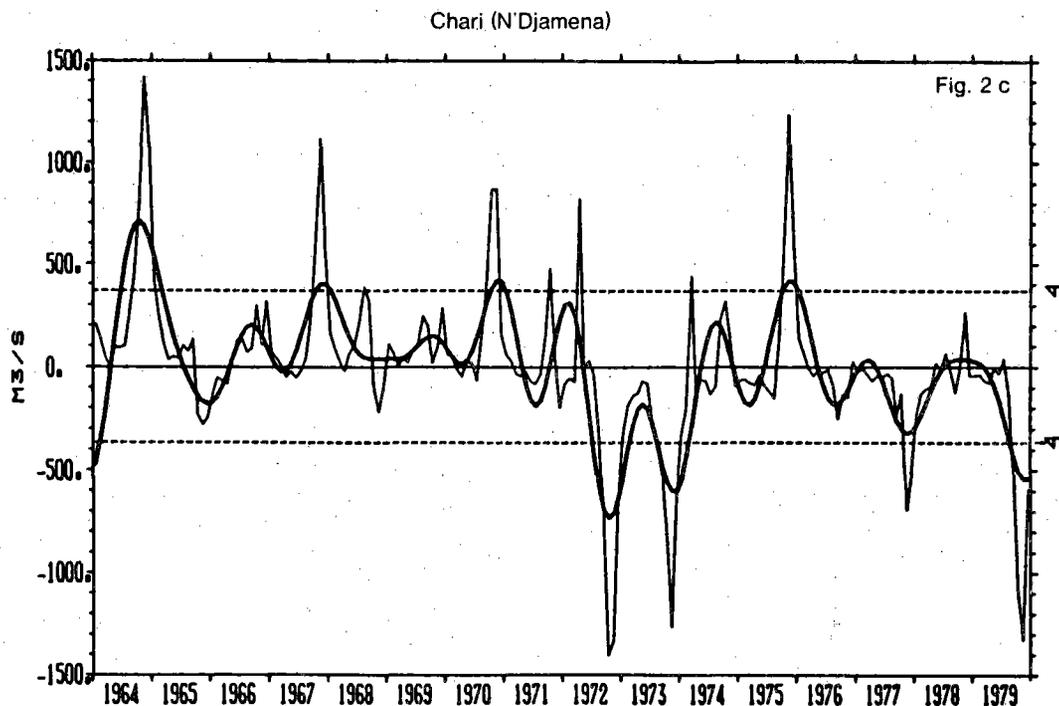
Fig. 3 - (a) : série temporelle du débit mensuel du Niger, mesuré à Diré, pendant la période 1964-1979. (b) : cycle saisonnier (trait plein) et écart-type (trait pointillé) calculés à partir des données de (a). (c) : série temporelle des anomalies mensuelles (a) moins (b).





Il est important de noter que ce cycle saisonnier moyen est calculé sur la période de notre échantillonnage (1964-1979), années pendant lesquelles les précipitations sur la zone subsaharienne furent réduites par rapport aux décennies précédentes (Lamb, 1985). Les écarts du débit mensuel par rapport au cycle saisonnier moyen sont illustrés par les figures 2 c et 3 c. En ce qui concerne la variabilité interannuelle du débit des deux fleuves, on relève un accroissement du déficit pendant les années 1972 et 1973, ceci étant particulièrement net pour le Chari. Les courbes des anomalies mettent aussi en évidence une tendance marquée à une diminution du débit des années 60 aux années 70, en accord avec la progression de la désertification observée durant cette période sur le Sahel.

Le signal saisonnier des débits étant quasiment nul (ou très faible) pendant plusieurs mois de l'année (fig. 2 b et 3 b), une étude statistique sur l'ensemble de la série temporelle doit donc être menée avec quelque précaution. Plutôt que de rendre le signal gaussien par une transformation mathématique appropriée, nous avons préféré dans un premier temps focaliser notre attention sur la période de l'année pendant laquelle le débit est maximal. Après quelques essais, nous avons choisi les mois d'octobre-novembre pour le Chari (voir fig. 2 b), et les mois d'octobre-novembre-décembre pour le Niger (voir fig. 3 b). Les mois les plus arrosés dans cette région subtropicale étant généralement juillet-août-septembre (Lamb, 1978 a), on peut immédiatement mesurer le décalage temporel entre le maximum des précipitations et le maximum subséquent pour le débit des fleuves. Simultanément, nous avons recherché, à partir des fichiers de SST et des deux composantes de la tension du vent sur l'ensemble de l'Atlantique tropical, s'il existait statistiquement certaines



périodes privilégiées au cours de l'année associées aux fluctuations des débits maxima, et dans l'affirmative, quelles étaient les structures spatiales organisées qui se révélaient être suffisamment significatives.

En ce qui concerne l'anomalie de la SST, la recherche des périodes privilégiées désigna septembre-octobre comme étant les mois les mieux corrélés avec l'anomalie du débit du Chari en octobre-novembre. Cette période septembre-octobre associée à la SST semble curieuse car elle se situe en fin de saison des pluies (juillet-août-septembre). Existerait-il pour l'Atlantique tropical un phénomène de feedback entre l'atmosphère et l'océan, analogue à celui rencontré lors de l'établissement de la mousson sur l'océan Indien (Hastenrath, communication personnelle) ? Pour la relation entre l'océan et le débit du Niger en octobre-novembre-décembre, le décalage obtenu est plus facilement explicable, la réponse statistique étant optimisée en utilisant les données océaniques des mois de juillet-août-septembre, soit en pleine saison des pluies.

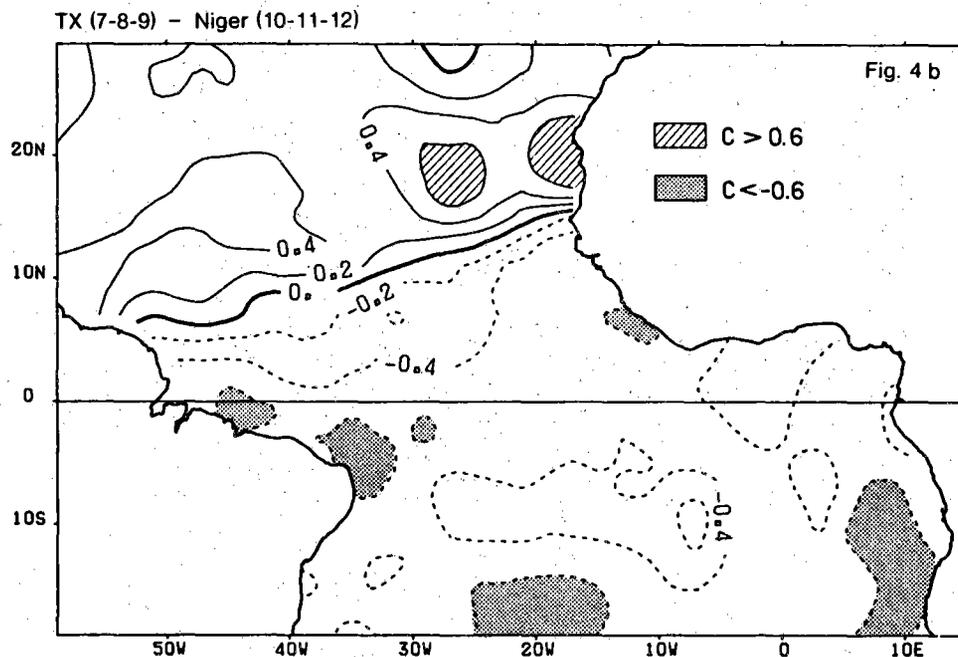
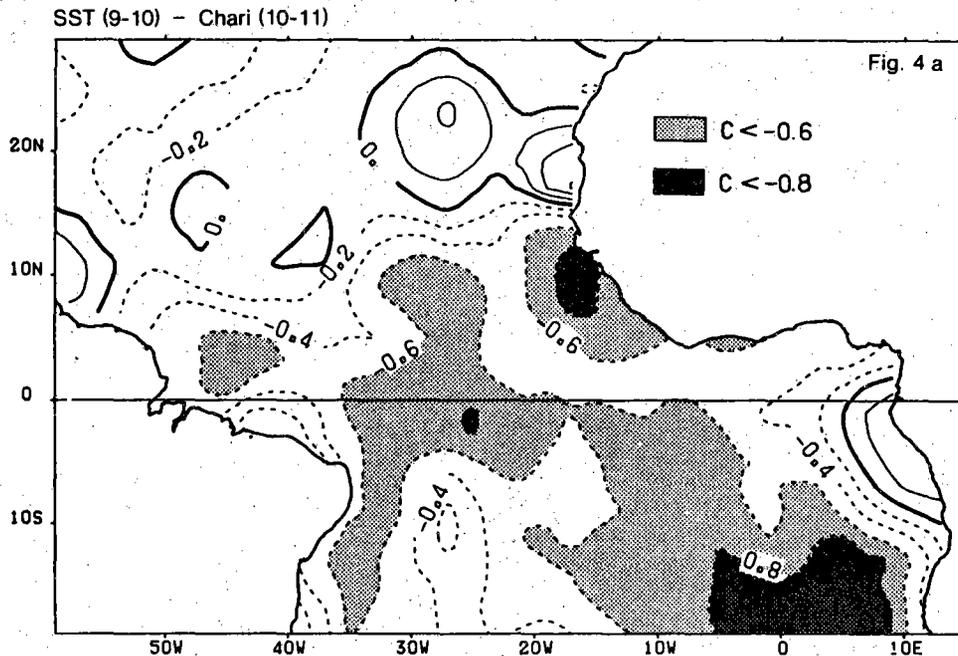
La *figure 4* représente les champs de corrélations maxima qui viennent d'être définis. On note tout d'abord qu'avec un nombre de degrés de liberté égal à 15 (ici, de par la construction temporelle utilisée, on élimine les phénomènes autorégressifs) le seuil de significativité de 95 % est atteint pour un coefficient de corrélation égal à 0,5. Si l'aspect général est similaire dans les deux cas, c'est-à-dire une corrélation négative au sud de l'équateur thermique et une corrélation plutôt positive au nord, il existe cependant de grandes disparités dans la signification statistique de la réponse.

La réponse SST-Chari (fig. 4 a) est particulièrement importante au sud du golfe de Guinée : un réchauffement (resp. refroidissement) dans cette zone précède de quelques semaines une diminution (resp. augmentation) du débit du Chari.

Au niveau interannuel, un tel résultat statistique n'est pas surprenant car nous savions déjà que les années les plus anormalement chaudes pour la région océanique au sud de l'équateur météorologique (les années 1972 à 1975 : Servain et Legler, 1985) recouvrent deux des années les plus déficitaires en eau sur l'intérieur de l'Afrique Occidentale (années 1972 et 1973). Cela semble confirmer (encore que tout ne soit pas très clair ; exemple : le problème du décalage temporel cité plus haut) qu'un flux de mousson particulièrement riche en vapeur d'eau (SST anormalement élevée) libère la majeure partie de sa masse précipitable sur le littoral africain et que des effets secondaires ne parviennent pas à arroser correctement les zones situées plus au nord. Ce blocage du flux méridien de secteur sud-est est sans doute favorisé par une migration anormalement sud de la ZITC, elle-même associée à un océan tropical sud anormalement chaud (Lamb, 1978 b ; Servain, 1985). Cette situation est celle de 1968 mais c'est aussi celle de l'année 1984, année pendant laquelle la sécheresse du Sahel s'est aggravée.

Une étude similaire à celle de la SST fut menée à partir des fichiers des deux composantes de la tension du vent. Dans ce cas, la période de l'année privilégiée, au cours de laquelle la tension du vent est la mieux corrélée avec les débits maxima des fleuves, est identique pour le Chari et le Niger et se trouve correspondre à la saison des pluies, c'est-à-dire juillet-août-septembre.

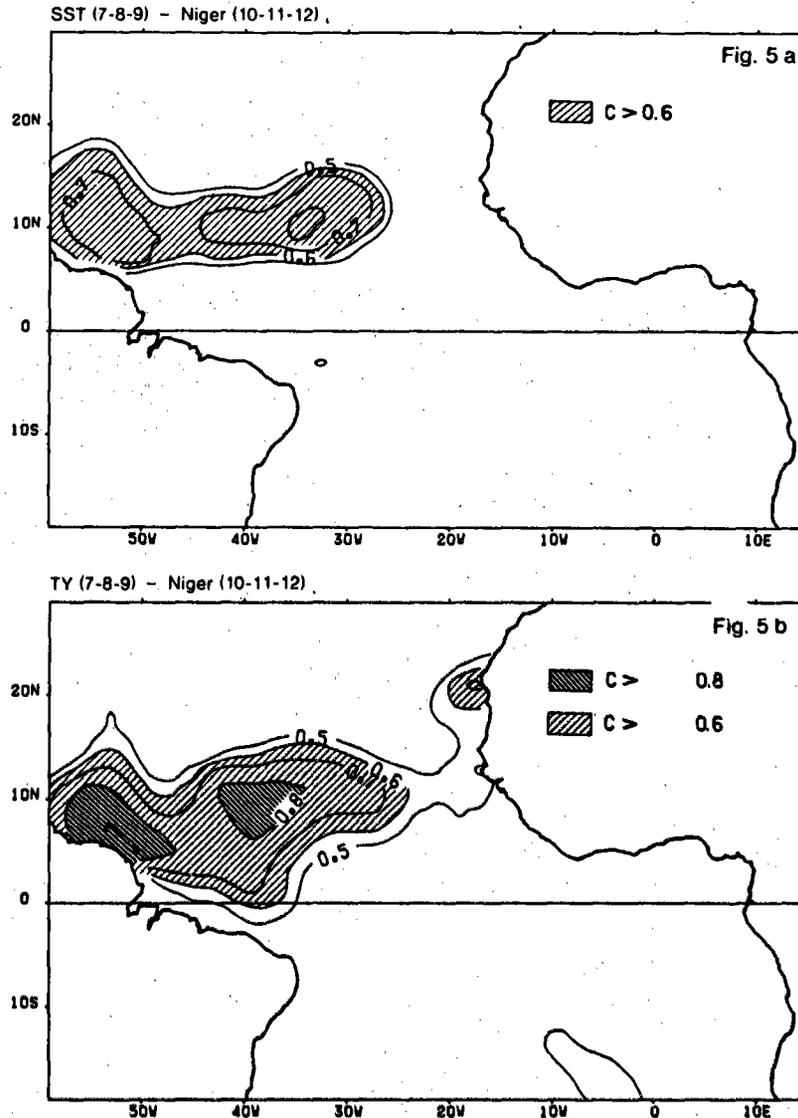
Fig. 4 - (a) : coefficients de corrélation entre le champ des anomalies mensuelles de la SST sur l'Atlantique tropical (moyennées pendant septembre et octobre) et les anomalies mensuelles du débit du Chari (moyennées pendant octobre et novembre) pour la période 1964-1979). (b) : coefficients de corrélation entre le champ des anomalies mensuelles de la SST sur l'Atlantique tropical (moyennées pendant juillet-août-septembre) et les anomalies mensuelles du débit du Niger (moyennées pendant octobre-novembre-décembre) pour la période de 1964-1979.



D'importantes structures spatiales sont mises en évidence le long d'une bande longitudinale vers 10° N. La figure 5 indique une liaison positive significative à l'ouest du bassin entre les anomalies trimestrielles de chacune des deux composantes de la tension du vent (moyennée sur juillet-août-septembre) et l'anomalie trimestrielle du débit du Niger (moyennée sur octobre-novembre-décembre). Pour le Chari, des structures spatiales du même type (non représentées ici) se situent vers la même latitude mais plus au centre du bassin. Cette zone de réponse maximum correspond globalement à la trace de la ZITC à cette époque de l'année (Verbeque, dans Picaut et al, 1985 a). Compte tenu de la configuration moyenne des alizés en juillet-août-septembre (Picaut et al, 1985 b) et de l'orientation des axes du système de référence (vers l'est pour la tension zonale, vers le nord pour la tension méridienne), cela signifie qu'un recouvrement septentrional anormal des alizés du sud-est associé à une intensification de ceux-ci, intervient 3 mois avant une recrudescence des débits du Niger et du Chari et pratiquement simultanément avec les précipitations provoquant ces débits. L'inverse se produit lorsque le flux des alizés de sud-est est anormalement faible, ce qui fut le cas lors des années 1972 à 1975 (Servain et Legler, 1985). Ce résultat confirme ainsi l'analyse de Lamb (1978 a) qui reliait les périodes sèches de la zone subsaharienne (son étude s'arrêtait à l'année 1972) à un déplacement anormal de la ZITC d'environ 200 à 300 km vers le sud. La structure spatiale mise en évidence sur la figure 5, ainsi que la zone à coefficient positif maximum notée au large du Sénégal sur la figure 4 b sont peut-être à relier à la configuration de la cellule zonale de Walker sur l'Atlantique (Lambergéon et al, 1981). Cette hypothèse devra être justifiée lors d'études à venir.

Dans le cas du Chari, l'analyse avec la composante méridienne de la tension du vent indique une seconde structure, négative cette fois, dépassant le seuil de significativité de 95 %. Le noyau de cette zone se situe à proximité de l'équateur entre 0° et 10°W. L'interprétation en est la suivante : une intensification anormale du phénomène de mousson en juillet-août-septembre (en particulier un accroissement de la composante Nord de la tension du vent au passage de l'équateur) est associée à un faible niveau du Chari en octobre-novembre. Suivant cette idée, nous pouvons mettre en parallèle la tendance à la diminution du débit du Chari au cours de notre échantillonnage avec la tendance à l'augmentation quasi-linéaire de la circulation atmosphérique au niveau de la surface de la mer le long de l'équateur durant la même période (voir la figure 17 dans Servain et Seva, 1985).

Fig. 5 - Coefficients de corrélation entre le champ des anomalies mensuelles de la tension zonale (a) et méridienne (b) du vent sur l'Atlantique tropical (moyennées pendant juillet-août-septembre) et les anomalies mensuelles du débit du Niger (moyennées pendant octobre-novembre-décembre) pour la période 1964-1979.

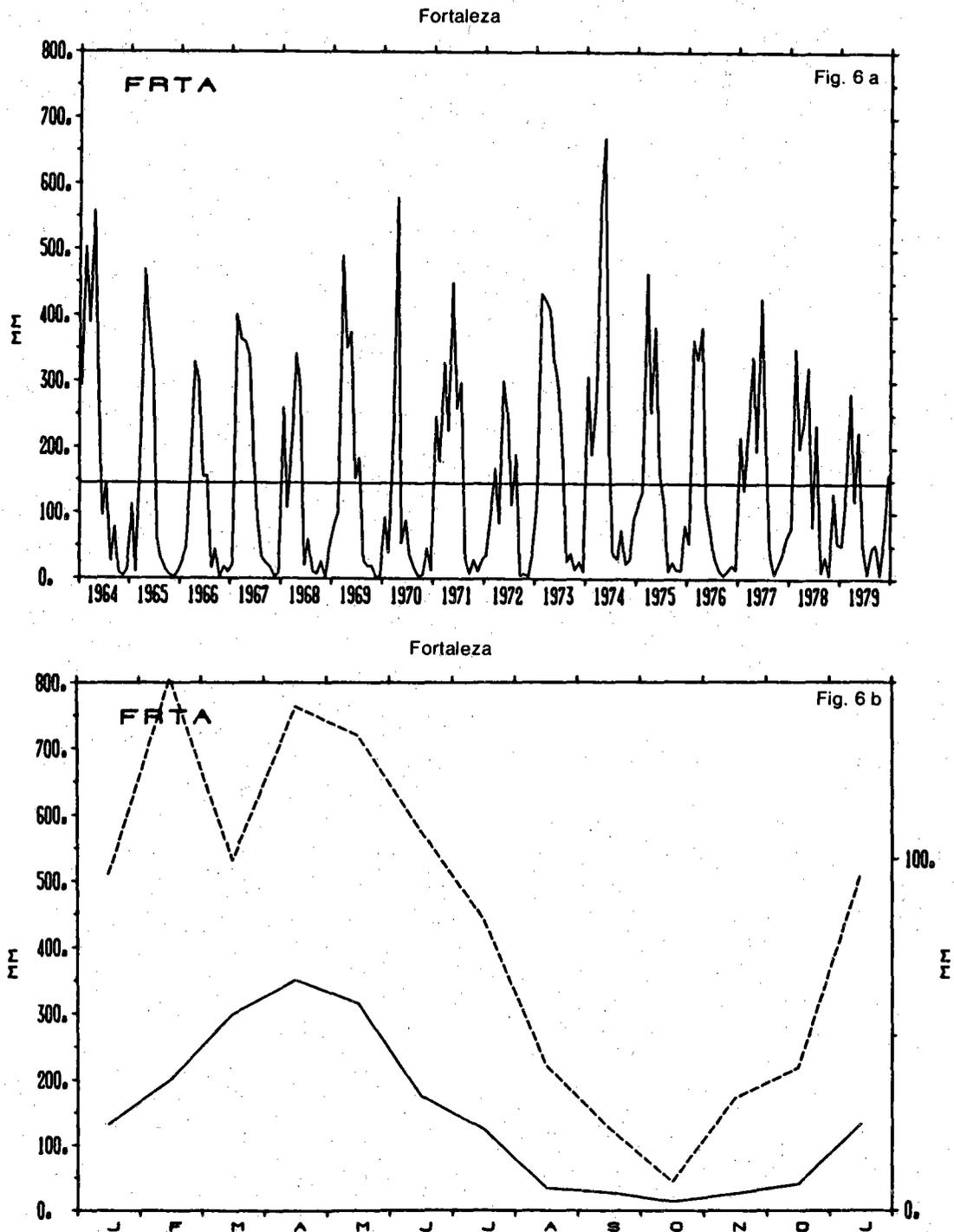


II. Téléconnexions entre l'Atlantique Tropical et les précipitations à Fortaleza

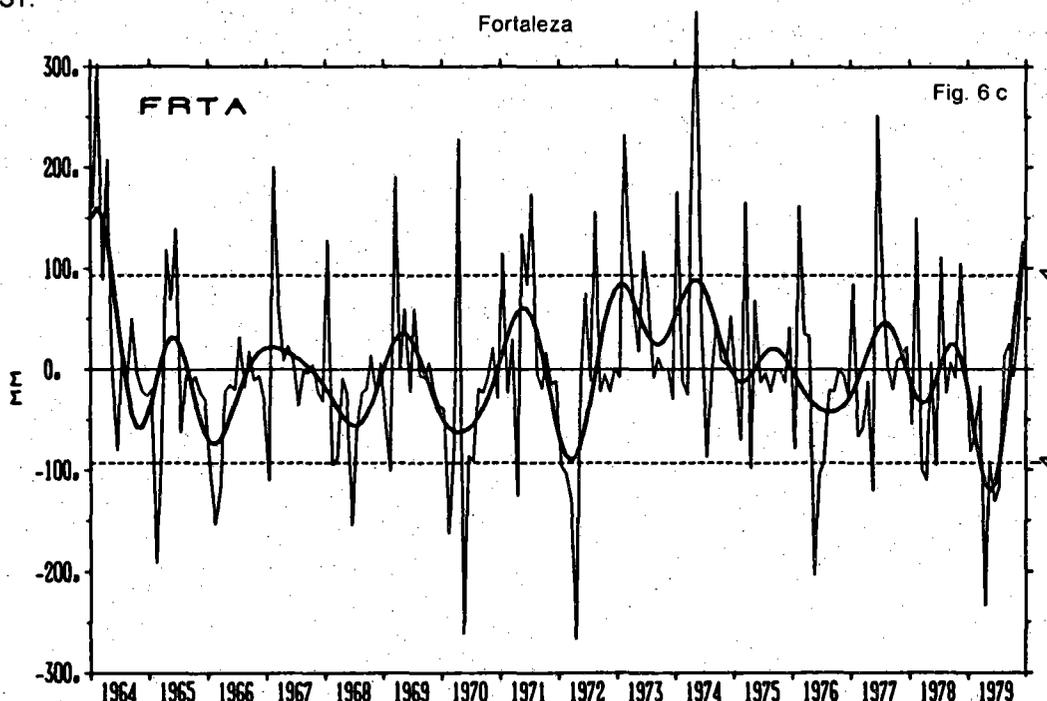
Afin d'évaluer statistiquement l'influence de l'Atlantique Tropical sur l'hydroclimat de la région du Nordeste brésilien, nous avons utilisé la série des précipitations mensuelles à Fortaleza, Ceara (fig. 1). Nous voulions ainsi tester les hypothèses émises quelques années plus tôt par Hastenrath et Heller (1977), Markham et Mc Lain (1977) et Moura et Shukla (1981). D'après ces auteurs, lors des années sèches sur le Nordeste, la température de surface de l'Atlantique Tropical serait anormalement froide (resp. chaude) au Sud (resp. Nord) de l'équateur ; l'inverse se produirait lors des années humides.

