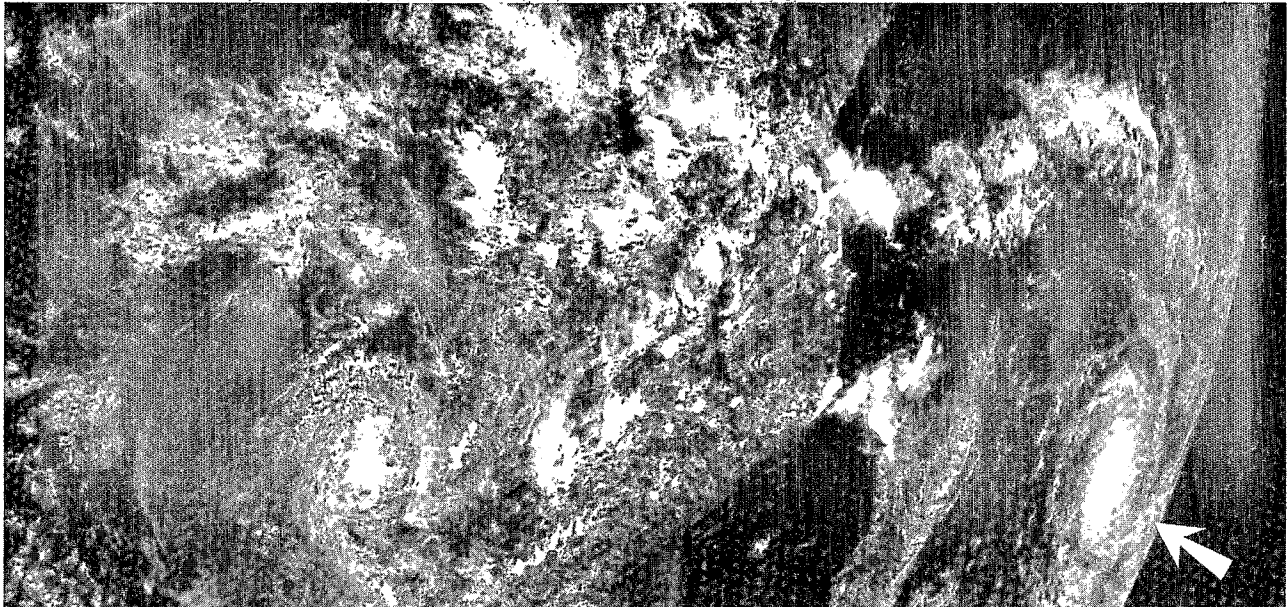


Ministère de la Coopération

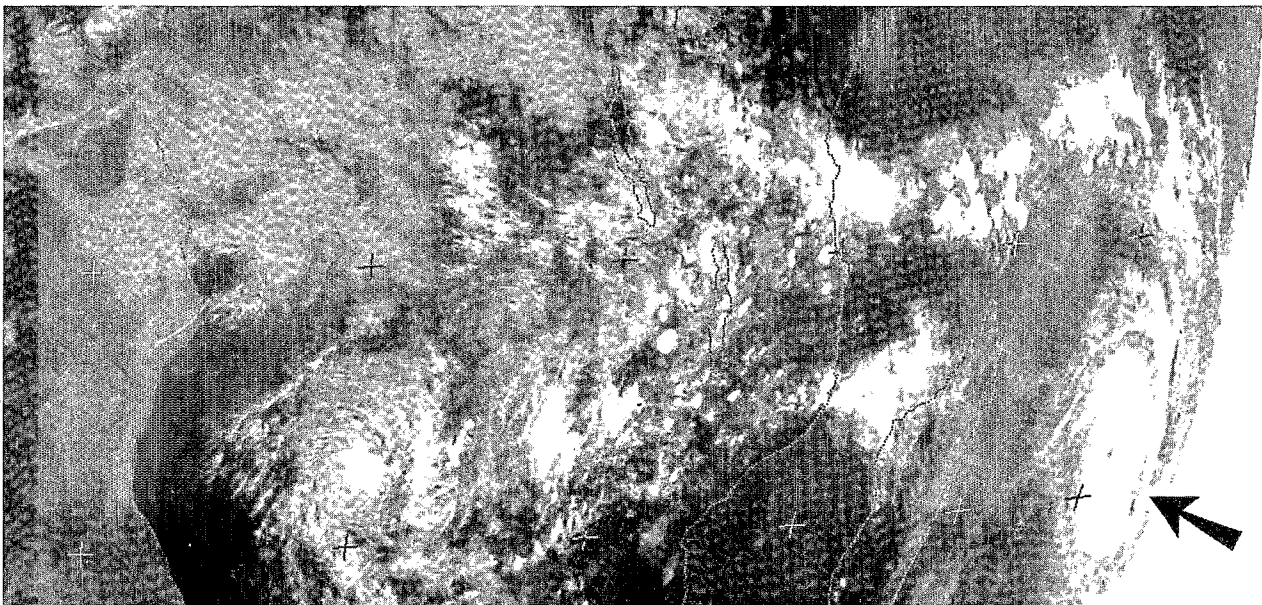
VEILLE CLIMATIQUE SATELLITAIRE

METEOROLOGIE NATIONALE CMS LANNION - METEOSAT 4 - Canal VIS - 30/1/91 - 11 h 00 UTC



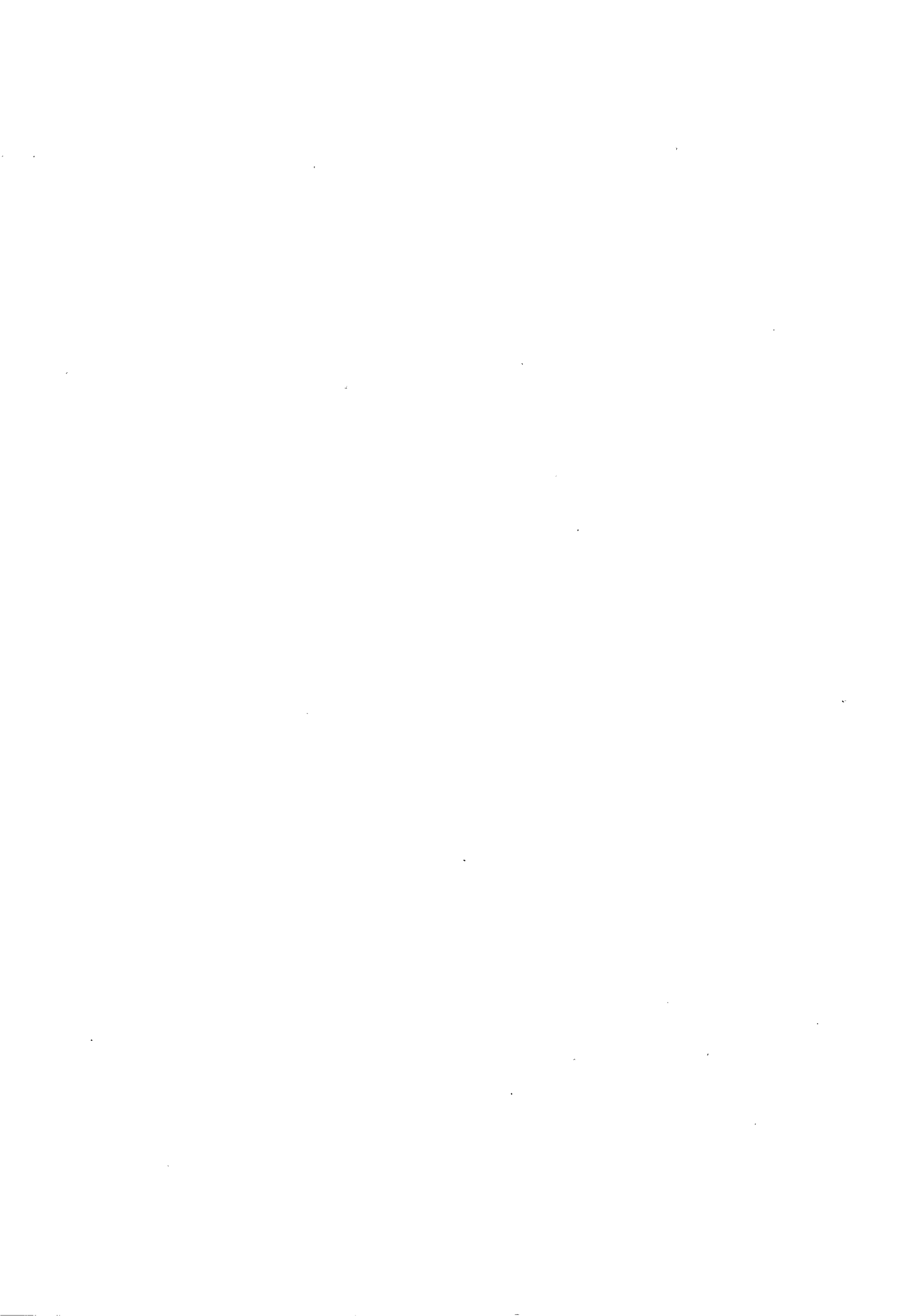
Cyclone
BELLA

METEOROLOGIE NATIONALE CMS LANNION - METEOSAT 4 - Canal IR - 30/1/91 - 11 h 00 UTC



Cyclone
BELLA

*B*14435a 14439 ex 1*



– au centre-est du Sénégal un rafraîchissement important et inhabituel est probablement lié à une importante nébulosité d'altitude (altocumulus et cirrus).

Nous avons fait figurer la courbe 31°C, qui est particulièrement haute en latitude, en liaison avec la présence, bien visible sur les cartes correspondantes (VCS 35, Lahuec et Carn, p. 12 à 14), de nuages à sommet froid, au nord de la République Centrafricaine, au sud du Tchad et au centre du Cameroun, régions où des fronts thermiques serrés, supérieurs à 10°, ont été générés, entre les zones sèche et humide.