La figure 6 a représente la série temporelle des précipitations mensuelles à Fortaleza pendant la période 1964-1979. De la même façon que lors de l'étude précédente concernant le Chari et le Niger, les figures 6 b et 6 c indiquent respectivement le cycle saisonnier moyen et la série des anomalies mensuelles des données de précipitations à Fortaleza. Le maximum saisonnier a lieu au printemps ; il est proche de zéro entre août et novembre. La série des anomalies ne révèle pas de tendance bien marquée, à part un cycle quasi-biennal dans la première partie de l'échantillonnage et deux années humides successives en 1973 et 1974.

Fig. 6 - (a) : série temporelle de la précipitation mensuelle à Fortaleza, Ceara, pendant la période 1964-1979. (b) : cycle saisonnier (trait plein) et écart-type (trait pointillé) calculés à partir des données de (a). (c) : série temporelle des anomalies mensuelles, (a) moins (b).



Nous avons recherché la meilleure réponse statistique possible entre les données de précipitation et la climatologie de l'Atlantique Tropical en suivant une méthode identique à celle précédemment décrite lors de l'étude sur le Chari et le Niger. Il en est résulté que les mois de l'année à prendre en considération devaient être janvier-février-mars pour l'Atlantique (SST et vent) et mars-avril-mai pour le site de Fortaleza. Notons que si Moura et Shukla (1981) ont utilisé les mêmes mois pour leur indice de précipitation sur le Nordeste (1), ils ne faisaient intervenir que le mois de mars pour la SST.



La figure 7 représente la structure spatiale des coefficients de corrélation entre la moyenne des anomalies de SST pour janvier-février-mars et la moyenne des anomalies de la précipitation à Fortaleza pendant la saison des pluies, c'est-à-dire en mars-avril-mai. On note deux structures fortement positives au sud de l'équateur, l'une borde la côte brésilienne, l'autre plus importante, est centrée à proximité de l'île de l'Ascension (15° W - 8° S). Cette seconde structure est en accord avec Moura et Shukla (1981). Cependant, contrairement à ces auteurs, nous ne retrouvons pas de structure négative suffisamment significative au nord de l'équateur. Ceci semble poser un problème car l'enchaînement théorique énoncé par Moura et Shukla (branche ascendante de la circulation atmosphérique vers 10° N et branche subsidente sur le Nordeste) se trouve alors amputé d'un élément essentiel. Cependant, si l'on compare les séries chronologiques utilisées lors de ces deux études (1948-1972 pour Moura et Shukla, 1964-1979 dans notre cas),

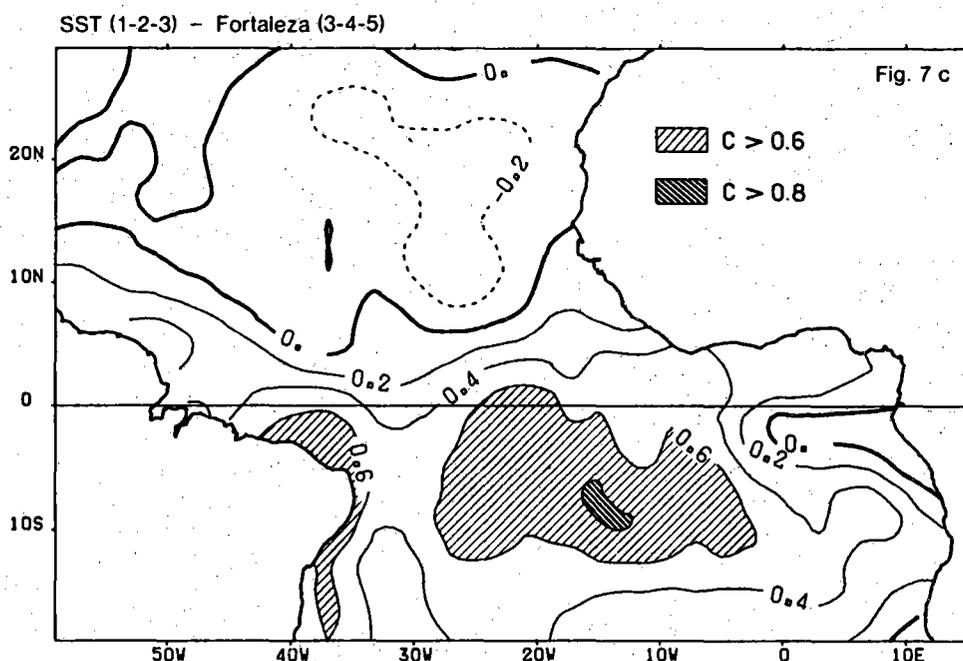


Fig. 7 - Coefficients de corrélation entre le champ des anomalies mensuelles de la SST sur l'Atlantique tropical (moyennées pendant janvier-février-mars) et les anomalies mensuelles des précipitations à Fortaleza (moyennées pendant mars-avril-mai) pour la période 1964-1979.

(1) Incluant Fortaleza et Quixeramobim (5° 12' S - 39° 18' W)

nous notons que la saison des pluies à Fortaleza fut globalement plus humide de 1963 à 1979 que de 1948 à 1963. Autrement dit, l'on pourrait supposer que l'analyse de Moura et Shukla s'intéresserait plutôt aux années sèches (pendant lesquelles l'hémisphère nord jouerait un rôle dominant) alors que la nôtre serait plus représentative des années humides (où l'hémisphère sud serait particulièrement influant). Les premières indications que nous voyons apparaître à partir des fichiers vent et SST pour les années 1980 (Servain et Seva, communication personnelle) semblent vérifier cette hypothèse.

Si l'on attire à nouveau l'attention sur le début des années 1970, où nous savons que la partie sud-équatoriale fut anormalement chaude (Servain et Legler, 1985), la structure positive désignée sur la figure 7 s'interprète de la façon suivante : les eaux chaudes de surface rencontrées dans cette zone provoquent un excès d'évaporation sur l'océan. Le flux de vapeur d'eau en fut accru, et, transporté par les alizés de sud-est, il induisit un surplus de précipitations sur le Nordeste. Un tel processus fut précédemment décrit par RAO et MARQUES (1984).

En rapprochant ces résultats de ceux du chapitre précédent, une anomalie de la SST dans la partie sud-équatoriale serait ainsi suivie par des effets inverses en ce qui concerne l'hydroclimatologie de la région du Chari et celle du Nordeste brésilien. N'oublions pas cependant que les mois de l'année qui sont révélés par l'analyse ne sont pas les mêmes : septembre-octobre pour la relation avec le Chari, janvier-février-mars pour celle avec Fortaleza. Il en est de même des zones à réponse maximum : si la première (fig. 4 a) est située à la limite sud-est de notre domaine d'étude (nous ne pouvons malheureusement discuter de l'extension probable au-delà de cette limite sud), la seconde (fig. 7) est nettement délimitée au centre du bassin sud. Il est même curieux de constater que ce dernier domaine correspond à une zone où l'on observe une corrélation particulièrement faible sur les figures 4 a (avec le Chari) et 4 b (avec le Niger).

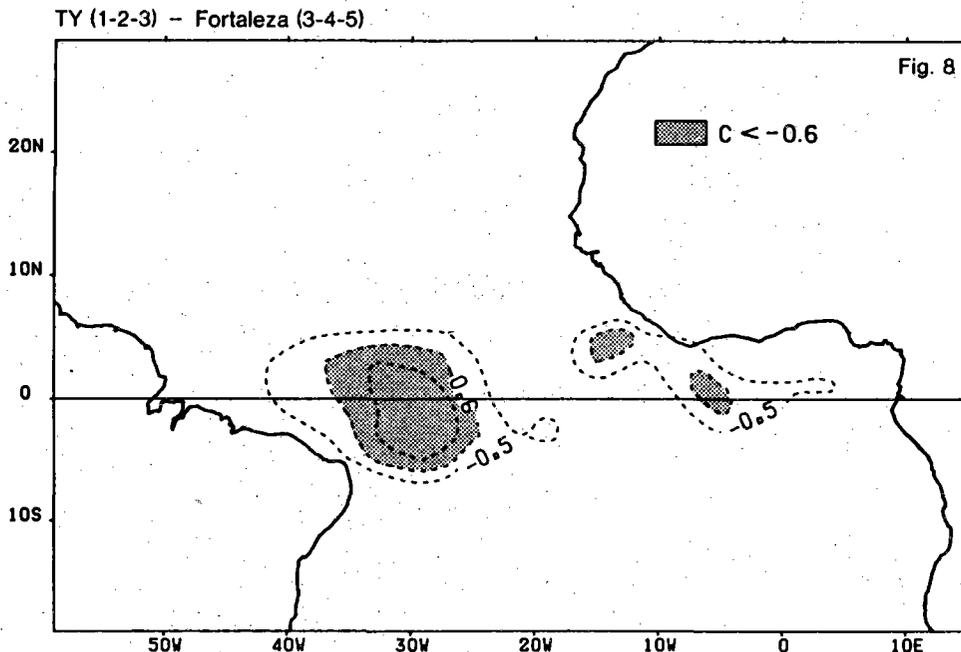


Fig. 8 - Coefficients de corrélation entre le champ des anomalies mensuelles de la tension méridienne du vent sur l'Atlantique tropical (moyennées pendant janvier-février-mars) et les anomalies mensuelles à Fortaleza (moyennées pendant mars-avril-mai) pour la période 1964-1979.

L'étude de la liaison entre l'anomalie des champs de la tension (zonale et méridienne) du vent sur l'Atlantique tropical et celles des précipitations à Fortaleza fournit aussi quelques éléments de réflexion. La figure 8 se rapporte à l'anomalie de la tension méridienne du vent, les mois utilisés étant toujours janvier-février-mars pour l'Atlantique, et mars-avril-mai pour Fortaleza. Ici la corrélation est négative à l'intérieur d'une bande où la convergence de la tension du vent est maximum et représente grossièrement la trace de la ZITC à cette époque de l'année (Verbeque, dans Picaut et al, 1985 a). Ce résultat, associé à Servain (1985), montre une nouvelle fois qu'il existe une relation étroite entre la variabilité interannuelle de la migration nord-sud de la ZITC, celle du champ de SST sur une grande partie de l'Atlantique tropical, et les fluctuations de l'hydroclimatologie du Nordeste.

TELECONNEXIONS ENTRE L'ATLANTIQUE
INTERTROPICAL ET LA CIRCULATION
ATMOSPHERIQUE DES LATITUDES TEMPEREES
DE L'HEMISPHERE NORD

RESUME

On analyse les corrélations entre les évolutions des champs d'anomalies dessaisonnalisées de la température moyenne mensuelle des eaux de surface de l'Atlantique intertropical et celles du géopotential de la surface 500 mb sur le domaine tempéré de l'Atlantique Nord. Les périodes couvertes par le champ océanique et le champ atmosphérique sont respectivement 1964-1979 et 1961-1983. La méthode utilisée est une Analyse Canonique réalisée à partir des champs d'anomalies filtrés par les 20 premiers modes issus d'une analyse en composantes principales. L'analyse canonique intègre un facteur décalage temporel entre les échantillons des deux champs. On projette ensuite les champs d'anomalies sur les variables canoniques pour obtenir les distributions spatiales des anomalies associées concernant les corrélations significativement identifiées. Les années 1969 et 1976 ressortent des résultats de l'analyse comme étant deux années exceptionnelles à dynamique totalement différente.

INTRODUCTION

La situation climatique globale n'est pas un chaos mais la résultante d'une liaison dynamique entre de multiples facteurs. La conviction que l'on peut avoir d'un ordre derrière une apparente confusion nous invite à étudier le mécanisme de ces interactions. Cependant, dès lors que l'on tente d'évaluer les répercussions d'une variation marquée de l'un quelconque des déterminants du climat, ce déterminant apparaît si étroitement imbriqué avec d'innombrables autres conditions, que les efforts se voient bien souvent déjoués pour attribuer à chacun un juste poids.

Si l'on s'en tient au projet d'évaluer les liaisons entre les anomalies (ou écarts par rapport à une situation dite "normale saisonnière") de certains paramètres climatiques, et en abandonnant pour un temps la recherche d'une explication dynamique, les techniques modernes de l'analyse statistique sont des moyens puissants d'investigation de l'information portée par des ensembles de données, celles-ci étant pratiquement inutilisables dans leur état brut.

L'étude des téléconnexions a pour but de démonter certains rouages des mécanismes de la géophysique. Les travaux réalisés en ce domaine sont nombreux et traitent souvent des liaisons entre la climatologie des océans tropicaux et celle de la circulation atmosphérique aux latitudes plus élevées. Si la plupart de ces études concernent l'océan Pacifique, quelques unes, spécifiques à l'océan Atlantique, apportent des éléments intéressants. C'est ainsi que ROWNTREE (1976) trouve que des anomalies chaudes de la température de surface de la mer dans la région subtropicale de l'Atlantique Est semblent être

associées à un creusement de la cellule cyclonique d'Islande et à des hivers froids sur l'Europe de l'Ouest. MEEHL et VAN LOON (1979) mettent en évidence des corrélations liant la vitesse du courant du Gulf Stream à des phénomènes atmosphériques tels que le "Greenland Seesaw". Ainsi, d'après cette étude, à un hiver doux sur le Groënland correspond un Gulf Stream rapide, et inversement. On pourrait aussi citer les travaux de NAMIAS (1976), VAN LOON et ROGERS (1979), LANZANTE (1984), ...

Dans cette étude, nous analyserons les téléconnexions entre le champ de température de l'océan Atlantique intertropical et le champ de géopotentiel de la surface 500 mb sur le domaine tempéré de l'Atlantique Nord, ce dernier étant représentatif de la circulation générale atmosphérique dans cette région. Les fichiers pluri-annuels utilisés couvrent la période 1964-1979 pour le champ océanique, et la période 1961-1983 pour le champ atmosphérique. Le pas de temps étant mensuel dans les deux cas nous n'aborderons que les phénomènes basse fréquence dont l'intensité sera suffisamment élevée pour se révéler dans notre analyse au-delà du bruit.

Dans un premier temps, et afin de structurer la fluctuation des champs océanique et atmosphérique par des variables de synthèse dans l'ordre des échelles spatio-temporelles décroissantes, nous effectuerons des analyses en composantes principales. Tout en réduisant le nombre de degrés de liberté on assure ainsi une meilleure stabilité statistique des données.

Ensuite, nous analyserons la corrélation entre les deux champs ainsi filtrés à l'aide de la méthode de l'Analyse Canonique. Finalement, nous testerons la stabilité des résultats obtenus en utilisant notamment la méthode de reconnaissance glissante.

I. ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES (ACP) DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DE LA MER SUR L'ATLANTIQUE INTERTROPICAL

A. INTRODUCTION

Le fichier océanique contient les 192 champs de moyennes mensuelles de température de surface de la mer, construits à partir des observations de navires sélectionnés pendant la période des 16 années allant de janvier 1964 à décembre 1979. La grille spatiale est régulière ($2^\circ \times 2^\circ$) et comporte 628 points. Le domaine est limité par les parallèles 30°N et 20°S , ainsi que par le méridien 60°W et la côte africaine (Figure 1). Une description détaillée de la méthodologie utilisée pour la construction de ce fichier est donnée dans PICAUT et al. (1985).

A partir de cet ensemble de données nous avons effectué une étude complète utilisant la méthode de l'ACP (pour un rappel théorique de cette méthode, lire par exemple DEQUE, 1984). Auparavant, une étude similaire avait été réalisée sur un fichier plus ancien (1949-1969) par WEARE (1977). Cependant la résolution spatiale alors utilisée (seulement $5^\circ \times 5^\circ$), ne permettait pas de discerner les phénomènes de petites échelles. Parallèlement à notre étude, SERVAIN et LEGLER (1985) ont analysé la réponse océanique au forçage atmosphérique par l'utilisation d'une ACP menée conjointement sur le fichier de température de surface de la mer et le fichier correspondant (dans le temps et l'espace) de la tension du vent. Dans la suite du texte, il nous arrivera de faire référence à ces derniers travaux.

Pour en revenir à l'étude présentée ici, trois ACP ont été réalisées:

- Nous avons d'abord détaillé le cycle saisonnier (année moyenne

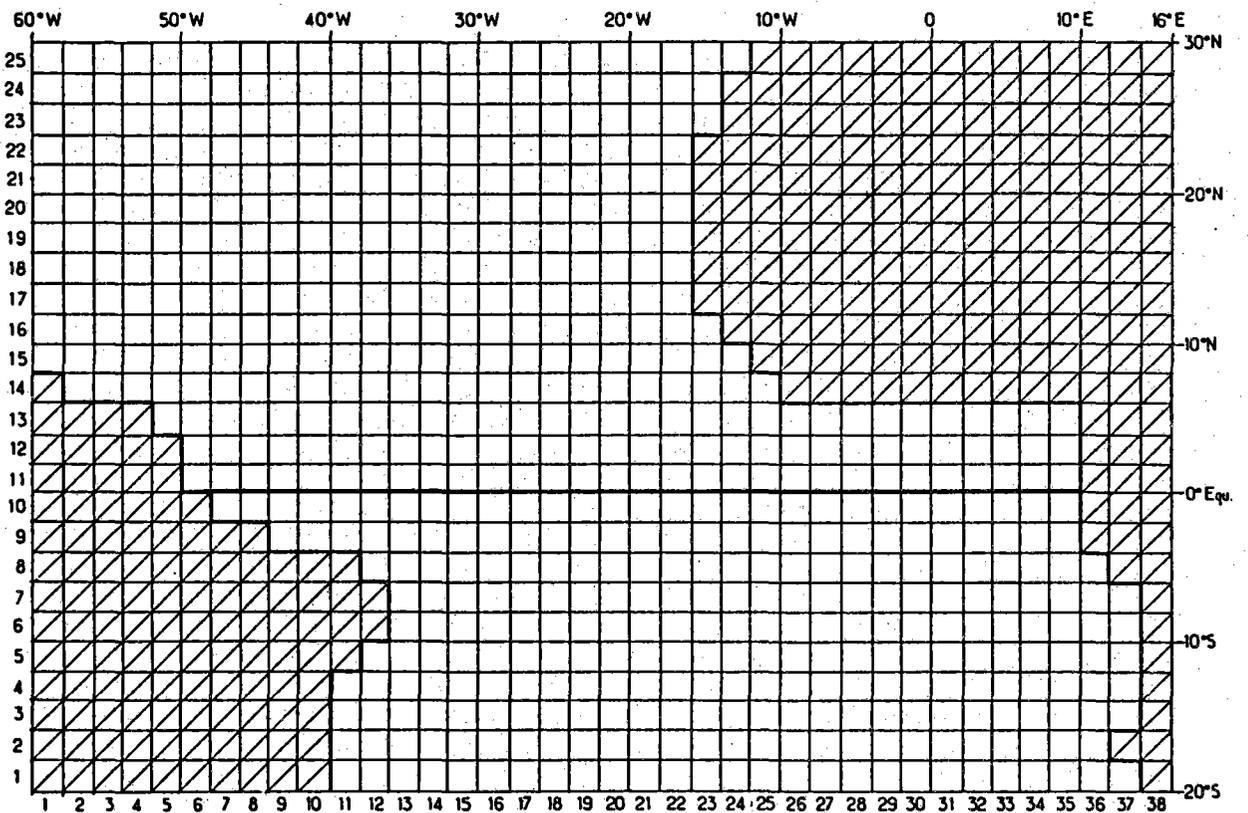


Figure 1 : Grille 2° x 2° du champ de température de surface de l'océan Atlantique Tropical.

calculée à partir des 16 années disponibles) car les phénomènes que nous chercherons à corréliser avec le géopotential à 500 mb viennent se superposer à ce cycle annuel.

- Puis, afin de repérer les années exceptionnelles et de faire une étude du spectre temporel, nous avons analysé le déroulement chronologique des Composantes Principales issues d'une ACP construite à partir des données de base.

- Enfin, nous avons utilisé les données désaisonnalisées (données de base auxquelles on a soustrait l'année moyenne), sous les formes brute et normalisée (réduction par l'écart-type du mois considéré).

B. ACP SUR LE CYCLE SAISONNIER

La variance totale des 12 champs de moyennes mensuelles est $1197 \text{ }^{\circ}\text{K}^2$. Les variances expliquées par les quatre premières Composantes Principales (CP) sont données dans la table 1.

a) Première Composante Principale (91,6 % de la variance totale)

La distribution spatiale de la première Direction Principale (Figure 2a), décrit l'opposition de phase des deux hémisphères météorologiques lors du balancement saisonnier autour d'une ligne de réponse nulle que l'on pourrait appeler par analogie avec la terminologie météorologique, l'équateur océanique des eaux de surface. Comparant la situation de cette ligne de poids nul avec la position de la Zone Inter-Tropicale de Convergence (ZITC) en période d'hiver boréal, on trouve une ressemblance frappante. On sait que la ZITC est plus ou moins associée aux eaux chaudes de surface, bien que la plage des maximums thermiques soit plus large que la bande de basses pressions qui la désigne

année moyenne			données de base			données désaisonnalisées		
Variance	%	% cumulé	Variance	%	% cumulé	Variance	%	% cumulé
C1	1097	91.6	1127	81.0	81.0	43	22.1	22.1
C2	55	4.6	71	5.1	86.1	33	17.0	39.1
C3	25	2.1	53	3.4	89.9	12	6.4	45.5
C4	14	1.2	22	1.6	91.5	11	5.6	51.1

TABLE 1 : Variance (K^2) et pourcentage de la variance totale pour les 4 Premières Composantes Principales de la température de surface de la mer pour l'année moyenne, les données de base et les données désaisonnalisées.

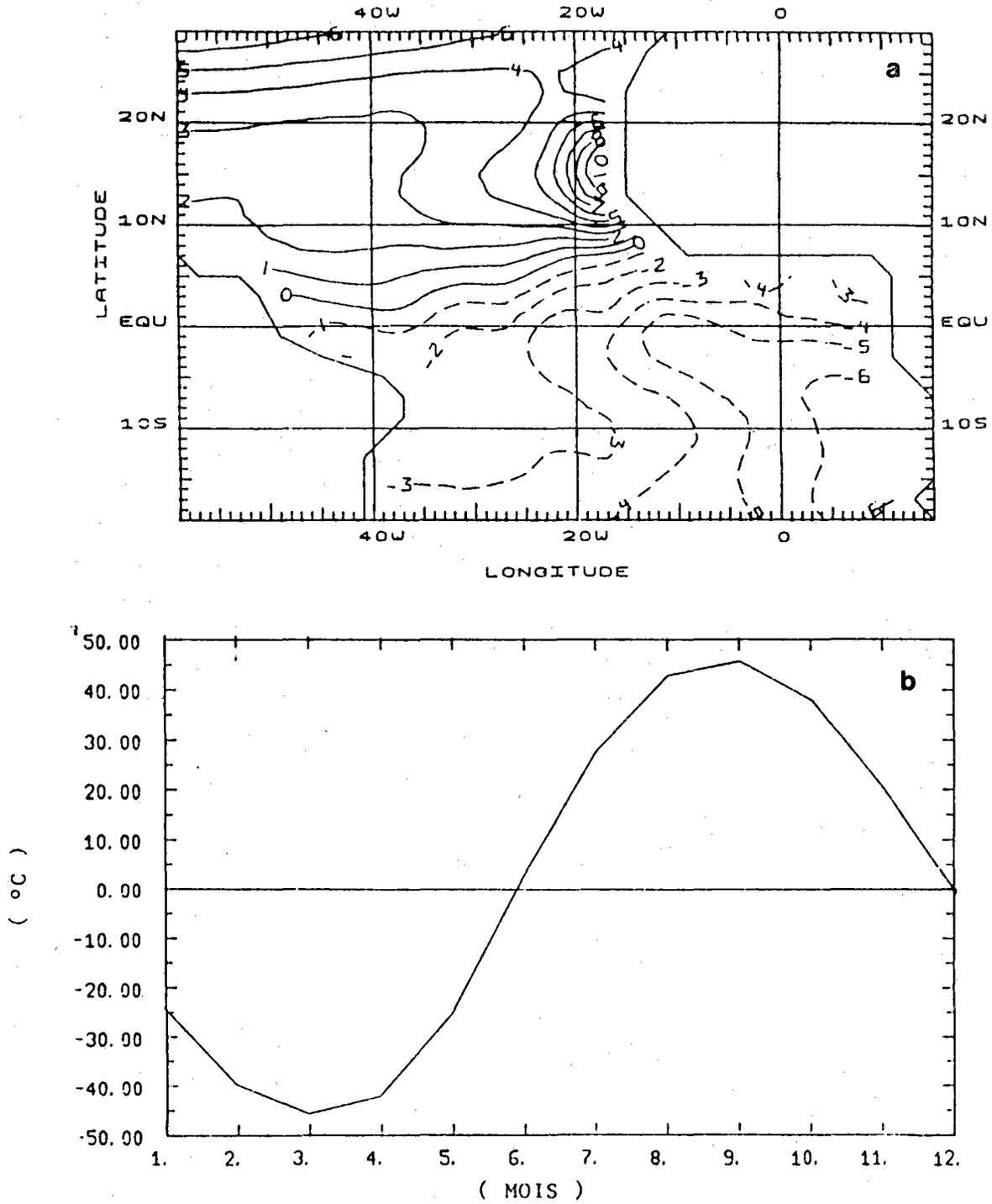


Figure 2 : Distribution de la Première Direction Principale (a) et de la Première Composante Principale (b) de l'année moyenne des températures de surface de la mer (les isolignes négatives sont en tireté).

couramment. Si on maintient l'analogie de position en hiver boréal, on peut se demander alors pourquoi, lors de la remontée saisonnière de la ZITC en été boréal, la région concernée connaît peu de variation de température. L'idée d'une influence compensatrice qui s'opposerait à la variabilité générale appelle alors une autre remarque : la ligne de réponse nulle se situe approximativement selon l'axe du Contre Courant Nord Equatorial (CCNE), qui se propage d'Ouest en Est, en occupant toute la largeur du bassin en juillet-août (RICHARDSON et MC KEE, 1984). Cet événement saisonnier explique ainsi la grande stabilité de la température de surface de l'océan dans la région concernée. En période d'hiver boréal, le retour des eaux plus chaudes venant de l'Ouest du bassin contribue à bloquer la variabilité du champ océanique.

Globalement, la réponse est faible à l'Ouest du bassin. Les noyaux de fortes variabilités sont situés le long de la bordure orientale et dans le Golfe de Guinée, c'est-à-dire dans les régions où la thermocline est proche de la surface (MERLE, 1980).

Dans le quart Sud-Est de la carte, on retrouve avec une bonne conformité la zone de variabilité saisonnière associée à la poussée froide du Courant Sud Equatorial (CSE) en période d'été boréal. Cette "langue" dont le poids va de - 0,03 à - 0,06 atteint 25°W le long de l'équateur. Les isolignes de la première Direction Principale dans cette région dessinent fidèlement le réseau d'isothermes des mois de juillet à septembre (PICAUT et al., 1985 - p. 78-80).

La quasi-fermeture de l'isoligne - 0,06 autour d'un centre situé vers 8°E-12°S esquisse la zone d'upwelling de la côte d'Angola. Le long de la côte Nord du Golfe de Guinée, un petit noyau de poids - 0,04 désigne en cet endroit (juste à l'Ouest du méridien origine) l'apparition en juillet-septembre de l'upwelling côtier. Ces phénomènes sont d'échelle réduite, comparés au champ dans son ensemble et aux événements de grande étendue comme le CSE. Leur impact

sur la variabilité globale est dilué. C'est la raison de la relative médiocre définition de leurs images.

Une structure caractéristique de la Première Direction est sans conteste le noyau positif de forte variabilité centré par 15°N et 16°W à la hauteur du Cap Vert. Les poids y atteignent la valeur 0,1, ce qui constitue le maximum absolu de la carte. Considérant la climatologie, on remarque que la région désignée par ce noyau est le siège d'un fort gradient thermique en période d'hiver boréal. C'est la limite méridionale de la poussée froide du courant des Canaries. Celui-ci est alimenté par les upwellings du Maroc et de Mauritanie qui sont très actifs en cette période de l'année où les alizés du Nord-Est sont maximums, et ceci en liaison avec la situation basse de la cellule anticyclonique des Açores. C'est une région frontale où les eaux venues du Nord convergent avec le CCNE (réduit à l'Ouest de 20°W en hiver boréal). On note que le noyau du Cap Vert se prolonge vers l'Ouest par une structure dessinant un flux d'eau relativement froide qui s'écoule dans le Courant Nord Equatorial (CNE).

Vers 25°N et 15°W , un noyau côtier d'importance égale à celui de la côte Nord du Golfe de Guinée, esquisse la région des upwellings des Canaries et du Sahara espagnol. On remarque également une extension vers l'Ouest de cette structure.

La première Composante Principale d'année moyenne est quasi-sinusoidale (Figure 2b). Ses extrémums ont lieu en mars ($-45,6^{\circ}\text{C}$) et en septembre ($+45,7^{\circ}\text{C}$). Ces deux dates correspondent aux équinoxes où le soleil passe au zénith de l'équateur géographique.

La contribution de la première Composante Principale à la variation du cycle annuel (moyenne saisonnière moins moyenne totale 1964-1979) est environ en valeur absolue :

$0,10 \times 45,5 = 4,6^{\circ}\text{C}$ au Cap Vert

$0,04 \times 45,5 = 1,8^{\circ}\text{C}$ pour les upwellings de Mauritanie et de Côte
d'Ivoire

$0,06 \times 45,5 = 2,7^{\circ}\text{C}$ pour l'upwelling d'Angola

$0,05 \times 45,5 = 2,3^{\circ}\text{C}$ pour la "langue" froide équatoriale

La climatologie des variations saisonnières indique pour ces régions,
les valeurs suivantes :

En mars, environ : - 5°C au Cap Vert

- $1,5^{\circ}\text{C}$ aux Canaries

+ 1°C le long de la Côte d'Ivoire

+ 3°C le long de l'Angola

+ 2°C dans la "langue" équatoriale

En septembre, environ : + 3°C à + 4°C au Cap Vert

- $2,5^{\circ}\text{C}$ pour les upwellings de Mauritanie et
de Côte d'Ivoire

- $2,5^{\circ}\text{C}$ à - 3°C le long de l'Angola

- 2°C dans la "langue" équatoriale

Ce rapide tour d'horizon illustre ainsi l'excellente représentation
du cycle annuel par le premier terme du développement orthogonal de la
variation saisonnière. Les petits écarts constatés avec la climatologie sont
les signes de l'existence de phénomènes de moindre échelle spatio-temporelle
que l'on retrouvera dans les termes de rang supérieur. Cette première
Composante (modulée localement) décrit le réchauffement global de l'hémisphère
d'été et le refroidissement de l'hémisphère d'hiver.

b) Deuxième Composante Principale (4,6 % de la variance totale)

La distribution spatiale de la deuxième Direction Principale (Figure 3a) est plus complexe. Elle aborde la description de phénomènes de plus petite échelle. Les valeurs positives sont réunies en une zone couvrant tout le Golfe de Guinée, l'Est du méridien 5°E et la plus grande partie de la zone Nord sauf en son extrême Nord-Ouest. Une autre région positive se situe près des côtes brésiliennes dans la zone d'influence du Courant du Brésil (branche Sud de la terminaison du CSE).

Un large noyau négatif de poids maximum - 0,07, centré vers 10°S et 8°W, se prolonge le long des côtes Nord-Est du continent Sud-américain, lieu d'écoulement du Courant de Guyane (branche Nord de la terminaison du CSE). Ce noyau négatif équilibre assez bien le noyau positif (poids \approx 0,05) décrit précédemment, par rapport à la ligne de réponse nulle de la première Direction Principale (Figure 2a). On remarque que ces deux zones se situent dans la bande des courants Nord Equatorial et Sud Equatorial (sous les jets pour ce dernier).

Compte tenu de ce que nous savons des variations de la température de surface dans le Golfe de Guinée, la structure la plus intéressante est le noyau positif de poids 0,05 centré par 10°W à l'équateur. C'est l'image de l'upwelling équatorial saisonnier que l'on voit apparaître en cet endroit en été boréal. On notera que la première Direction Principale ne décrivait pas explicitement ce phénomène noyé dans la vaste "langue" de variabilité maximale.

Le maximum absolu décrit par la seconde Direction Principale est situé à la hauteur du Cap Lopez, au Gabon. En ce lieu, les composantes de la seconde Direction Principale atteignent 0,15. On remarque en outre un important gradient séparant cette zone positive du noyau négatif situé plus à l'Ouest : il traduit le confinement dans une bande côtière d'un phénomène prolongeant plus au Nord son influence jusqu'au méridien origine le long de l'équateur.

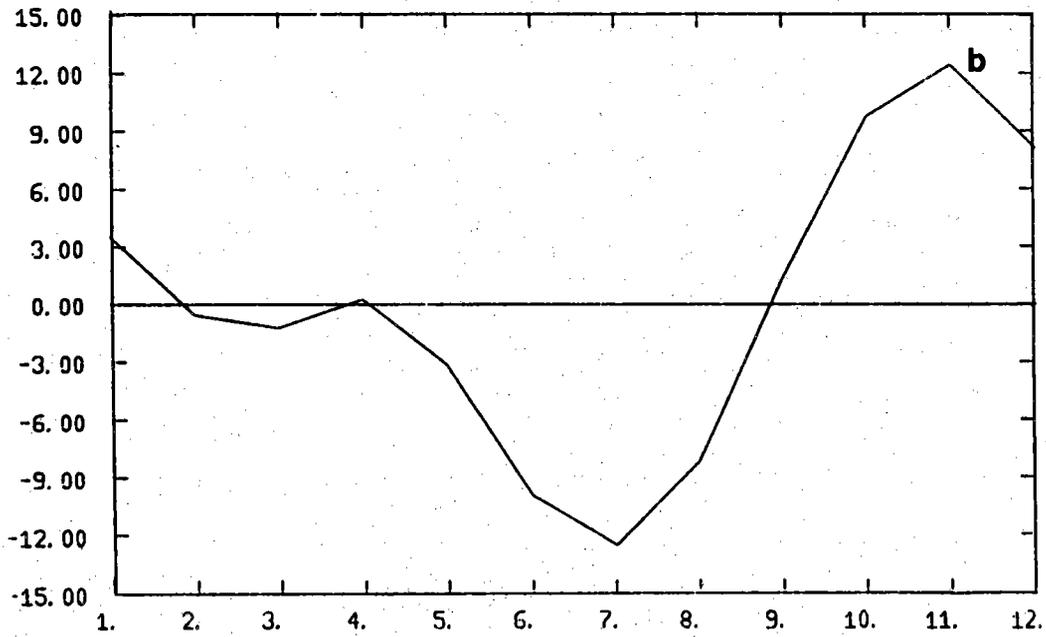
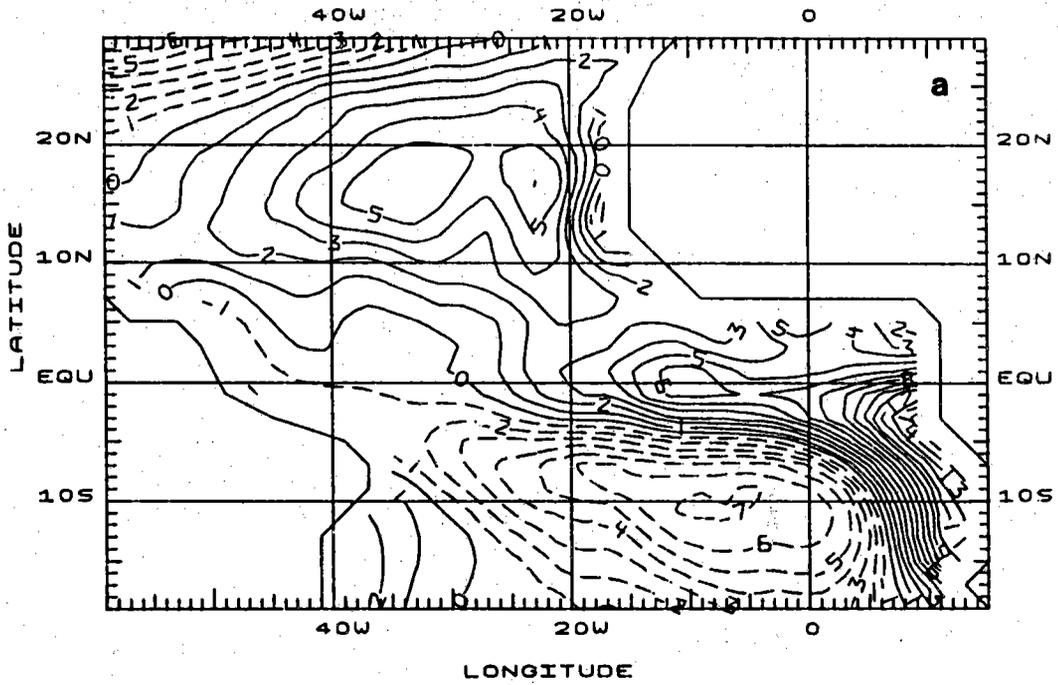


Figure 3 : Distribution de la Deuxième Direction Principale (a) et de la Deuxième Composante Principale (b) de l'année moyenne des températures de surface de la mer (les isolignes négatives sont en tireté).

On retrouve également l'upwelling saisonnier de la Côte d'Ivoire. Le fait que le système entier des upwellings saisonniers du Golfe de Guinée soit décrit par une même Direction Principale suggère que leurs évolutions sont probablement soumises à une cause commune (bien qu'il demeure quelques différences, comme nous le verrons par la suite).

La deuxième Composante (Figure 3b) présente une structure particulière. De février à avril on remarque une quasi-stationnarité du signal auquel elle est associée (contribution quasi-nulle à la variation saisonnière). La variabilité annuelle est toute entière contenue au cours de la période allant de mai à janvier. Elle est minimale en juillet ($- 12,5^{\circ}\text{C}$) et maximale en novembre ($+ 12,4^{\circ}\text{C}$). On remarque que la période mai-août concerne principalement la poussée du CSE et l'apparition des upwellings du Golfe de Guinée. La période septembre-novembre est associée au "recul" de ces phénomènes. On pourrait dire que la deuxième Composante Principale et la Direction associée interprètent la contribution de l'hiver austral à la variabilité générale du bassin équatorial. Il est intéressant de noter que ces événements sont suffisamment particularisés et importants pour commander le second ordre de l'évolution saisonnière.

L'interprétation du noyau positif dans la moitié Nord (resp. du noyau négatif dans la moitié Sud), qui exprime un refroidissement (resp. réchauffement) global de sa région d'influence en été boréal et un réchauffement (resp. refroidissement) en début d'hiver boréal, peut être la suivante : dans l'hémisphère d'été, la remontée vers le pôle de la cellule anticyclonique permet aux eaux froides côtières d'étendre leur influence vers le large jusqu'à des latitudes élevées (entre 10 et 20°). Au contraire, lorsque la cellule anticyclonique de l'hémisphère d'hiver est dans sa position la plus proche de l'équateur, la circulation des eaux froides le long de sa bordure équatoriale et de sa face orientale concerne les très basses latitudes ou bien

est confinée le long de la bordure Est du bassin. On remarque que la situation n'est pas symétrique dans les deux hémisphères. Le minimum de la deuxième Composante a lieu en juillet (1 mois après le solstice d'été), le maximum a lieu en novembre (1 mois avant le solstice d'hiver). En conséquence, la période d'extension à l'Ouest des courants froids dure environ deux mois de plus dans l'hémisphère Sud par rapport au système similaire de l'hémisphère Nord. La différence dans la géométrie des deux bassins en est probablement l'une des raisons majeures, tout comme l'est certainement le décalage vers le Nord de l'équateur météorologique.

Là encore, on peut estimer localement la contribution de cette deuxième Composante à la variabilité saisonnière de la température des eaux de surface. Avec une amplitude de l'ordre de $12,5^{\circ}\text{C}$, ceci donne les valeurs suivantes :

$- 12,5 \times 0,06 = - 0,75^{\circ}\text{C}$ dans la zone de l'upwelling équatorial en juillet.

La participation de la première Composante au mois de juillet étant d'environ $- 1,4^{\circ}\text{C}$, on atteint un refroidissement de $2,15^{\circ}\text{C}$. La climatologie indique en ce mois, une anomalie de $- 2,5^{\circ}\text{C}$.

Au Cap Lopez, la contribution de la deuxième Composante est :

$- 12,5 \times 0,15 = - 1,9^{\circ}\text{C}$ en juillet.

La première CP contribue pour $- 1,4^{\circ}\text{C}$, soit au total $3,3^{\circ}\text{C}$. La climatologie indique $- 3,5^{\circ}\text{C}$ en cet endroit pour juillet.

Malgré la domination écrasante de la première Composante avec une amplitude supérieure à trois fois celle de la deuxième, on retiendra que cette dernière permet d'affiner davantage le phénomène des upwellings saisonniers du Golfe de Guinée.

c) Troisième Composante Principale (2,1 % de la variance totale)

On atteint ici la limite de la méthode. Le signal de cette composante devient faible devant l'amplitude du signal saisonnier décrit par les deux premières Composantes. Malgré cela, la distribution spatiale de la troisième Direction Principale (Figure 4a) présente quelques structures évoquant des phénomènes qui animent le cycle saisonnier du bassin. Les noyaux d'énergie se situent essentiellement dans les régions d'upwellings saisonniers côtiers, principalement dans la région du Cap Vert où l'on trouve le maximum de réponse avec un poids atteignant 0,14. Le champ est en phase sur l'ensemble du domaine étudié sauf le long de la côte mauritanienne, au Cap Lopez et dans l'extrême Sud-Est.

Le caractère semi-annuel de la troisième CP (Figure 4b) marque son originalité. Les deux premiers extrema apparaissent en janvier ($- 7,15^{\circ}\text{C}$) et en mai ($+ 8,8^{\circ}\text{C}$). Deux autres extrema, de moindre importance, ont lieu en août ($- 4,9^{\circ}\text{C}$) et en octobre-novembre ($+ 3,3^{\circ}\text{C}$). La première oscillation (au cours du premier semestre) est donc d'une amplitude proche du double de celle de la deuxième. Mais il s'agit là de l'amplitude du signal thermique et non pas celle d'un signal mécanique. En mai, les eaux de surface sont encore chaudes tandis qu'en novembre, on sort tout juste de la période froide. Il ne faut donc pas conclure que les amplitudes du signal thermique sont révélatrices de l'amplitude du signal mécanique, supposé être à l'origine de cet événement. Cette hypothèse semble être corroborée par une analyse de la variabilité de la hauteur de la mer, de la température de surface et des hauteurs dynamiques le long de la côte Nord du Golfe de Guinée par VERSTRAETE et PICAUT (1984). D'après cette étude, on enregistre pour cette région, en mai et novembre-décembre (pour une année moyenne) un maximum du niveau moyen de la mer ainsi qu'un maximum de la température de la mer. Revenant sur la figure 4,

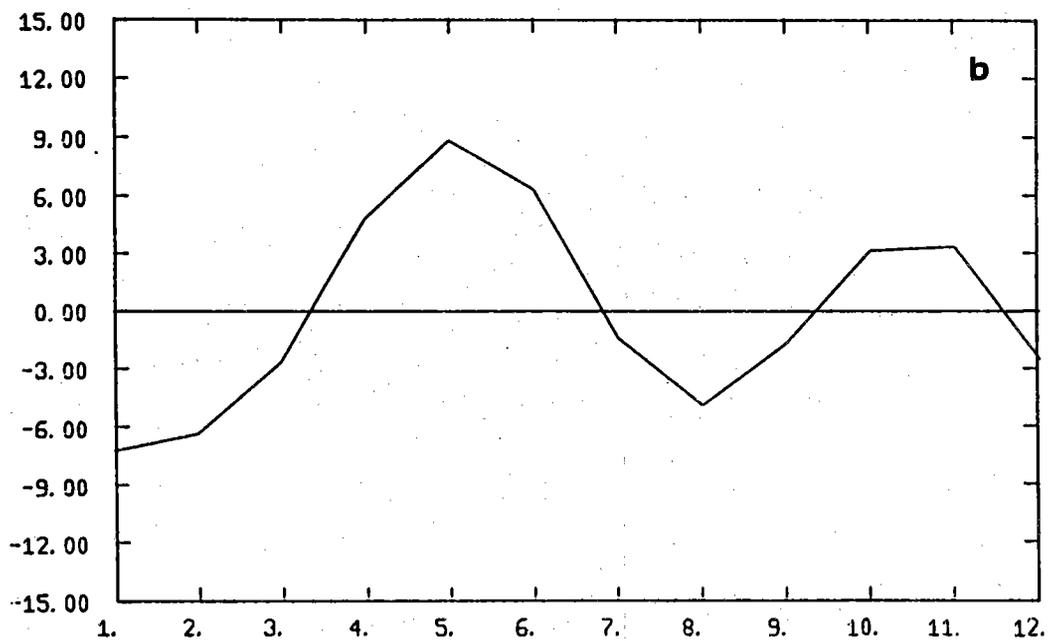
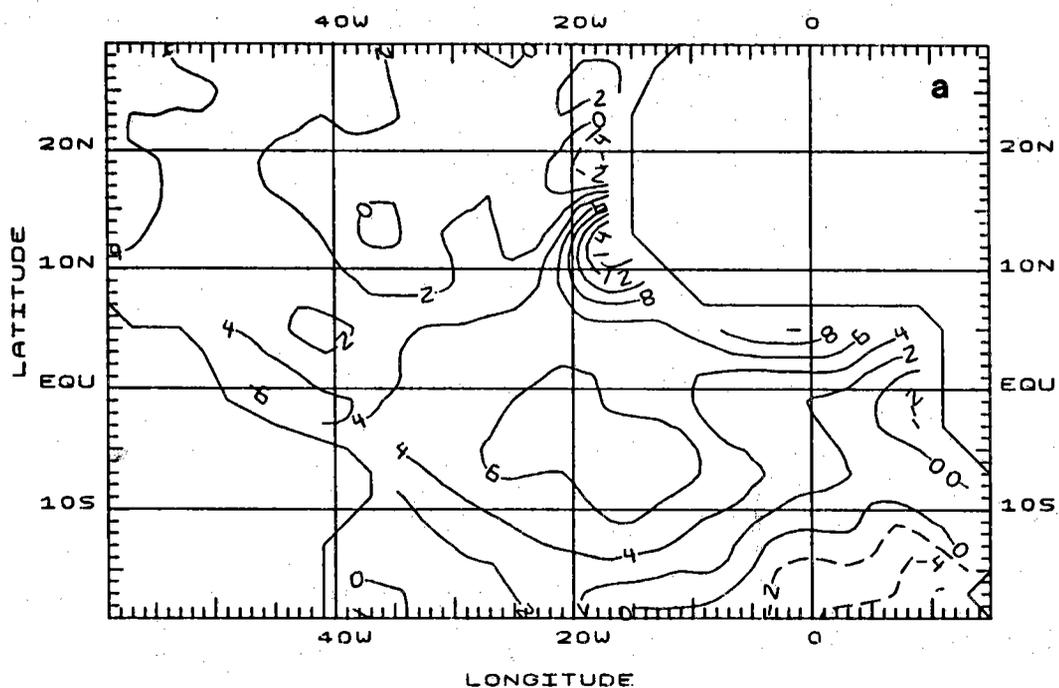


Figure 4 : Distribution de la Troisième Direction Principale (a) et de la Troisième Composante Principale (b) de l'année moyenne des températures de surface de la mer (les isolignes négatives sont en tireté).

l'analyse des noyaux de variabilité complète les résultats de VERSTRAETE et PICAUT : on note en effet un réchauffement en mai et octobre-novembre dans la région de l'upwelling de la côte Nord du Golfe de Guinée, ainsi qu'une tendance semblable près de deux fois plus importante au Cap Vert. Au contraire, les zones d'upwellings de Mauritanie et du Cap Lopez connaissent une tendance au refroidissement.

Nous rappellerons que le jet Nord du CSE présente lui aussi une périodicité semi-annuelle avec un maximum de vitesse en juin, l'autre en décembre, soit un mois de retard dans les deux cas sur le phénomène décrit ici. D'après la climatologie (PICAUT et al., 1985), on constate qu'en mai s'accroît le recul des eaux froides du Cap Vert, amorcé en avril. Ce mouvement est rapide puisqu'en deux mois (mai-juin) la température passe de 24°C environ à 28°C. L'événement inverse a lieu en novembre-décembre, sous la poussée du courant des Canaries, accentuée par l'influence des alizés de N-E (l'anticyclone des Açores se rapproche alors de sa position hivernale).