Dans le nord du Sahel prévalent des conditions hivernales, avec un rafraîchissement important des températures, provoqué probablement par des brumes sèches, puisque la région abritée par le massif de l'Air (nord du Niger) apparaît comme un îlot chaud (courbes 47 et 49°), par rapport aux contrées où se produisent classiquement les mises en mouvement de sables : Ténéré, Erg de Bilma au nord-est du Niger, et ouest de la Mauritanie, au nord de Nouakchott.

L'image de décembre, dont nous avons tiré la figure 2, apprend au moins autant de choses par ce qu'elle cache que par ce qu'elle révèle. Elle est en tout cas caractéristique de situations froides d'hiver, telle que celle de 1984 (Guillot, VCS 5, p. 14-15).

– in the middle-east of Senegal, a significant and unusual cooling is probably linked to a significant high altitude cloud cover (altocumulus and cirrus).

We have represented the 31°C curve, which is especially high in latitude, in conjunction with the clearly visible presence of cold top clouds on the corresponding maps (VCS 35, Lahuec and Carn, p. 12-14), to the north of the Central African Republic, to the south of Chad and to the centre of the Cameroon, regions where close thermal fronts, higher than 10°C, have been generated between dry and humid zones.

In the north of the Sahel, winter conditions prevail, with a significant cooling of temperatures, probably caused by sand storms, since the region protected by the Air Massif (north of Niger) looked like a hot islet (47° and 49° curves), in relation to regions where classically, dust movements take place : the Tenere, the Erg of Bilma to the north-east of Niger, and west of Mauritania, to the north of Nouakchott.