Notons enfin que le pic négatif de janvier est particulièrement intéressant : il pourrait être rattaché au phénomène de la "petite saison froide" (MORLIERE, 1970) qui apparaît avec un maximum d'intensité à cette période de l'année le long de la côte Nord du Golfe de Guinée (ROY, 1981).

d) Quatrième Composante Principale (1,2 % de la variance totale)

L'examen de la quatrième Direction et de sa Composante (Figure 5) montre une grande similitude dans les structures avec la troisième CP. Il semble que nous ayons atteint là la limite du pouvoir de résolution de la méthode (risque de dégénérescence). Avec un pourcentage cumulé égal à 99,6 % de la variance totale, les phénomènes climatologiques tels que nous pouvons les percevoir au travers du fichier proposé, sont probablement totalement

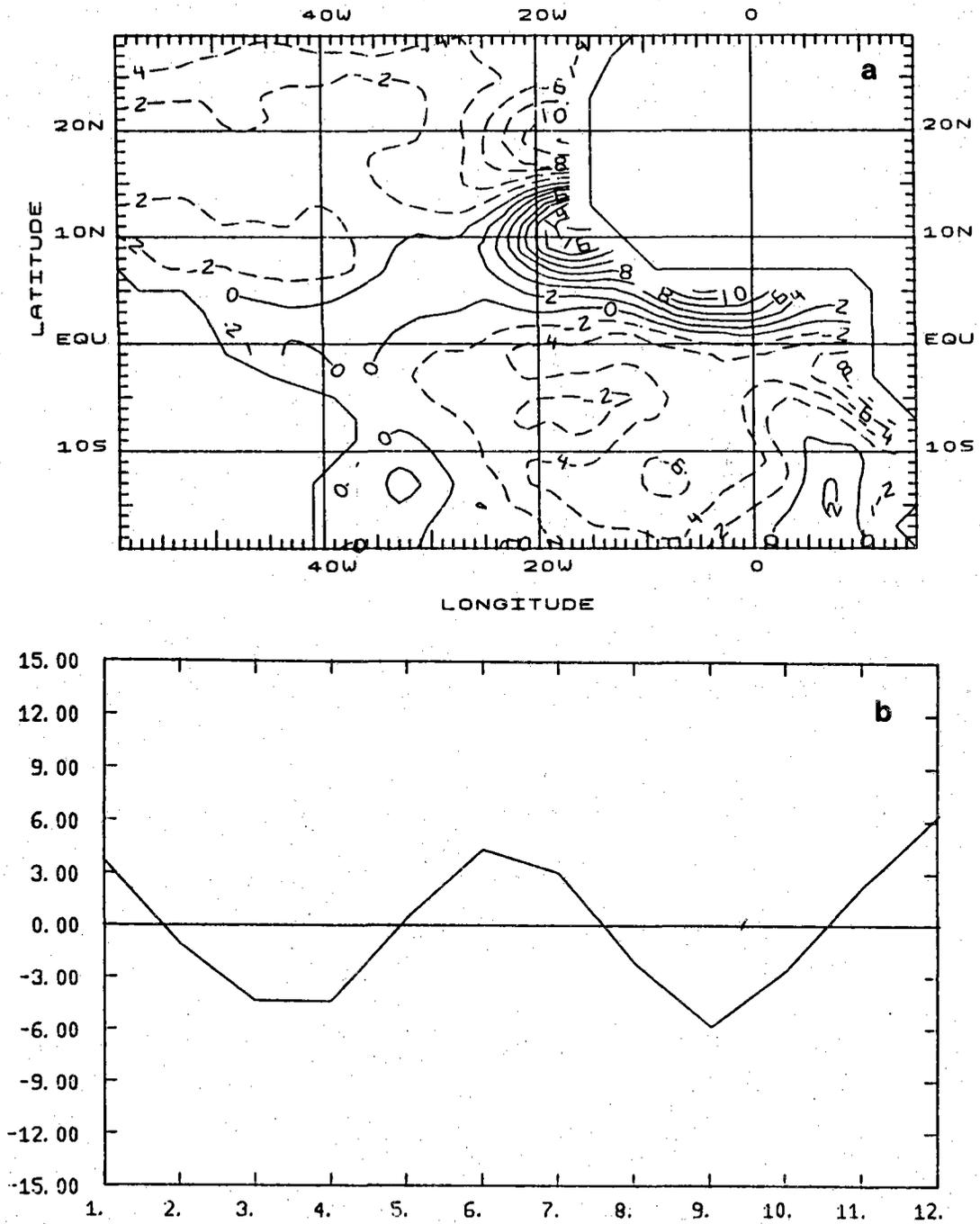


Figure 5 : Distribution de la Quatrième Direction Principale (a) et de la Quatrième Composante Principale (b) de l'année moyenne des températures de surface de la mer (les isolignes négatives sont en tireté).

appréhendés. Le cycle annuel serait ainsi exprimable à l'aide de trois variables (les trois CP de l'année moyenne) associées aux trois champs qui leur correspondent.

C. ACP SUR LES DONNEES DE BASE

Lorsque l'on considère les 192 champs de moyennes mensuelles, la variance totale devient 1391 K (contre 1197 K pour l'année moyenne), c'est-à-dire que le cycle annuel joue un rôle prépondérant dans la variabilité des phénomènes. Cependant une ACP sur ces données de base permet de suivre l'évolution d'année en année de l'amplitude et de la phase du cycle annuel. Les variances des quatre premières CP sont données sur la table 1. Les cartes des Directions Principales (non montrées) sont très semblables aux cartes de l'année moyenne (voir les figures 2a, 3a, 4a et 5a). Sur les figures 6, 7, 8 et 9, nous présentons l'évolution des quatre premières Composantes Principales pendant les 16 années d'étude et le périodogramme associé, ainsi que son seuil de significativité à 95 %.

Le périodogramme $P(T)$ est donné par :

$$P^2(\tau) = \frac{4}{N^2 \sigma^2} \left(\left[\sum_{t=1}^N S(t) \cdot \cos \frac{2\pi t}{T} \right]^2 + \left[\sum_{t=1}^N S(t) \cdot \sin \frac{2\pi t}{T} \right]^2 \right)$$

où σ est l'écart-type de la série $S(t)$.

On voit que le cycle de 12 mois est présent dans les Composantes 1, 2 et 3, et qu'un cycle semi-annuel se retrouve dans les Composantes 2 et 4. D'autre part, un cycle de 26 mois (oscillation quasi-biennale) apparaît dans la troisième Composante.

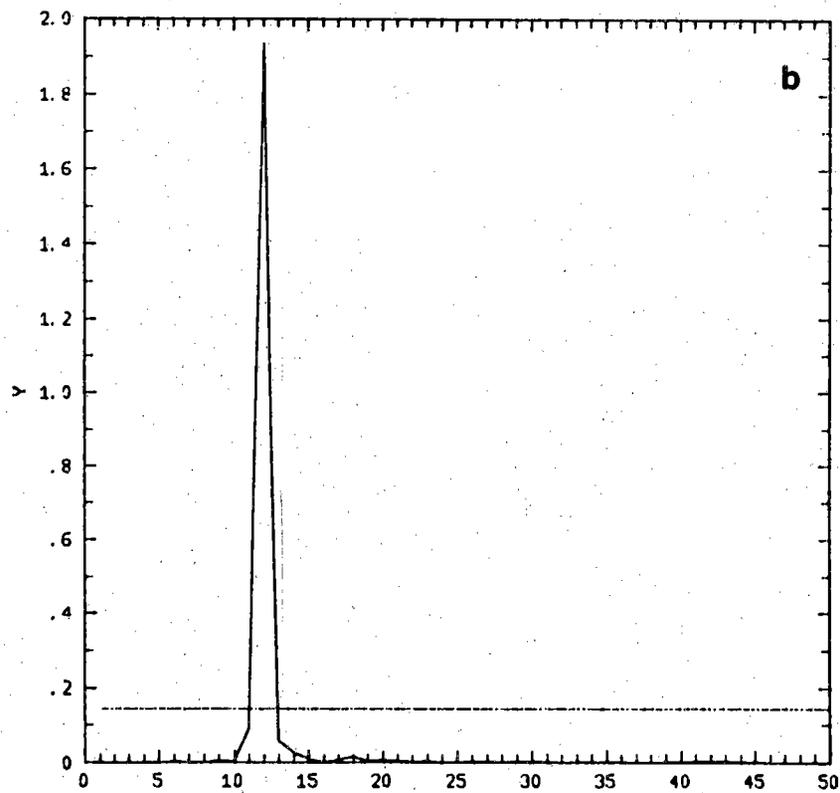
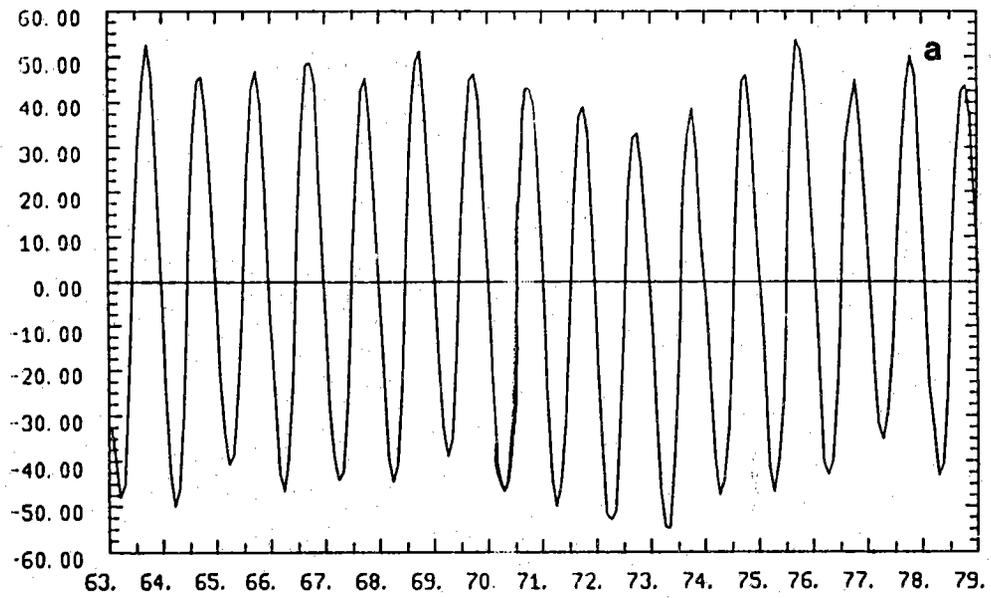


Figure 5 : Distribution (a) et périodogramme (b) de la Première Composante Principale des données de base de la température de surface de la mer.

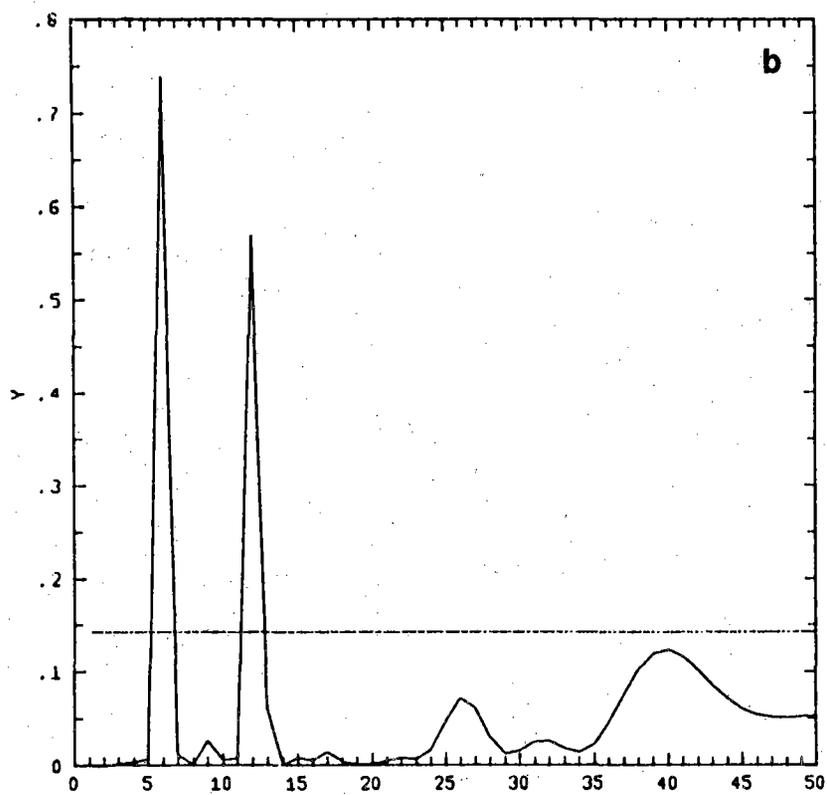
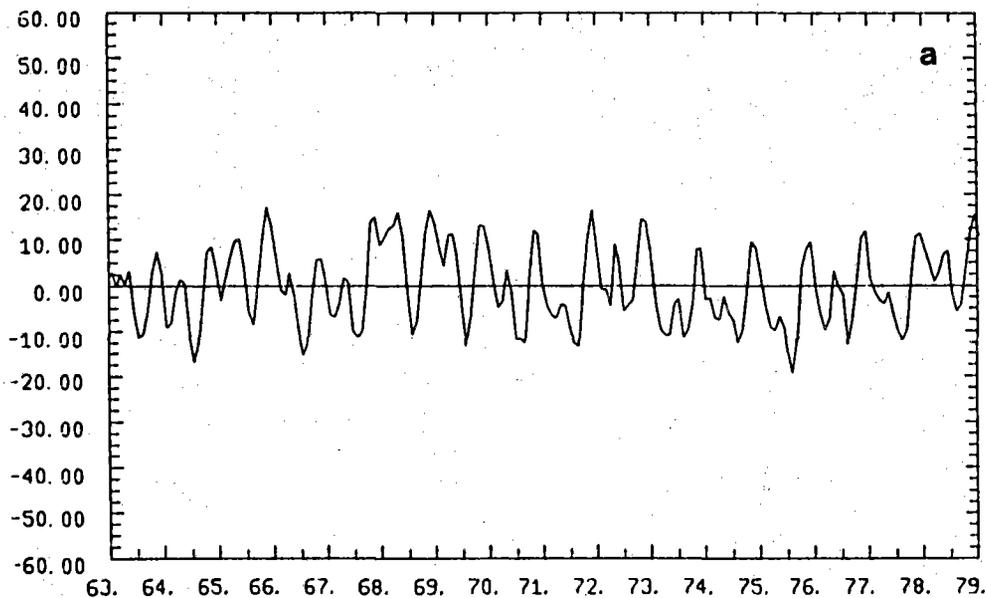


Figure 7 : Distribution (a) et périodogramme (b) de la Deuxième Composante Principale des données de base de la température de surface de la mer.

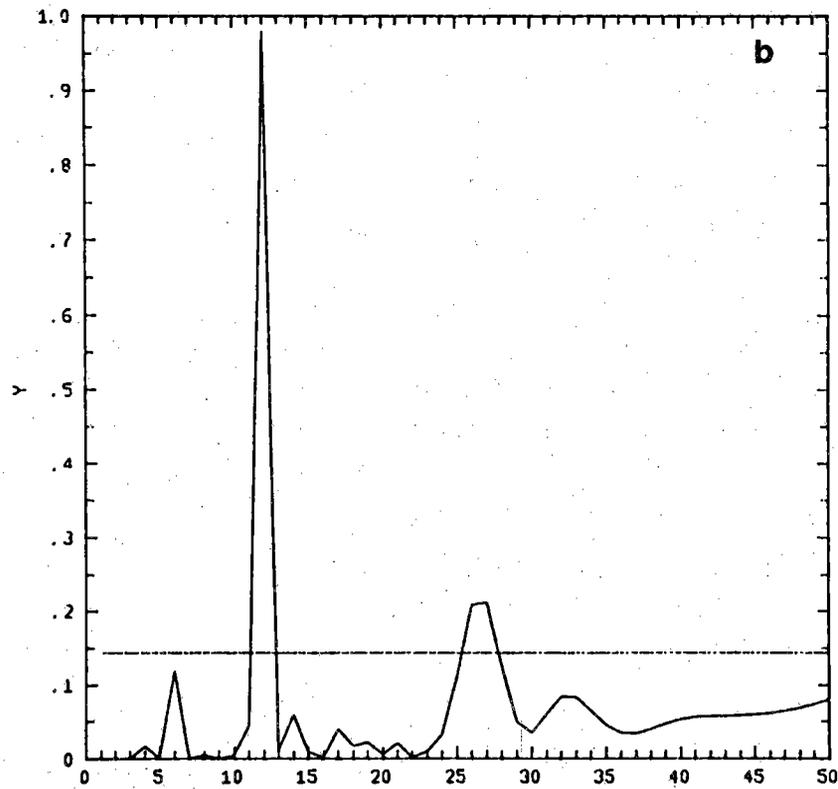
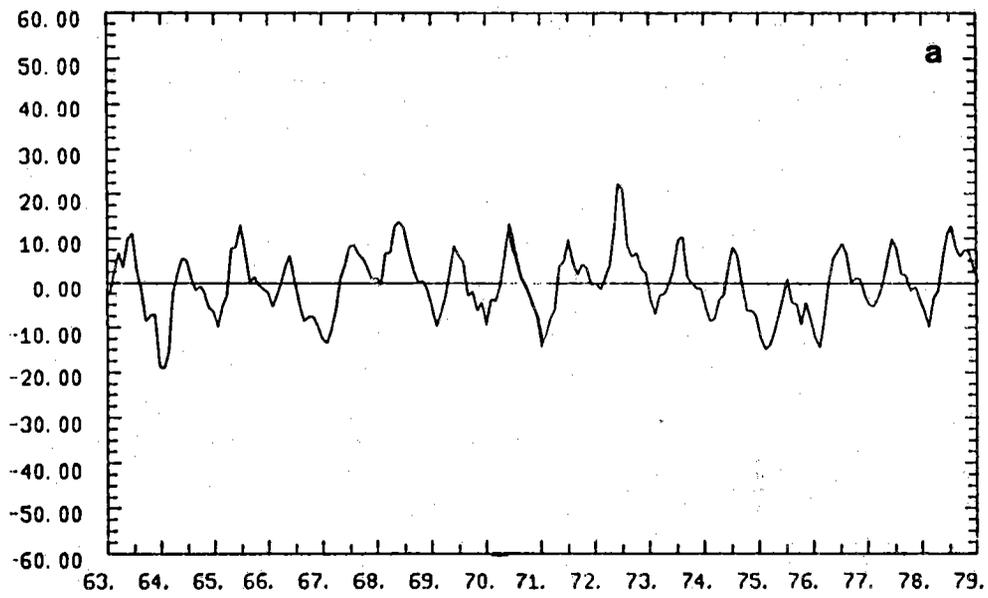


Figure 8 : Distribution (a) et périodogramme (b) de la Troisième Composante Principale des données de base de la température de surface de la mer.

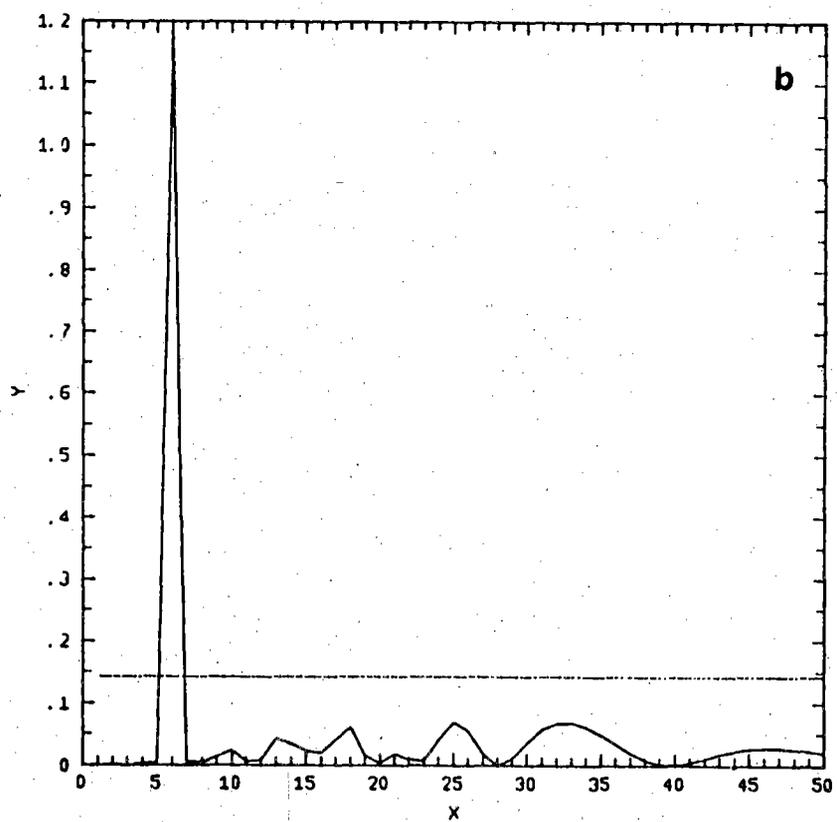
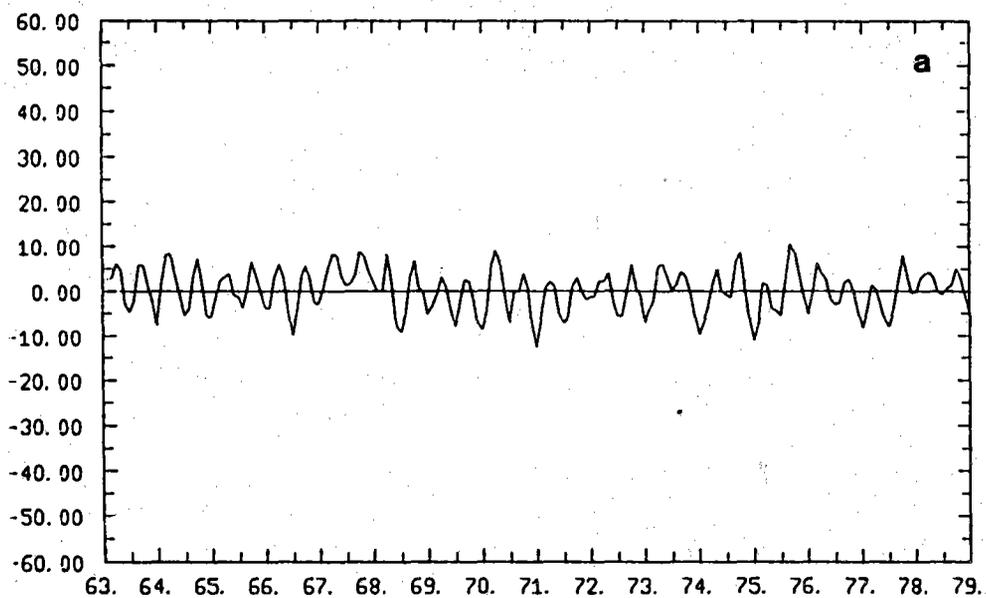


Figure 9 : Distribution (a) et périodogramme (b) de la Quatrième Composante Principale des données de base de la température de surface de la mer.

Dans l'analyse détaillée d'une ACP similaire et de celle (vectorielle) du champ de tension du vent, SERVAIN et LEGLER (1985) montrent que le large épisode anormal que l'on relève ici sur la première CP (Figure 6a) pendant le début des années soixante-dix (un refroidissement du bassin Nord associé à un réchauffement du bassin Sud) est directement relié à une évolution symétrique du champ de tension de vent (accroissement de l'énergie dans le bassin Nord, relaxation dans le bassin Sud).

D. ACP SUR LES DONNEES DESAISONNALISEES

Afin d'étudier les anomalies du cycle saisonnier, nous avons retranché à chaque mois une moyenne calculée sur les 16 années. La variance totale est maintenant de $194 K^2$ soit 14 % seulement de la variance totale des données de base. Les pourcentages de variance expliquée par les premières CP sont indiquées sur la table 1.

a) Première Composante Principale (22,1 % de la variance totale)

La première Direction Principale (Figure 10a) décrit une anomalie de signe constant sur l'ensemble du domaine, avec un poids maximum à l'équateur entre $25^{\circ}W$ et le méridien origine. L'upwelling équatorial, inclus dans cette zone, est particularisé par un extrémum local. Un autre noyau se situe juste au Sud du Cap Vert par $12^{\circ}N$ et $15^{\circ}W$.

Le film de cette composante (Figure 10b) indique un renversement de ce type d'anomalie entre 1967 et 1968. 1972 et 1973 sont décrites ici par une anomalie globalement chaude avec un extrémum en mai 1973. Remarquons que les valeurs les plus fortes de la carte se situent dans l'hémisphère océanique Sud (voir l'ACP de l'année moyenne). L'année 1976 est également décrite en

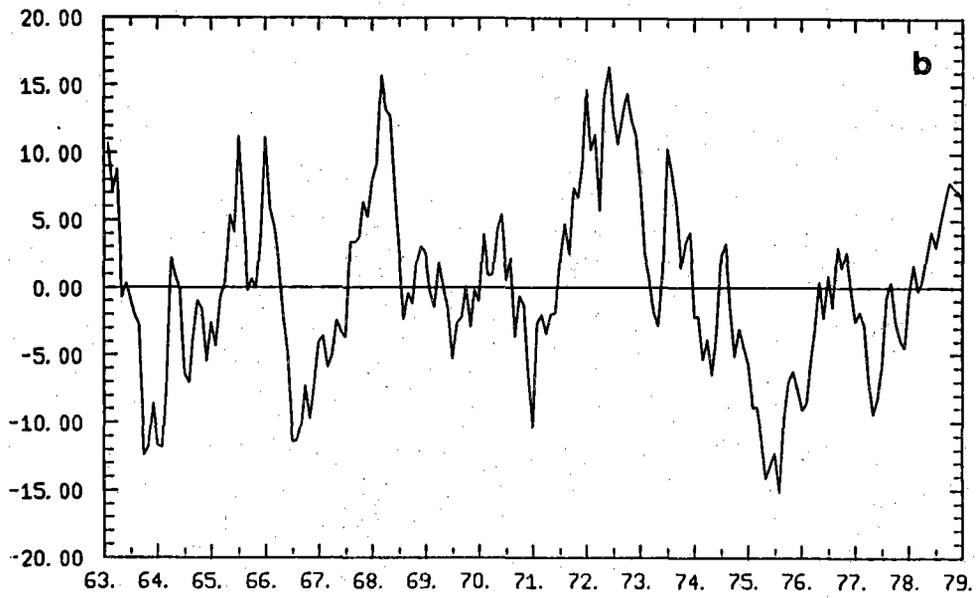
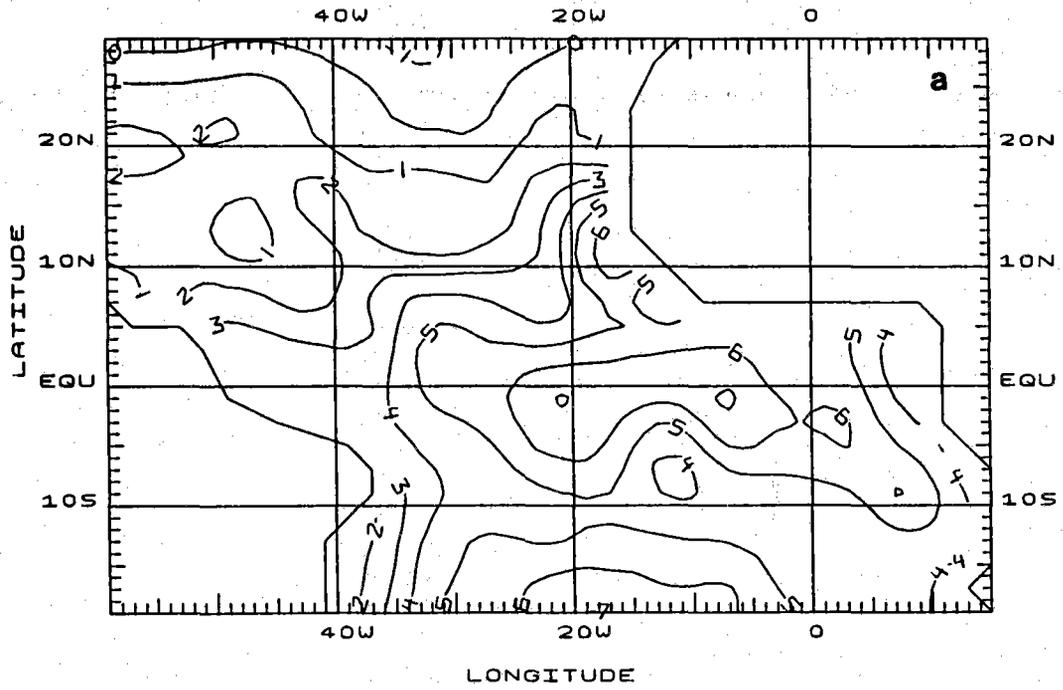


Figure 10 : Distribution de la Première Direction Principale (a) et de la Première Composante Principale (b) des températures de surface de la mer désaisonnalisées.

situation froide.

Les deux épisodes d'anomalies thermiques, en 1968-1969 d'une part et en 1976 d'autre part, apparaissent véritablement comme des "années-phares" au cours de notre période d'étude (1964-1979). Par ailleurs, SERVAIN et LEGLER (1985) notent que durant ces événements le champ de tension de vent sur le bassin atlantique tropical fut lui aussi très anormal :

- En 1968-1969 le système entier des alizés était affaibli. SERVAIN (1984) attire l'attention sur un renversement de la direction du vent le long de l'équateur vers 30°W en mai-juin 1968.

- Par contre, au cours de l'année 1976, la force des alizés de NE et de SE était supérieure à la norme saisonnière, notamment le long de l'axe équatorial en mai-juin.

On retrouvera ces deux types d'anomalies globales unisignes dans les résultats de l'analyse canonique, les années 1969 et 1976 étant les mieux estimées.

b) Deuxième Composante Principale (17.0 % de la variance totale)

Ce second mode (Figure 11) est à relier à la description effectuée par l'ACP sur les données de base. D'une part, la distribution spatiale est semblable à celle de la variation du premier ordre déduite du cycle saisonnier (Figure 2a), d'autre part le film de cette seconde Composante désigne principalement la période centrée sur le mois d'avril 1973, allant approximativement de 1970 à 1976. Deux autres périodes sont également particulièrement décrites, il s'agit des premiers semestres de 1969 et 1970.

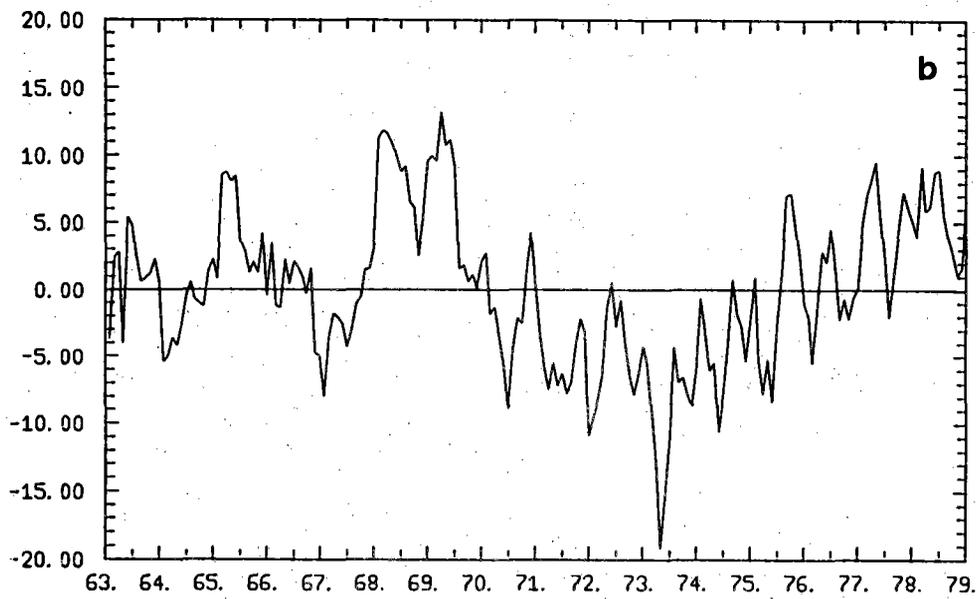
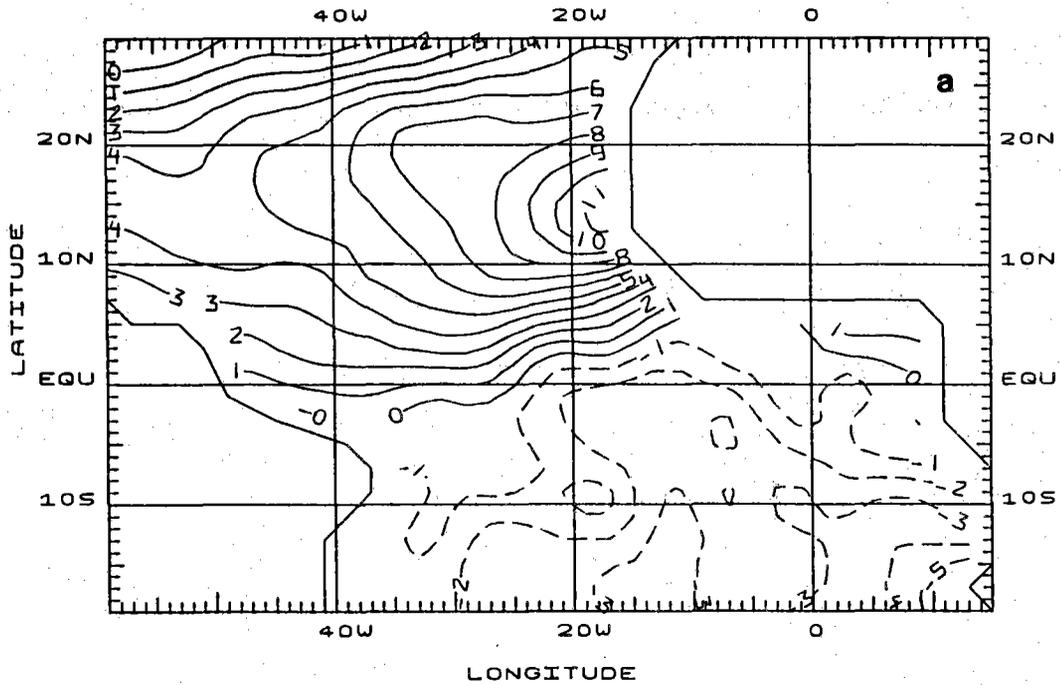


Figure 11 : Distribution de la Deuxième Direction Principale (a) et de la Deuxième Composante Principale (b) des températures de surface de la mer désaisonnalisées.

c) Ordres supérieurs

Les variances expliquées par la troisième et la quatrième Composantes Principales sont proches l'une de l'autre (6,4 et 5,6 respectivement) et l'on atteint ici un risque de dégénérescence. Notons cependant que le troisième mode décrit particulièrement l'anomalie positive de l'été boréal 1968 à l'intérieur du Golfe de Guinée (pour une illustration de cet événement, se reporter à PICAUT et al., 1985).

II. ANALYSES EN COMPOSANTES PRINCIPALES DU GEOPOTENTIEL 500 MB SUR LE DOMAINE TEMPERE DE L'ATLANTIQUE NORD

A. INTRODUCTION

A partir du fichier quotidien du géopotential 500 mb en 89 points sur l'Europe, l'Atlantique et les côtes orientales de l'Amérique de 77°N à 25°N élaboré par le Service PREVI/MLE de la Météorologie Nationale (LABARTHE, 1983), nous avons calculé les 276 moyennes mensuelles pour la période allant de janvier 1961 à décembre 1983. En amont de cette étude, l'ACP sur les données quotidiennes avait été effectuée par DEQUE (1984) et VOLMER et al. (1984). Une autre ACP, à partir des données mensuelles de ce champ sur tout l'hémisphère Nord, se trouve également dans WALLACE et GUTZLER (1981).

Les variations de ce géopotential 500 mb sont couramment utilisées dans les moyennes latitudes comme étant un indice de la circulation globale des moyennes couches de l'atmosphère. Son altitude est environ de 5500 mètres à 50° de latitude. Grossièrement, on peut associer une élévation (resp. un abaissement) de la surface 500 mb à un réchauffement (resp. un refroidissement) des couches sous-jacentes. Le domaine considéré (Figure 12) étant de l'ordre des grandes ondes atmosphériques, on doit s'attendre en utilisant des moyennes mensuelles, à trouver des structures simples pour les Directions Principales.

Avant de décrire les résultats obtenus, procédons à un bref rappel des grands traits de la dynamique associée aux différents schémas qui peuvent se présenter ; raisonnons sur les anomalies de l'altitude de la surface 500 mb (noyau positif = élévation ; noyau négatif = abaissement) :

* S'il existe un seul noyau, il est aisé d'imaginer qu'il apparaîtra un thalweg ou une dorsale à l'endroit désigné suivant le signe résultant de la Composante Principale.

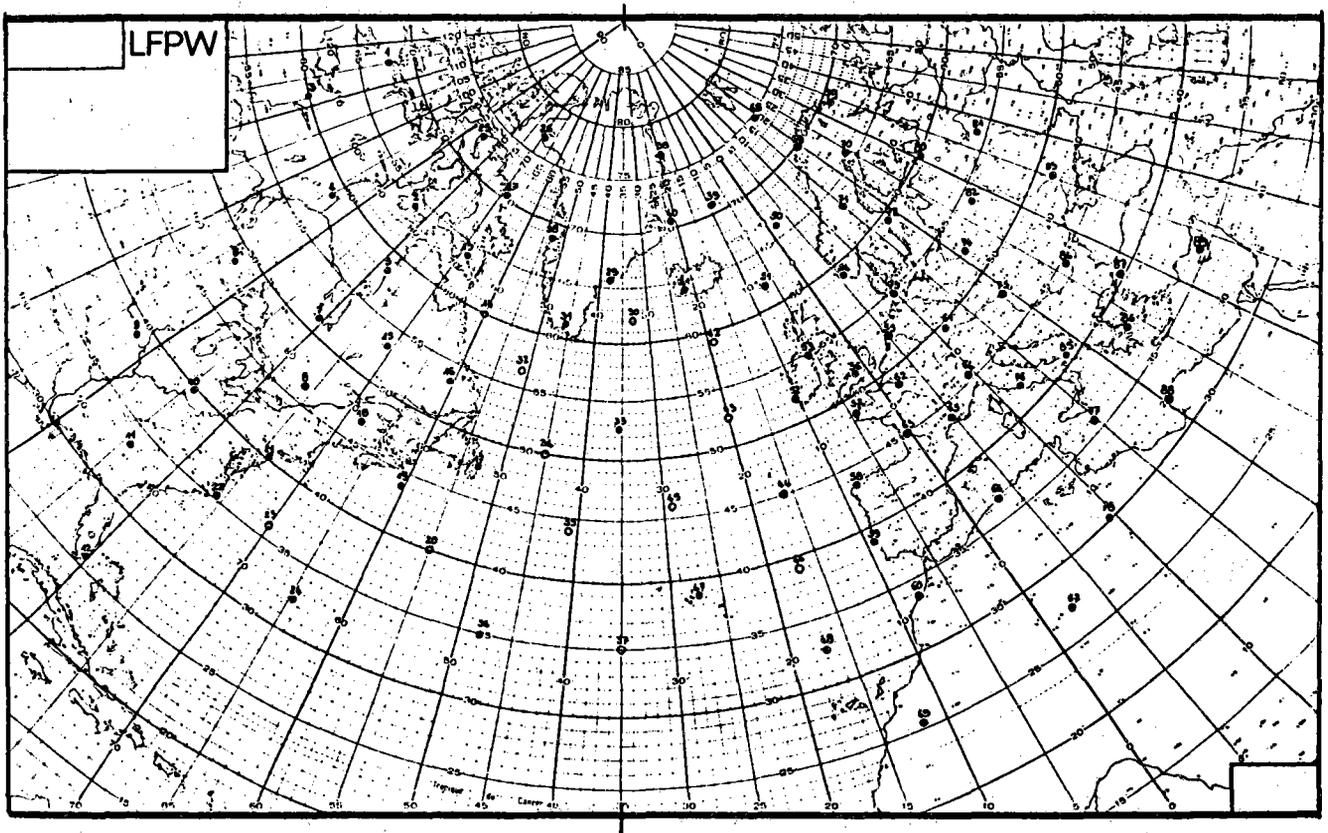


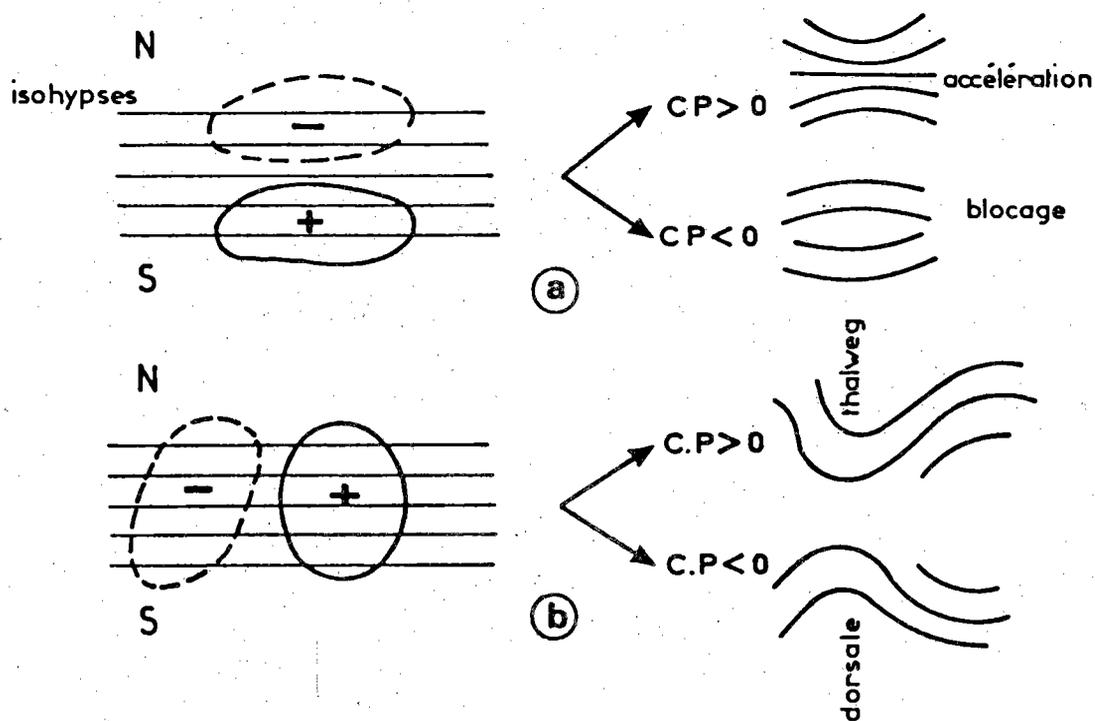
Figure 12 : Répartition des 89 points des données du géopotential 500 mb.

* S'il existe deux noyaux de signes opposés, deux cas intéressants peuvent se présenter (supposons un flux moyen zonal d'Ouest) :

- Dans le cas où l'axe des noyaux est parallèle au flux, on parle d'effet de "bascule". Suivant le signe de la Composante Principale, le flux prend une direction SW-NE (advection d'air chaud) ou NW-SE (advection d'air froid).

- Dans le cas où l'axe des noyaux est perpendiculaire au flux, on parle d'effet de "blocage". Mais, suivant le signe de la Composante Principale, il s'agit d'un véritable blocage avec relâchement du gradient méridien (et séparation du flux en deux branches de part et d'autres des noyaux), ou au contraire une intensification du flux zonal avec resserrement du gradient entre les noyaux.

Le dessin ci-après résume les différentes possibilités dans le cas de deux noyaux de signes opposés.



La variance totale du cycle annuel est $1,23.10^{-6}$, et celle des anomalies est de $0,25.10^{-6}$. Lorsque l'on effectue une ACP sur l'année moyenne ou sur les données de base, on retrouve approximativement les mêmes premières Directions Principales. Les pourcentages de variance expliquée sont indiqués sur la table 2. La figure 13a représente la première Direction Principale des données de base. La Composante Principale associée (Figure 13b) traduit le cycle saisonnier des températures.

Dans la suite du texte, nous ne considérerons que l'ACP déduite des données désaisonnalisées.

B. ACP SUR LES DONNEES DESAISONNALISEES

a) Première Composante Principale (24,4 % de la variance totale)

On retrouve sur la première Direction Principale (Figure 14a) l'opposition entre les anomalies du Groënland et celles de l'Europe Occidentale connue dans la littérature sous le nom de "Greenland Seesaw" (VAN LOON et ROGERS, 1978). Ce phénomène, noté dès 1870, est décrit comme une alternance des anomalies de température de surface entre le Groënland et l'Europe du Nord (Danemark). Aux hivers relativement doux sur le Groënland correspondent des hivers rigoureux sur l'Europe et inversement. Ici, pour l'analyse des anomalies mensuelles, le "Greenland Seesaw" consiste en un couple de noyaux de signes opposés : l'un (positif) centré vers $45^{\circ}W$ et $75^{\circ}N$ sur le Groënland, l'autre (négatif) situé approximativement au-dessus de la Manche et du Bénélux. Sur le film de cette Composante Principale (Figure 14b), il est intéressant de noter, qu'à l'instar de l'analyse océanique précédente, les premières années 1970 présentent une forte particularité, se caractérisant ici par un grand nombre de valeurs négatives. Pendant cette période, et compte tenu de la configuration de

année moyenne			données de base			données désaisonnalisées			
Variance	%	% cumulé	Variance	%	% cumulé	Variance	%	% cumulé	
C1	1.18	96.2	96.2	1.20	81.1	81.0	.06	24.4	24.4
C2	0.02	2.0	98.2	.08	5.3	86.4	.04	16.5	40.9
C3	0.01	0.9	99.2	.05	3.3	89.7	.03	12.2	53.1
C4	0.005	0.4	99.5	.03	2.2	91.9	.03	11.7	64.9

TABLE 2 : Variance ($10^6 m^2$) et pourcentage de la variance totale pour les 4 Premières Composantes Principales du géopotential 500 mb pour l'année moyenne, les données de base et les données désaisonnalisées.

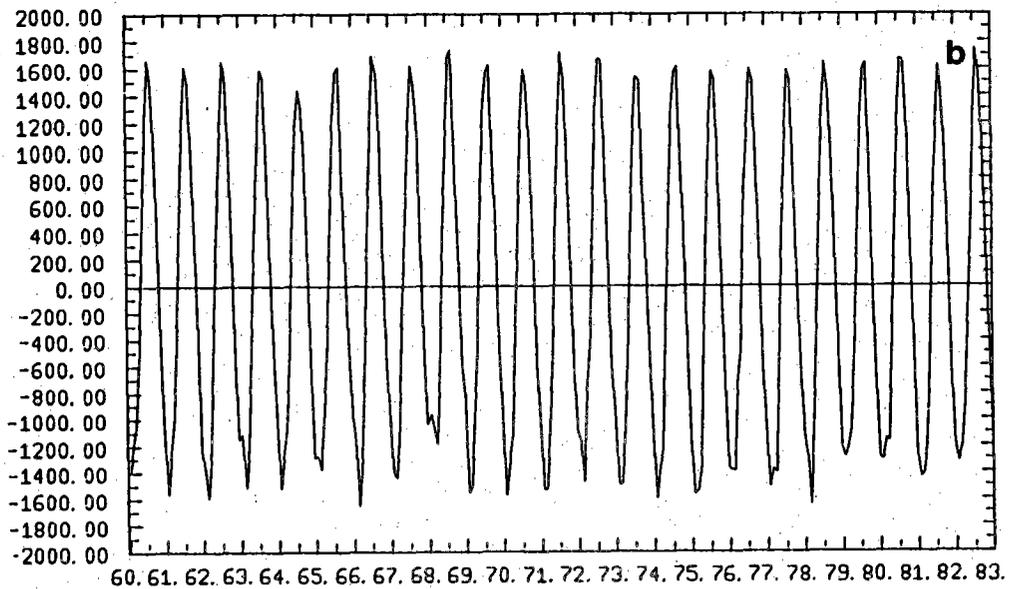
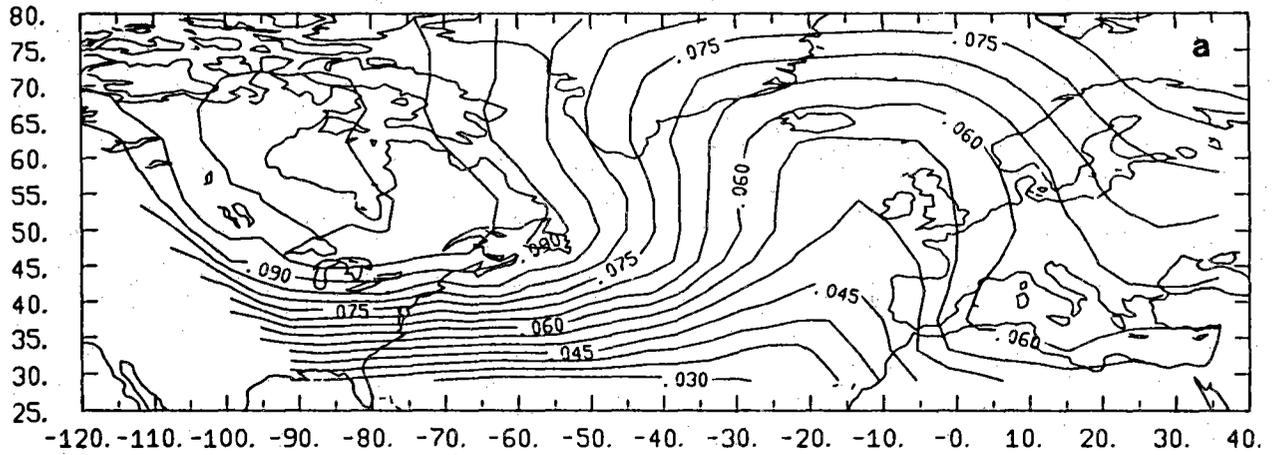
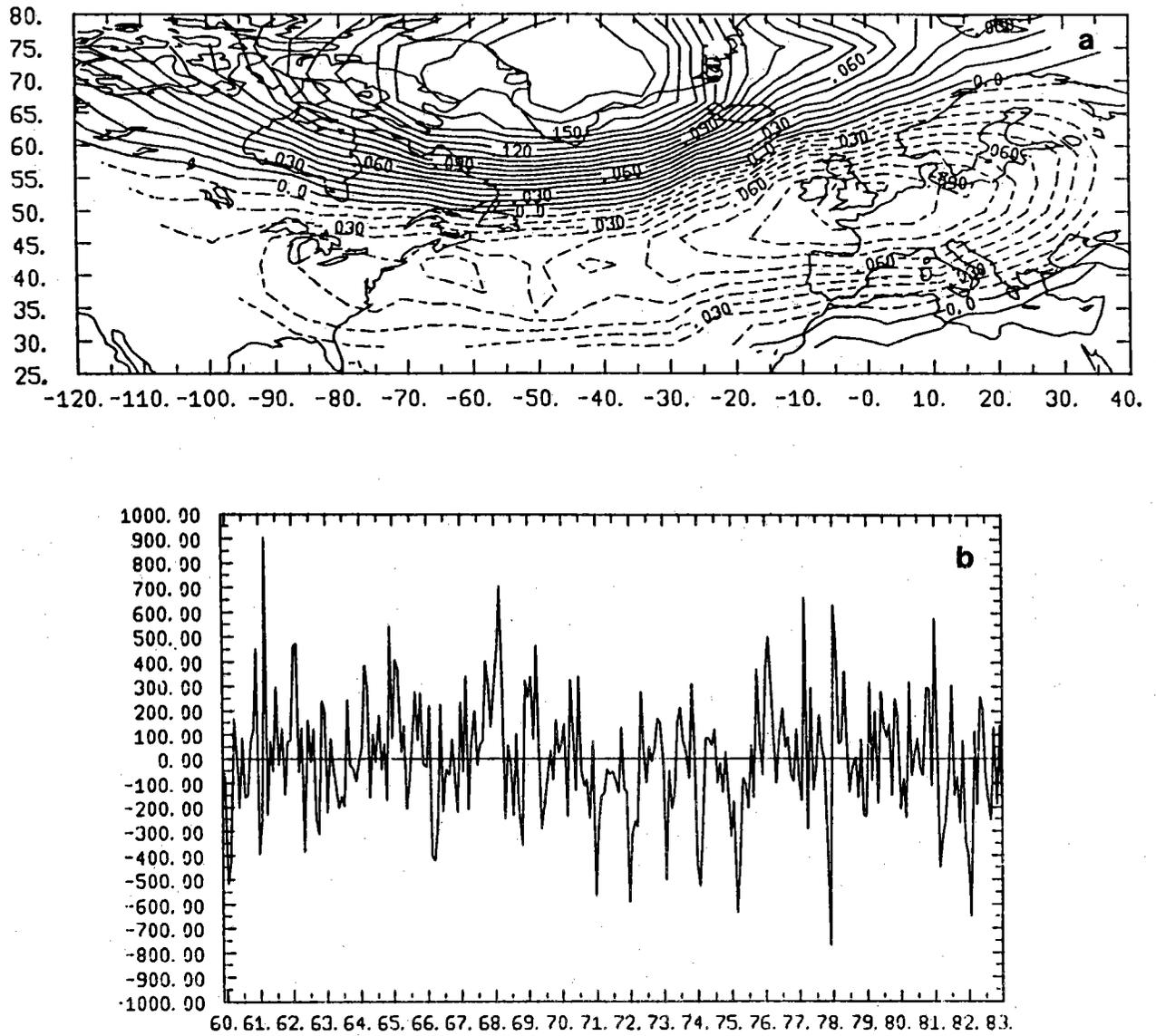