The image of December, from which figure 2 was extracted, teaches us at least as many things with what it hides than with what it shows. It is in any case characteristic of cold winter situations, such as that of 1984 (Guillot, VCS 5, p. 14-15).

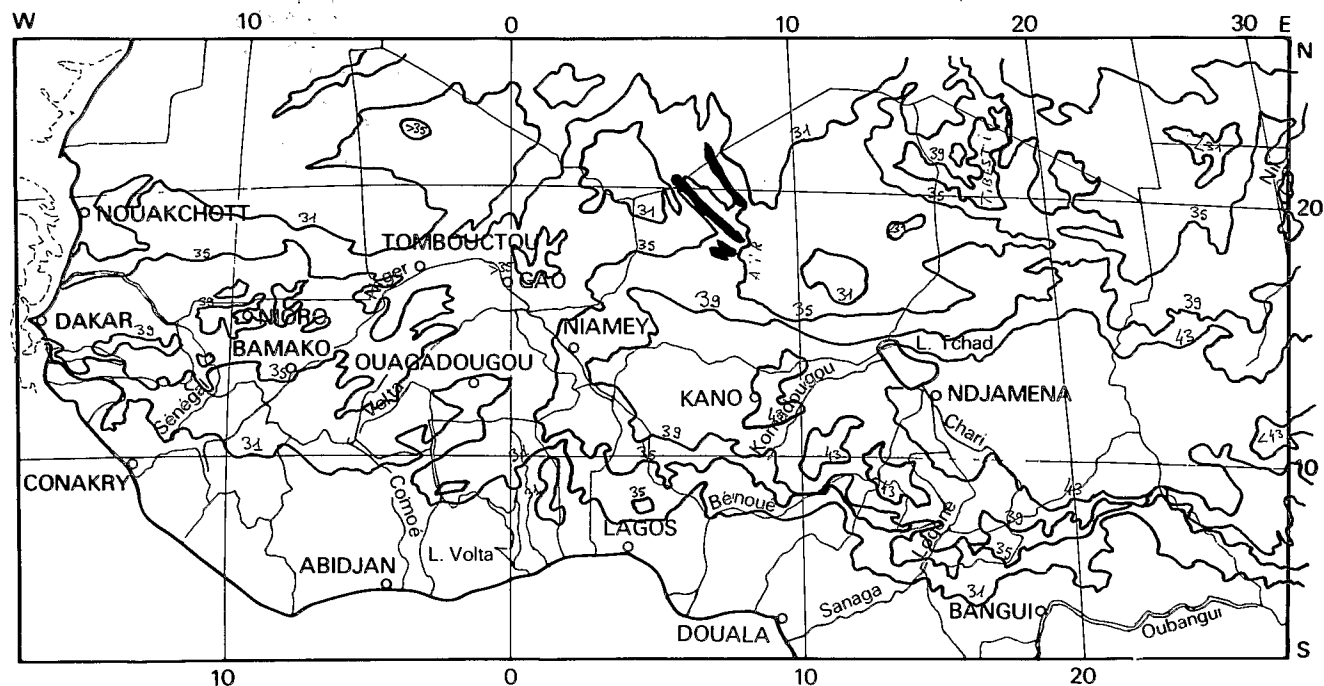


Figure 2. – CHAMP DE TEMPÉRATURES DE BRILLANCE (Tmax) MÉTÉOSAT, DU 21 AU 25/12/1990.

- Isothermes
- 31 Températures (°C)
- Zones abritées (« panaches ») à l'ouest du Massif de l'Air
- - - Isothermes marines (upwelling côtier).

Le fait que certains détails géographiques : zone inondée du delta intérieur du Niger, vallée du Niger en aval, canal du Sahel, ainsi que les upwellings du rivage Sénégal-Mauritanien, qui sont admirablement dessinés, apparaissent nettement, montre que si le rafraîchissement du champ est en partie lié à un voile de brumes sèches, celui-ci est très ténu et quasi transparent.

Le refroidissement est également sélectif, les températures moyennes augmentant globalement de l'ouest vers l'est, à la latitude de Dakar : de 36-37° (Sénégal, sud de la Mauritanie et ouest du Mali) à 40-42° (Niger oriental et nord de la Nigeria) et 44-46°, du lac Tchad à la frontière éthiopienne.

Au nord de ces régions les températures sont encore plus fraîches, avec une progression vers l'est moins prononcée. Surtout on voit apparaître des structures géographiques très particulières. Ainsi les hauts reliefs du Massif du Tibesti sont beaucoup plus chauds (plus de 39°) que les plaines environnantes. Ce n'est pas étonnant lorsque l'on regarde les photographies tirées des images infrarouge à 12 h 00 TU, où pendant toute la période la montagne émerge en forme d'île, au-dessus des plaines recouvertes de poussières.

Au nord-ouest du Niger, la barrière de l'Air génère des plages de températures assez élevées, dont certaines en forme de panaches, à l'abri des vents de sud-est. Cette orientation des vents est assez rare : quand elle se produit, elle réduit beaucoup l'effet d'abri de la montagne, surtout dans le sud, à la hauteur d'Agadès, où les températures du sol sont anormalement basses (37-38°). D'autre part, la longueur des deux panaches chauds du nord (200 km) indique une forte intensité des vents (15 nœuds, de sud-est, en surface, le 20 janvier à 0 h 00, d'après le Bulletin Météorologique Européen).

En janvier (*fig. 3*), la comparaison porte seulement sur deux années, car la contamination du champ par des effets atmosphériques (brumes sèches et nuages d'altitude) rend trop souvent les données inexploitable. On peut d'ailleurs reconnaître cette année la présence de nuages sur l'image, sous la forme d'une bande étroite, d'orientation sud-sud-ouest/est-nord-est, au nord de la boucle du Niger, ainsi que des indentations, d'origine identique, dans le tracé de l'isotherme 39°, en Guinée, en Gambie et au Sénégal.

The fact that some geographical details : the flooded zone of the Niger inner delta, downstream of the Niger valley, the Sahelian canal, as well as the upwelling of the Senegalese-Mauritanian banks, which are wonderfully drawn, appear clearly, show that if a cooling of the field is partly linked to a veil of desertic aerosols, this veil of sand is very fine and almost transparent.

The cooling is also selective, average temperatures increase globally from the west towards the east, at the same latitude as Dakar : from 36°-37° (Senegal, south of Mauritania and west of Mali) to 40°-42° (eastern Niger and the north of Nigeria) and 44°-46°, from Lake Chad to the Ethiopian frontier.

Temperatures are even more cooler to the north of these regions, with a less pronounced progression towards the east. Above all, one can observe the appearance of very unusual geographical structures. So the high reliefs of the Tibesti Massif are far hotter (over 39°C) than the neighbouring plains. This is not surprising when one consults photographs extracted from infrared images at 12 noon UT, when during this time the mountain sticks out in the shape of an islet, above a vast expanse of suspended dust particles.

To the north-west of Niger, the Air barrier generates quite high temperature areas, some of them are in the form of long thin bands, sheltered from south-east winds. This wind orientation is quite rare ; when it occurs it considerably reduces the effect of mountain shelter, chiefly in the south, on a level with the Agades, where ground temperatures are abnormally low (37°C-38°C). Moreover the length of the two northern hot long, thin bands (200 km) indicates strong winds (15 Knot surface winds from the south-east, the 20th of January at 0:00 H, according to the European Meteorological Bulletin).

In January (*figure 3*), the comparison is only based on two years, because field contamination due to atmospheric effects (stand storms and high altitude cloud cover) often means that data is rendered unusable. Moreover this year, one can recognize cloud presence on the image, in the form of a narrow band, orientated south-south-west/east-north-east, to the north of the loop of the Niger, as well as indentations, with an identical origin, in the 39° isotherm tracing, in Guinea, in Gambia and in Senegal.