Figure 13 : Distribution de la Première Direction Principale (a) et de la Première Composante Principale (b) des données de base de la hauteur du géopotiel 500 mb.



la première Direction Principale, ceci est relié à une intensification du flux zonal d'Ouest aux moyennes latitudes.

b) Deuxième Composante Principale (16,5 % de la variance totale)

La structure spatiale figure une onde axée SW-NE (Figure 15a), un extrémum négatif étant situé au centre de la carte. Elle oppose les anomalies du bassin Atlantique Nord par 50°N et 30°W aux anomalies du Nord de la péninsule scandinave et de la ceinture tropicale. Les pics positifs de la deuxième composante (02/64, 11/68, 01/72, 12/72, 03/74) traduisent une situation dépressionnaire anormale au Sud de l'Islande. Comme pour la première Composante, l'année 1972 est désignée par une anomalie persistante : à un flux d'Ouest accéléré est associée ici une situation de bas géopotentiel.

Les troisième et quatrième Composantes Principales sont vraisemblablement dégénérées. Deux raisons à cela : d'abord la proximité des valeurs propres qui leur sont associées (respectivement 12,2 % et 11,7 % de la variance totale) ; en second lieu, nous avons noté un échange des caractéristiques des structures de ces deux Directions Principales au cours de l'opération de normalisation.

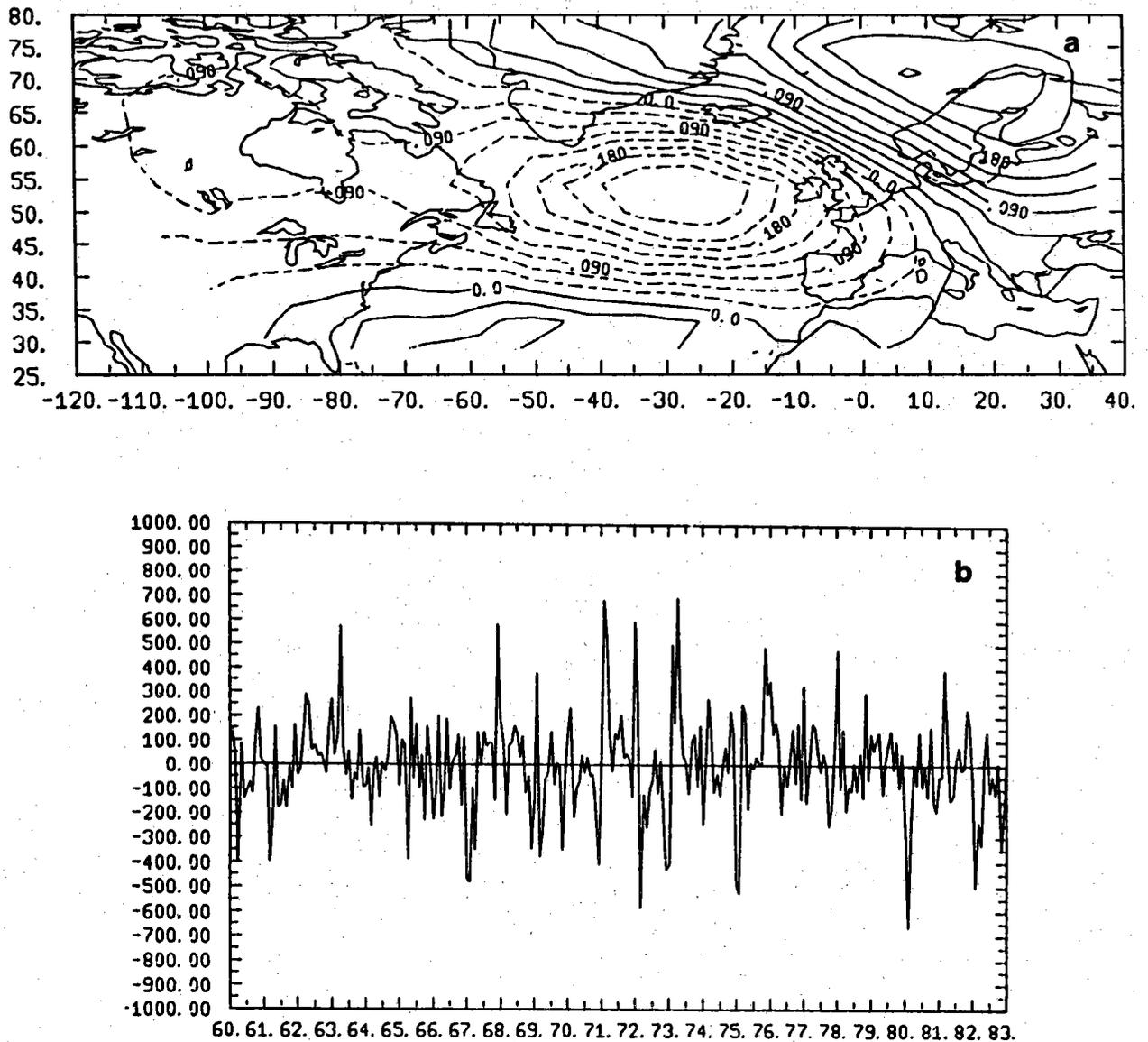


Figure 15 : Distribution de la Deuxième Direction Principale (a) et de la Deuxième Composante Principale (b) des données désaisonnalisées de la hauteur du géopotiel 500 mb.

III. ANALYSE CANONIQUE ENTRE LE CHAMP OCEANIQUE ET LE CHAMP ATMOSPHERIQUE

A. DEFINITION

Soit $X(x,t)$ et $Y(x,t)$ deux champs dépendant de l'espace x et du temps t . On peut les décomposer en :

$$X(x,t) = \sum_{n=1}^N A_n(x) \cdot \alpha_n(t) + R_N(x,t)$$
$$Y(x,t) = \sum_{n=1}^N B_n(x) \cdot \beta_n(t) + S_N(x,t)$$

où A_n et B_n sont de nouveaux axes, α_n et β_n des composantes que l'on suppose décorréelées, R_N et S_N des résidus nuls si N est assez grand.

Dans l'ACP, telle que nous l'avons décrite précédemment, on cherche à maximiser la variance de α_n et de β_n . Cela conduit à maximiser $A'V_{xx}A$ et $B'V_{yy}B$. Dans l'Analyse Canonique on cherche à maximiser le coefficient de corrélation entre α_n et β_n (ANDERSON, 1958). Cela conduit à maximiser $(A'V_{xy}B) / (A'V_{xx}A \cdot B'V_{yy}B)^{1/2}$.

Si on applique l'Analyse Canonique aux N premières Composantes Principales de X et de Y divisées par leur écart-type, on montre que la solution est obtenue en diagonalisant le produit de la matrice de covariance mutuelle par sa transposée. Si ensuite on revient aux axes originaux, on retrouve la même solution que si l'on avait fait l'Analyse Canonique sur les champs X et Y filtrés par les N premières Composantes Principales. Cette méthode présente trois avantages :

- Un avantage numérique : il suffit de diagonaliser une matrice carrée symétrique définie positive de petite taille (on prend pour N quelques dizaines).

- Un avantage statistique : l'optimisation du coefficient de corrélation se faisant avec un petit nombre de paramètres à ajuster, la méthode sera stable.

- Un avantage théorique : l'Analyse Canonique ne garantit pas que les premières Composantes Canoniques auront une variance importante et dans la pratique il peut arriver que les phénomènes analysés soient d'amplitude négligeable. En ne retenant que les N premières Composantes Principales, on est sûr d'avoir des composantes dont la variance est supérieure à celle de la Nième Composante Principale.

Par construction, α_n et $\alpha_{n'}$ (ainsi que β_n et $\beta_{n'}$) sont décorrélés si $n \neq n'$. Une propriété supplémentaire de l'Analyse Canonique est que pour $n \neq n'$ α_n et $\beta_{n'}$ sont décorrélés. Avec l'Analyse Canonique on étudie généralement les corrélations synchrones, mais si on décale temporellement les deux séries de données de k mois (ce qui est possible dans notre cas puisque ce fichier de hauteur du géopotential 500 mb déborde de plus d'une année de part et d'autre du fichier de température de surface de la mer), nous pouvons décrire des phénomènes déphasés dans le temps. Une telle démarche est logique car les fichiers utilisés sont décalés dans l'espace et que les temps de réponse de l'océan sont plus longs que ceux de l'atmosphère.

B. RESULTATS

Nous utiliserons les données désaisonnalisées, filtrées par les 20 premières CP, ce qui correspond à 97 % de la variance expliquée pour le géopotential 500 mb et 82 % de la variance expliquée pour la température de la mer. Ce choix de l'ordre sera discuté au cours du chapitre suivant. Sur la figure 16 nous présentons les coefficients de corrélation des 5 premières Composantes Canoniques (CC) pour 15 Analyses Canoniques effectuées avec des décalages de - 7 mois à + 7 mois. Un décalage négatif (positif) indique que le phénomène intéresse l'atmosphère avant (après) l'océan. On note que pour les décalages de - 1 mois et de + 4 mois les coefficients de corrélation maximum

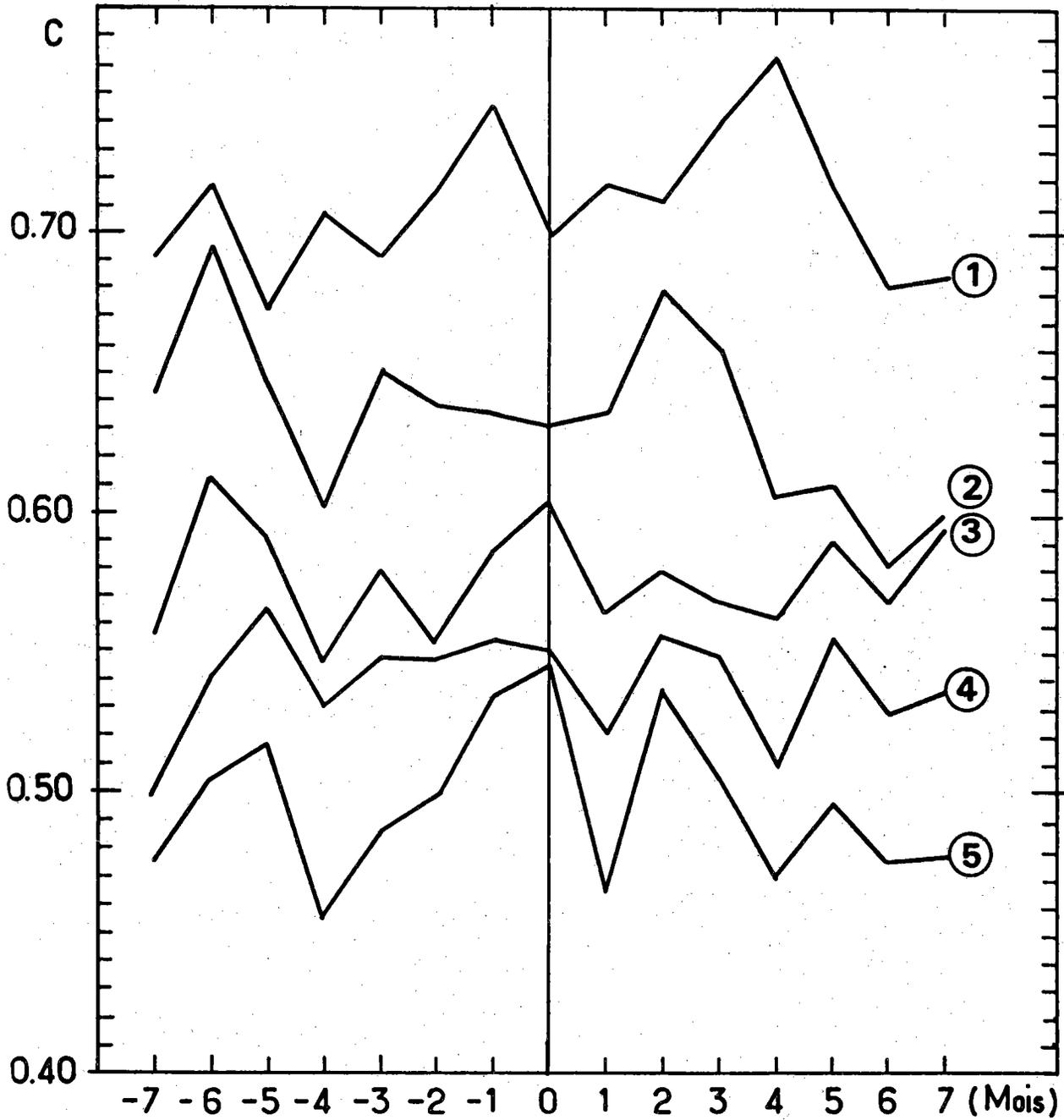


Figure 16 : Distribution du coefficient de corrélation des 5 Premières Composantes Canoniques en fonction du décalage temporel.

sont de l'ordre de 0,75. Ces deux pics ne semblent pas correspondre à une dégénérescence (contrairement au pic de - 6 mois) car les valeurs de la deuxième Composante Canonique sont notablement inférieures. Nous nous limiterons dans la suite de la discussion à ces deux phénomènes. Les figures 17 (pour le décalage - 1 mois) et 18 (pour le décalage + 4 mois) en présentent les principales caractéristiques : chaque Axe Canonique est composé du champ de géopotential (a) et du champ de la température de la mer (b) ; les séries temporelles (c) sont le film des deux Composantes Canoniques associées. Signalons que pour une plus grande lisibilité des séries temporelles, le tracé de la composante du géopotential (trait pointillé) est décalé d'un mois en arrière (Figure 17c) ou de quatre mois en avance (Figure 18c) par rapport au tracé de la composante de la température de la surface océanique (trait plein). Les indications de millésime sont relatives à la température de la mer.

La première remarque que l'on peut faire au sujet des Axes Canoniques océaniques, relatifs aux décalages - 1 et + 4 mois, est leur identité de structure au signe près. D'autre part, les films des CC sont symétriques sur l'ensemble de la période décrite. On en déduit que l'anomalie océanique au décalage - 1 mois est pratiquement identique à l'anomalie océanique au décalage + 4 mois. Il semble donc que l'état océanique considéré soit un état de transition entre un état atmosphérique qui le précède d'un mois et un second état atmosphérique arrivant quatre mois plus tard.

L'anomalie océanique décrite ici est une anomalie globale unisigne sur l'ensemble du domaine, sauf à l'extrême Nord et dans une structure orientée SE-NW au Sud-Est du bassin tropical. L'axe de cette dernière structure est suffisamment différent de la ligne Dakar-Le Cap pour affirmer qu'il ne s'agit pas là d'un artéfact de l'analyse, lié à une meilleure densité du nombre d'observations le long de l'un des principaux rails de navigation dans l'Atlantique tropical (PICAUT et al., 1985). Par ailleurs, on retrouve quelques

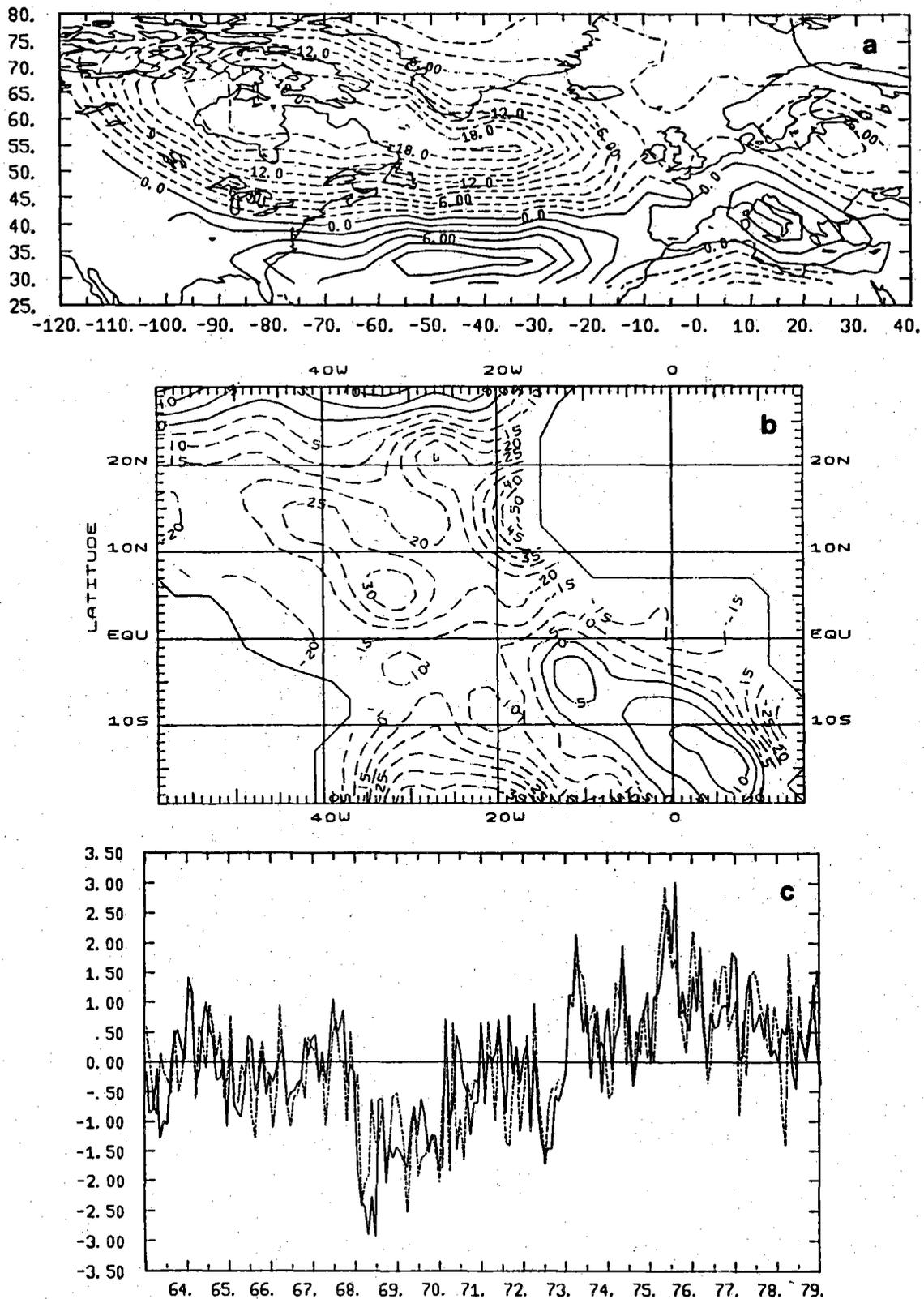


Figure 17 : Premier Axe Canonique de l'anomalie de hauteur du géopotential 500 mb (a) et de l'anomalie de la température de surface de la mer (b) et film des Composantes Canoniques (c) pour le décalage - 1 mois. La courbe relative au géopotential (en tireté) est décalée dans le temps.

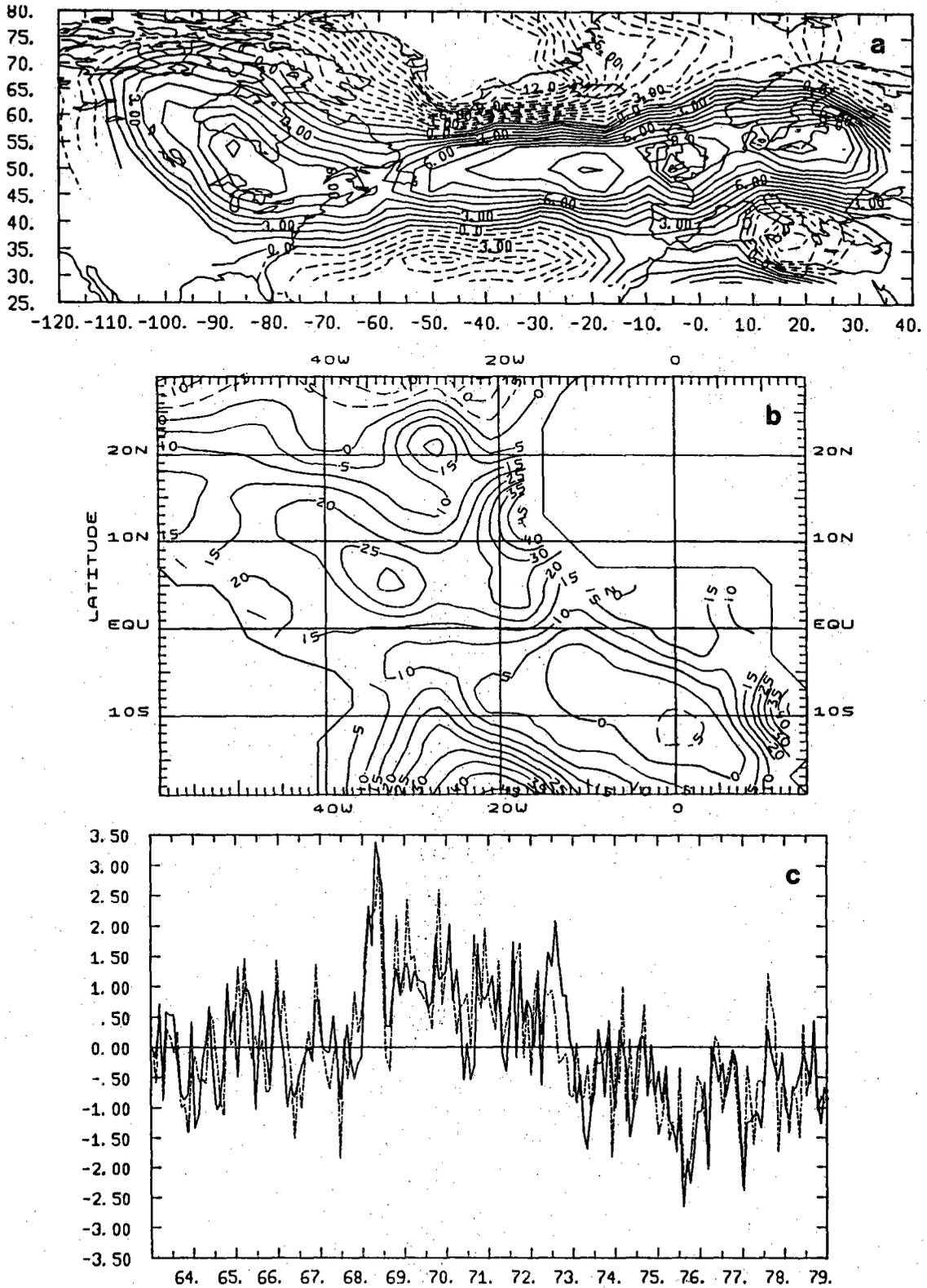


Figure 18 : Premier Axe Canonique de l'anomalie de hauteur du géopotential 500 mb (a) et de l'anomalie de la température de surface de la mer (b) et film des Composantes Canoniques (c) pour le décalage + 4 mois. La courbe relative au géopotential (en tireté) est décalée dans le temps.

uns des "individus" principaux de la climatologie décrite dans le chapitre I, tel par exemple l'importance de la région du Cap Vert et celle de la zone Côtière de l'Angola.