On constate, par rapport à 1987, qui offre une image relativement fidèle de sa position « normale », un décalage vers le nord de l'isotherme 39°, de plus en plus accentué d'ouest en est et cela sans doute à cause d'une faible descente vers le sud de la zone de convergence. Des nuages froids sont signalés par les cartes de Lahuec et Carn (VCS 36, fig. 5, 6 et 7), notamment en deuxième décennie à l'est de la RCA et globalement sur une bonne partie du pays. Les modifications de la température du sol que les pluies ont provoquées sont très inégales dans l'espace ; elles ont été faibles au nord-est, à la frontière du Soudan, et très fortes ailleurs, comme l'indique le tracé de l'isotherme 35° et en certains endroits les fronts qui ont été créés font se chevaucher, sur le même pixel (soit sur un maximum 4,4 km), plusieurs isothermes, l'écart pouvant atteindre 12°.

En février (fig. 4), l'aspect de la situation est globalement le même qu'en janvier. L'isotherme 39° est au même niveau que les années précédentes à l'ouest, jusqu'au méridien origine. Elle est ensuite en position haute et de plus en plus à mesure que l'on va vers l'est, avec des écarts de l'ordre de 300 km en Nigéria, où elle a dépassé le rebord méridional du plateau de Jos. Au-delà la différence reste grande avec l'année 1989, qui est typique d'une année très sèche, la courbe épousant les contours de la forêt équatoriale. La comparaison avec 1990 est sujette à caution car l'an dernier « *le champ paraît... très perturbé par des poussières. L'isotherme 39° est même interrompue un moment au Soudan...* » (Guillot, 1990, VCS 30-31, page 19).

Cette poussée vers le nord précoce des isothermes semble se produire en conditions atmosphériques claires et est liée à la présence soutenue de nuages convectifs, comme le montrent les cartes de février (Lahuec et Carn, VCS 36, fig. 9 à 12), où l'on peut voir « *le retour des nuages convectifs au sud du Cameroun... avec une avance de deux ou trois décades sur le calendrier normal* » (Ibid.).

Dans le nord des pays du Sahel il s'est produit un fort réchauffement depuis janvier, mais il subsiste des traces de comportement hivernal, au nord du Niger, où la zone abritée par l'Air apparaît encore nettement, avec au centre des températures excédant 53°, et à l'ouest, à la frontière Mali-Mauritanie. Il subsiste également dans l'image une amusante traînée de nuages, orientée est-ouest, très étroite, mais que l'on peut suivre sur près de 2.500 km.

One can notice, in comparison to 1987, which shows a fairly typical « normal » positioned image, a shift towards the north of the 39° isotherm, more and more accentuated from the west to the east, this no doubt due to a weak descent towards the south of the convergence zone. The presence of cold clouds is indicated on the maps of Lahuec and Carn (VCS 36, figures 5, 6 and 7), especially in the second ten-day period, to the east of the Central African Republic and globally over a quite large area of the country. Modifications of ground temperature which were caused by rainfall, are very unequal in space : they have been weak in the north-east, at the Sudanese frontier, and very strong elsewhere, as shown by the 35° isotherm tracing. In some places, fronts which have been created cause several isotherms to overlap, over the same pixel (that is over a 4.4 km maximum), the deviation can reach 12°.

In February (figure 4), the aspect of the situation is globally the same as in January. The 39° isotherm to the west, is at the same level as in previous years up to the standard meridian. The isotherm is then in a high position, and the more one moves to the east, the higher it becomes, with deviations in the region of 300 km in Nigeria, where it has crossed the meridional border of the Jos plateau. Beyond, the difference remains great in comparison with 1989, which is a typical very dry year, the curve follows exactly the contour of the equatorial forest. The comparison with 1990 must be made with caution because last year « *the field appeared to be... very perturbed by dusts. The 39° isotherm is even broken for a moment in the Sudan...* » (Guillot, 1990, VCS 30-31, p. 19).