Contrairement au cas océanique, les distributions spatiales des Directions Canoniques du géopotential 500 mb sont différentes pour les deux décalages : ceci conforte la thèse de l'enchaînement "atmosphère - océan - atmosphère".

Au décalage - 1 mois (de l'atmosphère vers l'océan), un vaste noyau négatif à deux centres (Baie d'Hudson et Bassin du Labrador) s'oppose à un noyau positif axé zonalement vers 33° Nord dont le poids est d'environ 1/3 de celui du noyau négatif (Figure 17a). Notons que le petit noyau méditerranéen centré sur la péninsule italienne, ne se retrouve pas dans l'analyse effectuée sur les données normalisées.

En période de Composantes Canoniques négatives (Ex. 1969-1970 et 1973), le premier mode canonique associé au décalage - 1 mois, décrit une anomalie positive du géopotential dans le Nord-Ouest de la carte associée à une anomalie plus faiblement négative des latitudes Nord Tropicales ; l'ensemble est corrélé à près de 75 % (avec un retard moyen de 1 mois) à une anomalie chaude sur l'ensemble du domaine océanique intertropical. On vérifie (SERVAIN et LEGLER, 1985) que durant les périodes désignées ci-dessus le système des alizés fut anormalement faible, surtout dans l'hémisphère Nord en 1969-1970 et dans l'hémisphère Sud en 1973. Ce relâchement des alizés est probablement lié à une atténuation de l'alimentation en eau froide du bassin équatorial, d'où le champ d'anomalies positives de la température de surface relevé à cette époque.

Au décalage + 4 mois (de l'océan vers l'atmosphère), la carte relative au géopotential (Figure 18a) présente une structure globale d'onde Nord-Sud avec deux noyaux négatifs autour d'une bande positive. Le premier de ces noyaux, situé sur le Groënland, possède un poids double du second, centré

par 33°N - 40°W. On remarque que cette dernière structure au Sud du domaine coïncide tant en intensité qu'en position avec le noyau positif Nord-Tropical de la carte du géopotential associée au décalage - 1 mois. On pourrait ainsi considérer que cette configuration constitue le prolongement de l'anomalie initiale. La bande zonale positive (axée vers 50°N) présente trois sous-structures. La première est centrée entre la Baie d'Hudson et les grands lacs Nord américains, la seconde indique un maximum vers 50°N - 20°W, la troisième se situe sur le Nord de l'Europe. L'opposition Groënland - Nord Europe fait penser au phénomène du "Greenland Seesaw" évoqué à l'occasion de l'ACP désaisonnalisée du champ d'anomalie du géopotential 500 mb.

Les films étant pratiquement symétriques, les périodes désignées par les extréma des Composantes Canoniques au décalage + 4 mois sont les mêmes que celles rencontrées pour le décalage - 1 mois. Par exemple 1969, qui est dans les deux cas l'année où les CC atteignent leur amplitude maximum, l'anomalie océanique décrite par un pic en avril et juin au décalage - 1 mois, se retrouve en avril au décalage + 4 mois. Cependant, compte tenu des décalages différents, les translations appliquées aux dates du géopotential conduisent à désigner pour celui-ci le mois de février 1969 pour le décalage - 1 mois et le mois de septembre de la même année pour le décalage + 4 mois. Dans le cas de l'année 1976, l'autre "année phare" désignée par l'analyse, les mois pendant lesquels la réponse est maximum sont mars et décembre pour le géopotential, juillet pour le champ océanique. On vérifie à cette occasion que les décalages attribués à des années spécifiques peuvent être différents d'une moyenne statistique puisque l'on relève en 1969 des écarts de - 2 mois (en retenant l'anomalie océanique d'avril) et de + 5 mois, alors qu'en 1976 les écarts sont respectivement de - 4 mois et de + 5 mois.

Pour juger de la qualité de la reproduction des phénomènes atmosphériques par notre analyse, nous présentons pour les épisodes désignés en

1969 (Figures 19 et 20) et en 1976 (Figures 21 et 22) des séries de trois cartes. La première (a) montre l'anomalie mensuelle observée, la deuxième (b) montre l'anomalie filtrée par les 20 premières CP, la troisième (c) montre l'anomalie reconstituée par la première Composante Canonique. On constate que l'amplitude de la reproduction est plus faible que celle de l'observation car l'Analyse Canonique ne cherche pas tant à reconstituer fidèlement le champ initial qu'à désigner le type d'anomalie. A ce propos on note que les structures des anomalies sont bien reproduites, notamment en 1969.

L'Analyse Canonique reproduit avec la même qualité (en mars 1969 d'une part et en Juillet 1976 d'autre part) la situation océanique correspondant à ces deux événements. La symétrie des champs d'anomalies observées au cours de ces deux mois est évidente sur les figures 23 et 24. Le réchauffement global de l'hiver 1969 (Figure 23) fit suite à l'intense anomalie positive qui occupa l'intérieur du Golfe de Guinée au cours de l'été précédent (LAMB, 1978 ; SERVAIN, 1984). Le creusement du géopotential sur l'Islande, qui suivit à la fin de l'été 1969 (Figure 20) est conforme à l'analyse de ROWNTREE (1976). En été 1976 (Figure 24), l'anomalie thermique de surface fut surtout de signe négatif, excepté la structure fortement positive au Nord de 20°N. Cette anomalie chaude, progressant depuis la limite Nord du domaine (PICAUT et al., 1985) semble être reliée à l'épisode de blocage de la circulation atmosphérique qui sévit sur l'Europe de l'Ouest durant plusieurs mois en 1976 (voir la situation de mars 1976 sur la figure 21) et qui provoqua une sécheresse inhabituelle sur ces régions. L'hiver suivant (dont on peut voir un exemple en décembre 1976 sur la figure 22) est désigné par MEEHL et VAN LOON (1979) comme le 25ème "Greenland Above" depuis 1840 dans leur répertoire des "Seesaw" significatifs. Ils notent d'ailleurs à cette occasion la similitude des anomalies du Nord-Est des Etats-Unis et du Nord de l'Europe. Ceci est cohérent avec les conclusions de notre analyse.

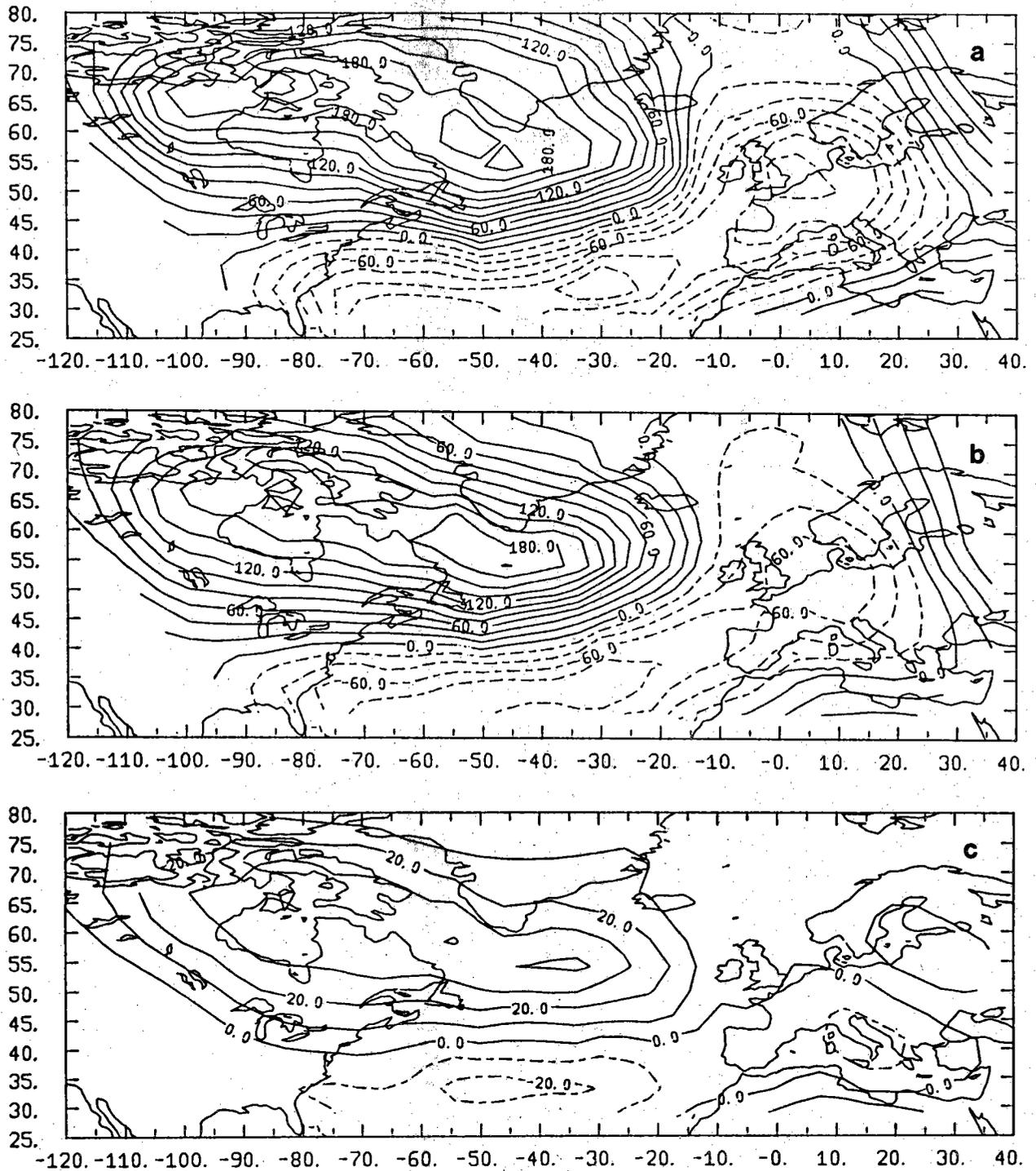


Figure 19 : Anomalie (par rapport à février moyen) de la hauteur du géopotential 500 mb en février 1969 (a) ; anomalie filtrée par 20 CP (b), anomalie reconstituée par la Première Composante Canonique pour le décalage - 1 mois (c).

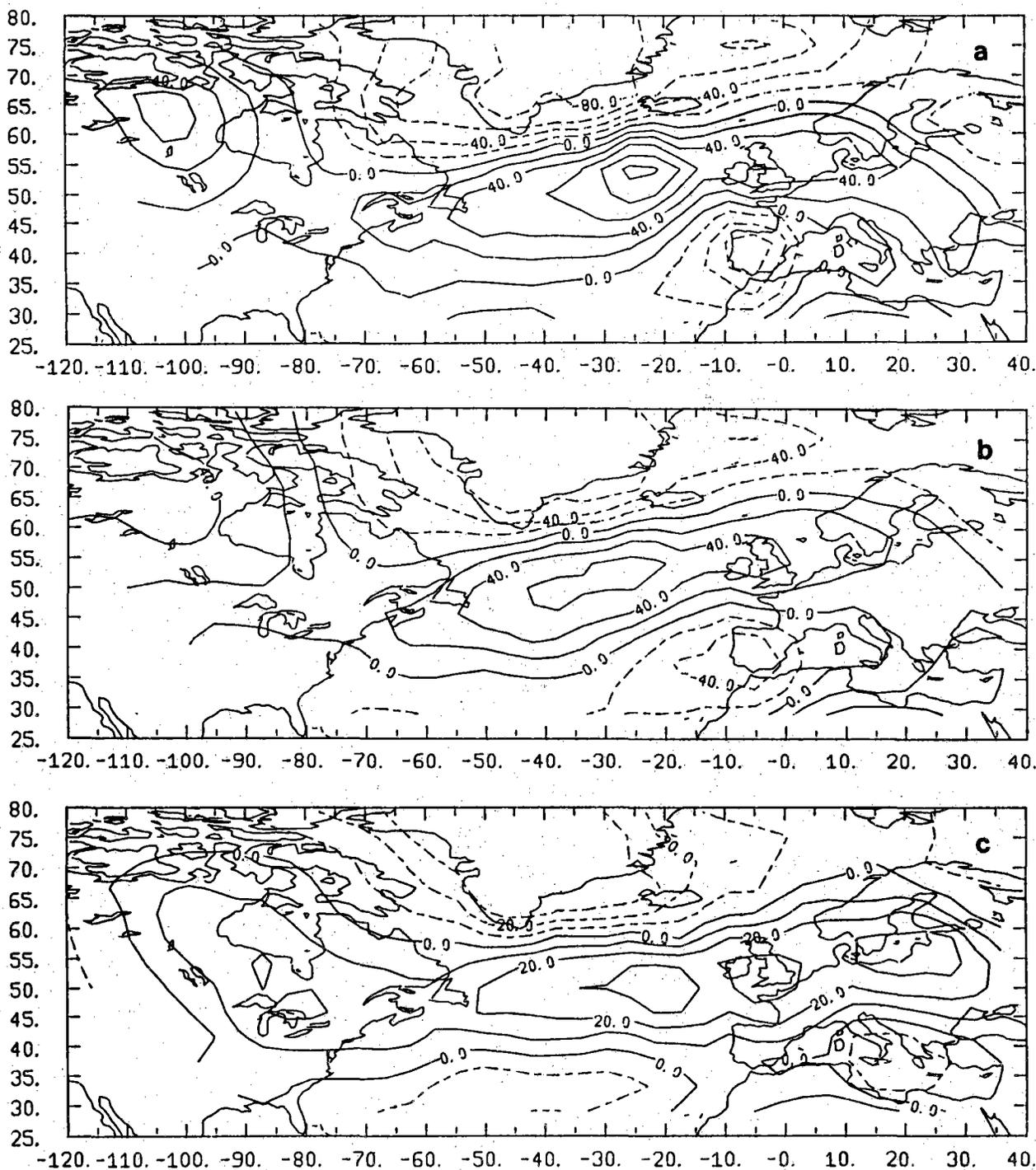


Figure 20 : Anomalie (par rapport à septembre moyen) de la hauteur du géopotential 500 mb en septembre 1969 (a) ; anomalie filtrée par 20 CP (b), anomalie reconstituée par la Première Composante Canonique pour le décalage + 4 mois (c).

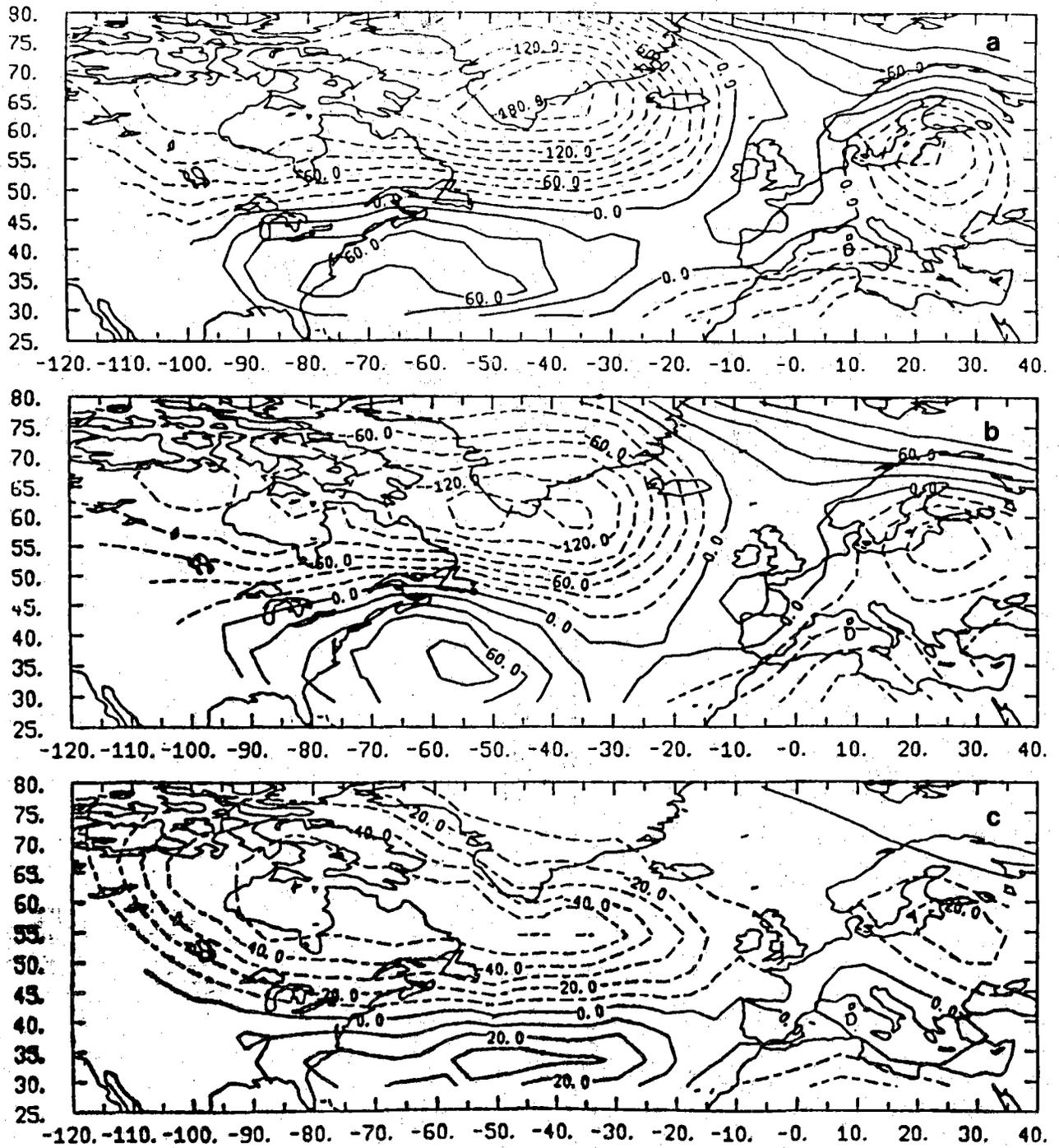


Figure 21 : Anomalie (par rapport à mars moyen) de la hauteur du géopotiel 500 mb en mars 1976 ; anomalie filtrée par 20 CP (b), anomalie reconstituée par la Première Composante Canonique pour le décalage - 1 mois (c).

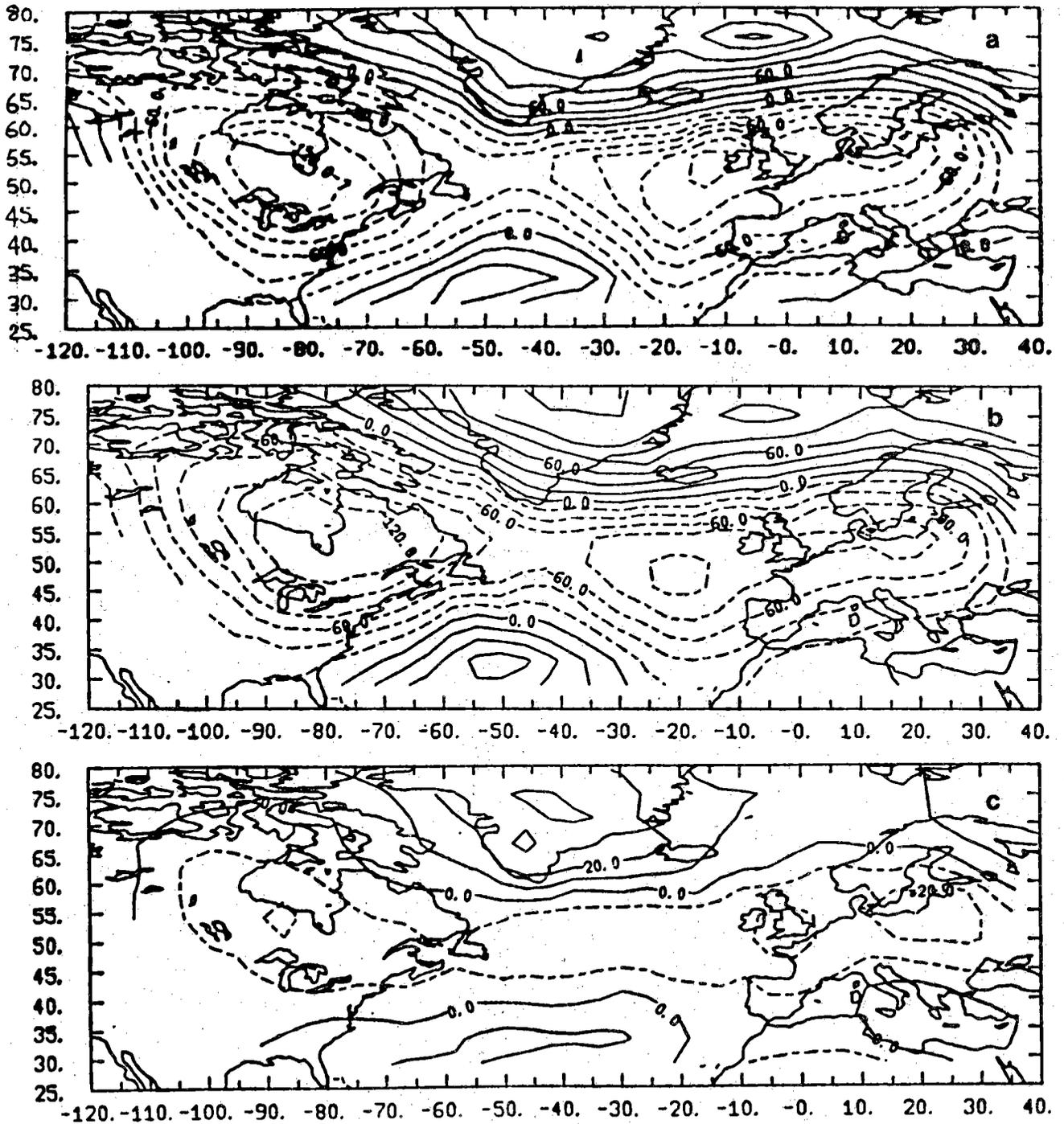


Figure 22 : Anomalie (par rapport à décembre moyen) de la hauteur du géopotential 500 mb en décembre 1976 (a) ; anomalie filtrée par 20 CP (b), anomalie reconstituée par la Première Composante Canonique pour le décalage + 4 mois (c).

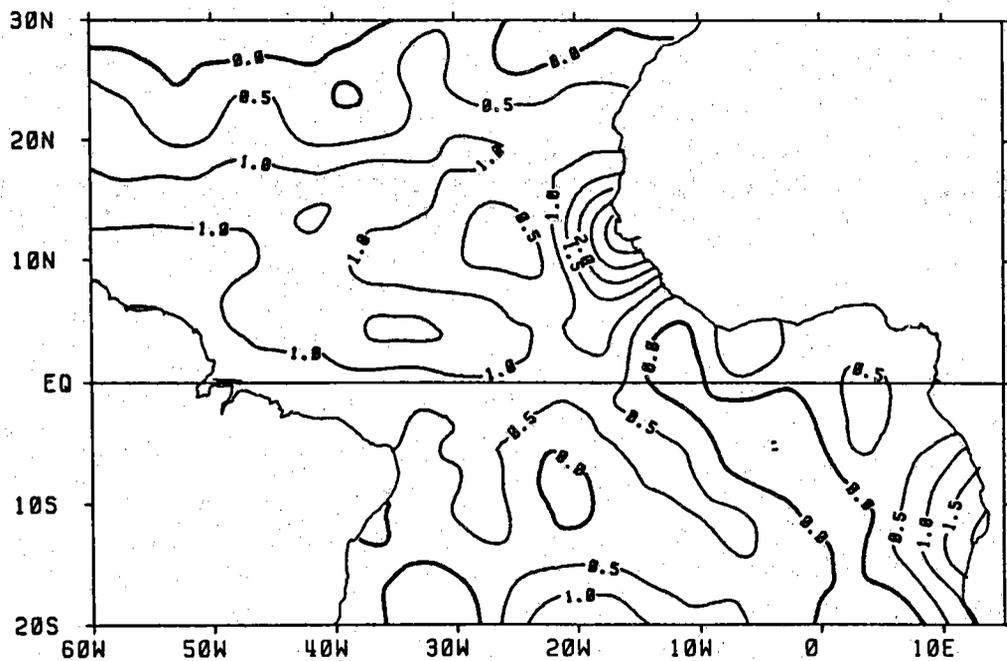


Figure 23 : Anomalie observée de la température de surface de la mer en avril 1969 (d'après PICAUT et al., 1985).

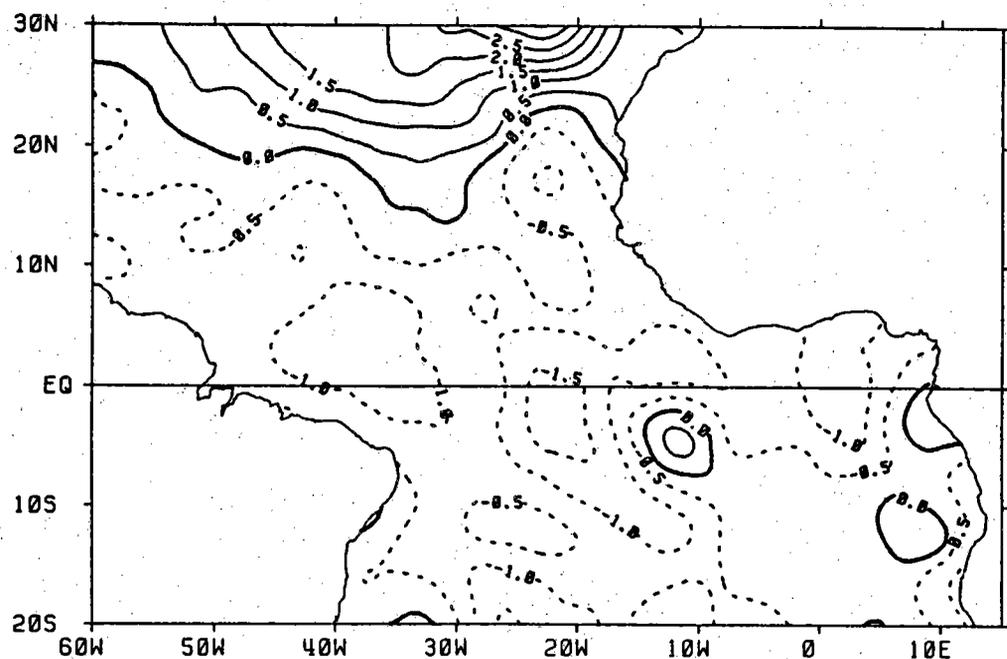


Figure 24 : Anomalie observée de la température de surface de la mer en juillet 1976 (d'après PICAUT et al., 1985).

IV. SIGNIFICATION STATISTIQUE DES RESULTATS

A. RECONNAISSANCE GLISSANTE

Afin d'apprécier la stabilité statistique des résultats du chapitre précédent, nous avons utilisé la méthode de reconnaissance glissante avec des fenêtres de un et deux ans. La méthode consiste à soustraire du fichier un (ou deux) an(s), à calculer les Axes Canoniques sur le fichier ainsi tronqué, puis, utilisant les résultats de cette analyse, vérifier un critère de qualité sur la période enlevée. En recommençant 16 fois pour les 16 années du fichier océanique (ou 15 fois dans le cas du fenêtrage sur 2 ans), on calcule ainsi un critère de qualité moyen. Ce critère peut être l'écart quadratique moyen entre la Composante Canonique de l'atmosphère et celle de l'océan. Le coefficient (RMS) ainsi calculé, est d'autant plus faible que la correspondance est bonne. On peut aussi déterminer sur chaque année test les 2 moyennes et les 3 moments d'ordre deux ; puis en calculant la moyenne de ces 5 coefficients, on reconstitue un coefficient de corrélation. La figure 25 qui résume ces résultats, indique clairement que les concordances maximales correspondent bien aux décalages de - 1 et + 4 mois. L'ordre de grandeur "opérationnelle" du coefficient de corrélation (Figure 25b), se situe plutôt aux alentours de 0,55 alors que nous avons trouvé 0,75 sur le fichier d'apprentissage. Les deux couples de Composantes Canoniques que nous avons analysés mettent donc en évidence des indices assez bien corrélés.

L'année 1969 semble jouer un grand rôle dans la construction des deux couples de Composantes Canoniques et on peut se demander si sa contribution est décisive. Nous avons donc effectué l'Analyse Canonique sur le fichier en otant cette année 1969. On retrouve les deux pics de corrélation à - 1 mois (0,73) et

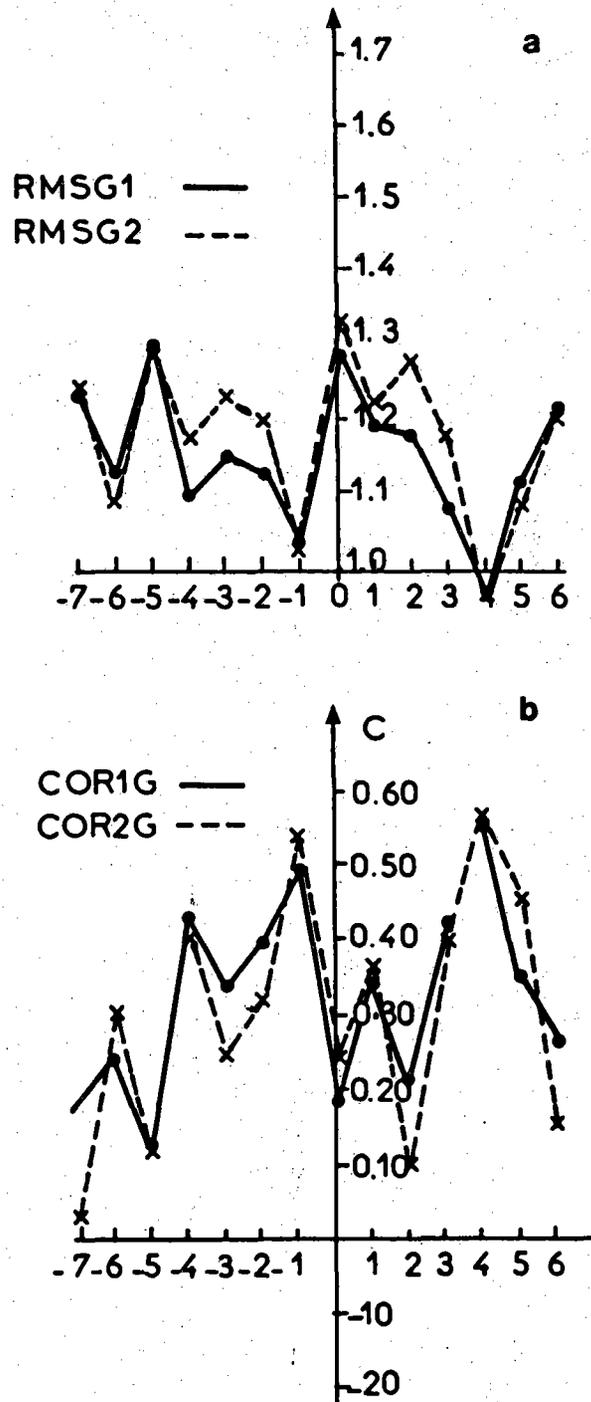


Figure 25 : Distribution du RMS (a) et du coefficient de corrélation moyen (b) pour une reconnaissance glissante de fenêtre 1 an (trait plein) et 2 ans (trait pointillé) en fonction du décalage temporel.

+ 4 mois (0,72). Les cartes des Axes Canoniques sont très semblables à celles obtenues avec l'ensemble du fichier. Ce phénomène est donc présent tout au long des 16 ans, même s'il a une ampleur maximale en 1969.

B. NORMALISATION DES DONNEES

Une autre façon de tester la stabilité des phénomènes est de perturber les données de départ. Pour ce faire, nous avons divisé les données désaisonnalisées par l'écart type du mois considéré au point correspondant. Ces données sont alors appelées "normalisées". Cette opération de normalisation spatiale de la variabilité saisonnière fait que les Directions Principales qui s'en déduisent sont bien sûr assez différentes de celles discutées précédemment (celles concernant les données simplement désaisonnalisées), même si les 20 premières CP expliquent une part équivalente de la variance. Les deux maxima de - 1 et + 4 mois sont toujours présents et les coefficients de corrélation sont de l'ordre de 0,78. Lorsque l'on effectue une reconnaissance glissante, ces résultats persistent et les corrélations sur le fichier test sont de l'ordre de 0,60. Les cartes et films de la composante à - 1 et + 4 mois montrent qu'il s'agit bien des mêmes phénomènes que ceux discutés précédemment.

C. IMPORTANCE DU NOMBRE DE COMPOSANTES PRINCIPALES RETENUES

Dans tout ce qui précède, le nombre de Composantes Principales retenues était 20, nombre choisi de façon assez empirique en tenant compte du fait que 10 composantes ne suffisaient pas à bien reconstruire le champ de température de la mer (70 % seulement de la variance expliquée), alors que 30 composantes donnaient un nombre de degrés de liberté du même ordre de grandeur que le nombre de données indépendantes (en comptant un temps de décorrélation

de 6 mois pour l'océan). Nous avons donc effectué des Analyses Canoniques en retenant : 10, 15, 20, 25, 30, 35 et 40 Composantes Principales. Les résultats sont indiqués sur la figure 26. On voit, ce qui est normal, que le coefficient de corrélation augmente avec le nombre de degrés de liberté. Cependant, au-delà de 20, la croissance du coefficient de corrélation se fait plus lentement. La liaison à - 1 mois est bien décrite avec 15 CP, mais se dégage moins nettement avec plus de 30 CP. Par contre, la liaison à + 4 mois n'est mise en évidence qu'avec plus de 20 CP. D'après ces résultats, on vérifie que "l'effet" de l'atmosphère sur l'océan (au décalage - 1 mois), fait surtout intervenir des phénomènes de grandes longueurs d'ondes, alors que "l'effet" de l'océan sur l'atmosphère (au décalage + 4 mois) met en jeu des structures plus fines rencontrées dans l'océan.

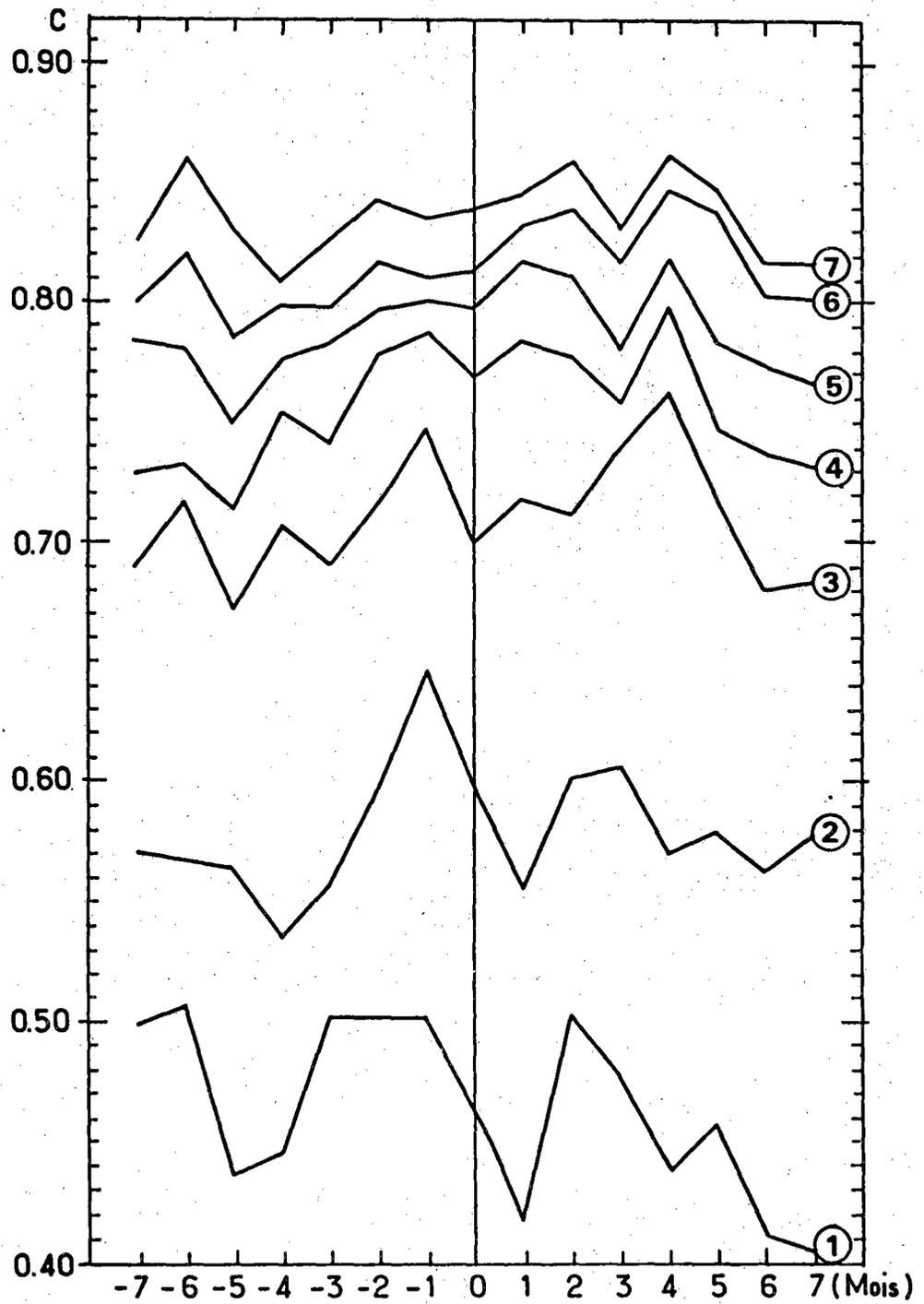


Figure 26 : Distribution du coefficient de corrélation de la Première Composante Canonique en fonction du décalage temporel pour un filtrage par 10, 15, 20, 25, 30, 35 et 40 CP.

V. INTERPRETATION ET CONCLUSION

L'Analyse Canonique, appliquée à des ensembles de données préalablement filtrées par des Analyses en Composantes Principales, s'est révélée être un outil puissant d'investigation pour étudier la corrélation existant entre les anomalies mensuelles (désaisonnalisées) du champ de la température de surface sur l'Atlantique Intertropical et celles du champ de géopotential 500 mb pour le domaine tempéré de l'Atlantique Nord.

Malgré la complexité des processus qui lient l'évolution de ces deux champs, il nous a été possible de mettre en évidence un mécanisme qui comporte deux types de connexions : le premier est relatif à une "action" de l'atmosphère vers l'océan (avec un décalage d'environ 1 mois), tandis que le second semble induire une "action" de l'océan vers l'atmosphère (avec un décalage d'environ 4 mois). L'identité des deux états océaniques impliqués dans ces interactions conduit à penser qu'il s'agit d'un processus en chaîne. Une perturbation de l'atmosphère précède une anomalie océanique qui précède à son tour une seconde perturbation de l'atmosphère. Les différents tests que nous avons fait subir aux deux fichiers n'ayant pas modifié pour l'essentiel les résultats, nous pouvons accorder une certaine confiance aux solutions obtenues.

La mise en évidence du rôle important du filtrage des données et l'évolution des distributions de corrélation en fonction de l'ordre de ce filtrage, ont permis de relier à chacun des types d'interaction une échelle spatio-temporelle sans doute révélatrice de la nature des phénomènes mis en cause. De ce point de vue, en admettant que les actions ne se révèlent statistiquement qu'à des échelles comparables à celles des phénomènes inducteurs, on comprend que le pic de corrélation au décalage - 1 mois (qui évoque une interaction de l'atmosphère vers l'océan) soit mieux décrit par les faibles filtrages où le poids des grandes échelles est dominant. Par ailleurs,

sachant le peu de persistance des phénomènes atmosphériques (à l'échelle des moyennes mensuelles), on ne peut évoquer un mécanisme uniquement atmosphérique pour expliquer la corrélation des anomalies océaniques et du géopotentiel au décalage + 4 mois. La constatation du rôle des petites échelles pour la mise en évidence de cette interaction pourrait corroborer l'idée d'attribuer une partie de la responsabilité de cette corrélation à des phénomènes liés à la circulation océanique. SEVA et SERVAIN (1983) ont cependant noté qu'une possible propagation des anomalies thermiques de la surface de l'océan de la zone équatoriale vers les latitudes plus élevées (en longeant la côte Sud-américaine) est difficile à mettre en évidence. On peut alors supposer que la liaison entre une climatologie anormale de la zone intertropicale et une perturbation subséquente de la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes, fait intervenir une combinaison d'actions et de rétro-actions entre l'océan et l'atmosphère dans les zones subtropicales.

Pour suivre un tel processus, un traceur tout indiqué pourrait bien être la cyclogénèse. A ce propos, il est particulièrement frappant de constater que lors des deux épisodes "phares" relevés au cours de notre étude, à savoir 1969 (océan tropical globalement chaud) et 1976 (océan tropical globalement froid), la cyclogénèse des régions subtropicales de l'Atlantique Nord fut tout à fait inhabituelle (Met. Mar., N° 68 et 96) :

* En 1969, cette cyclogénèse fut la plus active depuis 1955 (13 perturbations tropicales, dont 10 cyclones). Ces phénomènes furent responsables d'une impressionnante perte en vies humaines : 441 victimes dont 326 pour les seuls Etats-Unis en août 1969, conséquence du cyclone "CAMILLE" dont la trajectoire débuta à proximité des îles du Cap Vert.

* En 1976, si le nombre de phénomènes tropicaux s'est rapproché de la moyenne (8 dont 6 atteignirent l'intensité cyclonique), leur répartition spatiale fut très anormale : les Antilles furent totalement épargnées, la

quasi-totalité des perturbations se situant à l'Est de 65°W. Comme autre particularité de 1976, il est aussi intéressant de signaler que plus de la moitié de ces phénomènes vinrent s'évanouir à proximité de l'archipel des Açores. On retrouve donc bien ici, le caractère de blocage qui caractérisa une bonne partie de l'année 1976 sur l'Atlantique Nord (NAMIAS, 1978).

Entre ces deux épisodes, à dynamiques différentes, mais de durées relativement limitées, s'est intercalée une longue période (le début des années soixante-dix) pendant laquelle les anomalies désaisonnalisées des deux champs océanique et atmosphérique, demeurèrent globalement stationnaires. Durant ces années, on assiste simultanément à un refroidissement de la partie Nord du bassin Tropical Atlantique, à un réchauffement de sa partie Sud, et à une accentuation de la circulation zonale d'Ouest au niveau des moyennes latitudes de l'Atlantique Nord. De plus, SERVAIN et LEGLER (1985) ont montré que les anomalies thermiques relevées sur le Bassin Tropical étaient associées à un renforcement des alizés de Nord-Est et à un affaiblissement simultané des alizés de Sud-Est.

Ces résultats confirment donc, en apportant certaines précisions, une téléconnexion notoire entre la variabilité interannuelle du bassin Tropical Atlantique et celle des latitudes plus élevées de l'hémisphère Nord. L'analyse de données plus récentes, contemporaines à l'épisode El Nino de 1982-1983 et aux fortes anomalies thermiques de surface observées dans l'Atlantique Tropical lors des programmes de recherche FOCAL et SEQUAL (1982-1984) devrait compléter de façon sensible l'ensemble de nos résultats.

Il reste toutefois, que seul un modèle de circulation générale (couplé océan-atmosphère) pourra proposer quantitativement des solutions à la dynamique du système mis en jeu.

REFERENCES

- ANDERSON, T.W., 1958 : An introduction to multivariate statistical analysis. John Wiley & Sons ed., 288-306.
- DEQUE, M., 1984 : Analyse en Composantes Principales d'une simulation de 10 ans de circulation générale. Note de Travail de l'EERM, N° 80, 53 pp.
- LABARTHE, J.P., 1983 : Réflexion sur une tentative de prévision mensuelle. Note Technique de la DMN, N° 4.
- LAMB, P.J., 1978 : Case studies of Tropical Atlantic surface circulation pattern during recent sub-Sahara weather anomalies, 1967-1968. Mon. Wea. Rev., 106, 282-291.
- LANZANTE, J.R., 1984 : A rotated eigenanalysis of the correlation between 700 mb heights and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic. Mon. Wea. Rev., 112, 2270-2280.
- MEEHL, G.A. et H. VAN LOON, 1979 : The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part III. Teleconnections with lower latitudes. Mon. Wea. Rev., 107, 9, 1095-1106.
- MERLE, J., 1980 : Seasonal heat budget in the Equatorial Atlantic ocean. J. Phys. Oceanogr., 10, 464-469.
- MET-MAR, 1970 : Saison 1969 des perturbations tropicales dans l'Atlantique Nord. Met. Mar., 68, 36-50.
- MET-MAR, 1977 : Saison des perturbations tropicales 1976 dans l'Atlantique Nord. Met. Mar., 96, 40-41.
- MORLIERE, A., 1970 : Les saisons marines devant Abidjan. Doc. Sc. Centre Rech. Océanogr. Abidjan, 1, 1-15.
- NAMIAS, J., 1976 : Negative ocean-air feedback system over the North Pacific in the transition from warm to cold season. Mon. Wea. Rev., 104, 1107-1121.

- NAMIAS, J., 1978 : Recent drought in California and Western Europe. Rev. Geophys. Space Phys., 16, 435-458.
- PICAUT, J., J. SERVAIN, P. LECOMTE, M. SEVA, S. LUKAS et G. ROUGIER, 1985 : Climatic atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature 1964-1979. Université de Bretagne Occidentale-Université d'Hawai, 467 pp.
- RICHARDSON, P.L. et T.K. Mc KEE, 1977 : Average seasonal variation of the Atlantic Equatorial Currents from historical ship drifts. J. Phys. Oceanogr., 14, 1226-1238.
- ROWNTREE, P.R., 1976 : Response of the atmosphere to a Tropical Atlantic ocean temperature anomaly. Quart. J. R. Met. Soc., 102, 607-625.
- ROY, Y., 1981 : Sur le phénomène de la petite saison froide dans le Golfe de Guinée. Rapport de D.E.A., Université de Bretagne Occidentale, 38 pp.
- SERVAIN, J., 1984 : Réponse océanique à des actions éloignées du vent dans le Golfe de Guinée en 1967-1968. Oceanol. Acta, 7, 297-207.
- SERVAIN, J. et D.M. LEGLER, 1985 : Empirical orthogonal function analysis of Tropical Atlantic Sea Surface Temperature and Wind Stress : 1964-1979. Soumis à J. Geophys. Res.
- SEVA, M. et J. SERVAIN, 1983 : Anomalies de la température de surface le long du bord Ouest de l'Atlantique Tropical et relation avec une partie océanique au large des côtes européennes. Université de Bretagne Occidentale, Convention CNEXO-UBO N° 82.2651, 231-240.
- VAN LOON, H. et J.C. ROGERS, 1978 : The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I. General description. Mon. Wea. Res., 106, 296-310.
- VAN LOON, H. et J.C. ROGERS, 1979 : The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II. Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes. Mon. Wea. Res., 107, 509-519.

VERSTRAETE, J.M. et J. PICAUT, 1983 : Variations du niveau de la mer, de la température de surface et des hauteurs dynamiques le long de la côte Nord du Golfe de Guinée. Océanogr. Trop., 18, 2, 139-162.

VOLMER, J.P., M. DEQUE et D. ROUSSELET, 1984 : EOF analysis of 500 mb geopotential : a comparison between simulation and reality. Tellus, 36A, 336-347.

WALLACE, J.M. et D.S. GUTZLER, 1981 : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemisphere winter. Mon. Wea. Res., 109, 784-812.

WEARE, B.L., 1977 : Empirical orthogonal analysis of Atlantic ocean surface temperatures. Quart. J. R. Met. Soc., 103, 467-478.