This northern precocious thrust of the isotherms seems to take place under clear atmospheric conditions and is linked to the sustained presence of convective clouds, as is shown by the February maps (Lahuec and Carn, VCS 36, figures 9-12), where one can see « *the return of convective clouds to the south of the Cameroon... two to three months ahead of the normal calendar* » (Ibid.).

In the north of the Sahelian countries a strong reheating has occurred since January, but traces of winter conditions remain to the north of Niger, where the zone sheltered by the Air still appears clearly, with local temperatures exceeding 53°C, and to the west of the Mali-Mauritanian frontier. There also remains in the image, an amusing trail of clouds, orientated east-west, very narrow, but which one can follow over almost 2500 km.

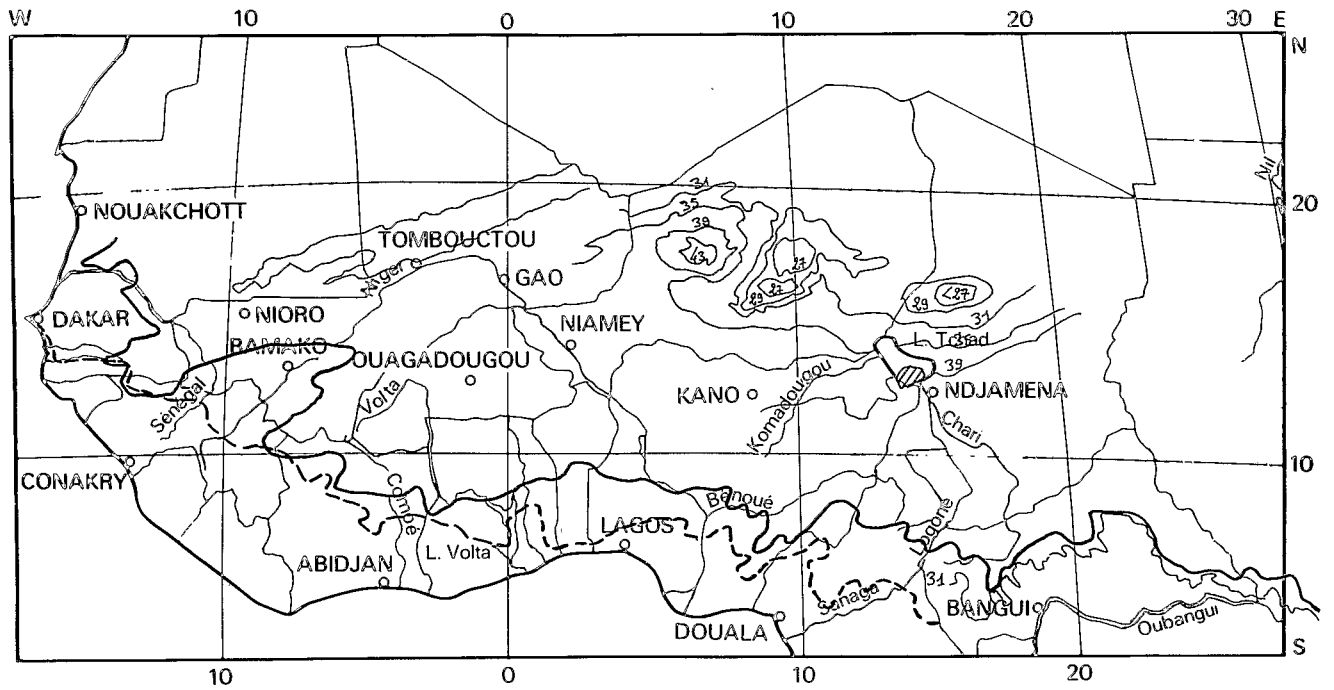


Figure 3. – **ISOTHERMES 39°C EN JANVIER.**

- 21 au 25/01/1991
- 21 au 25/01/1987
- Autres isothermes en 1991

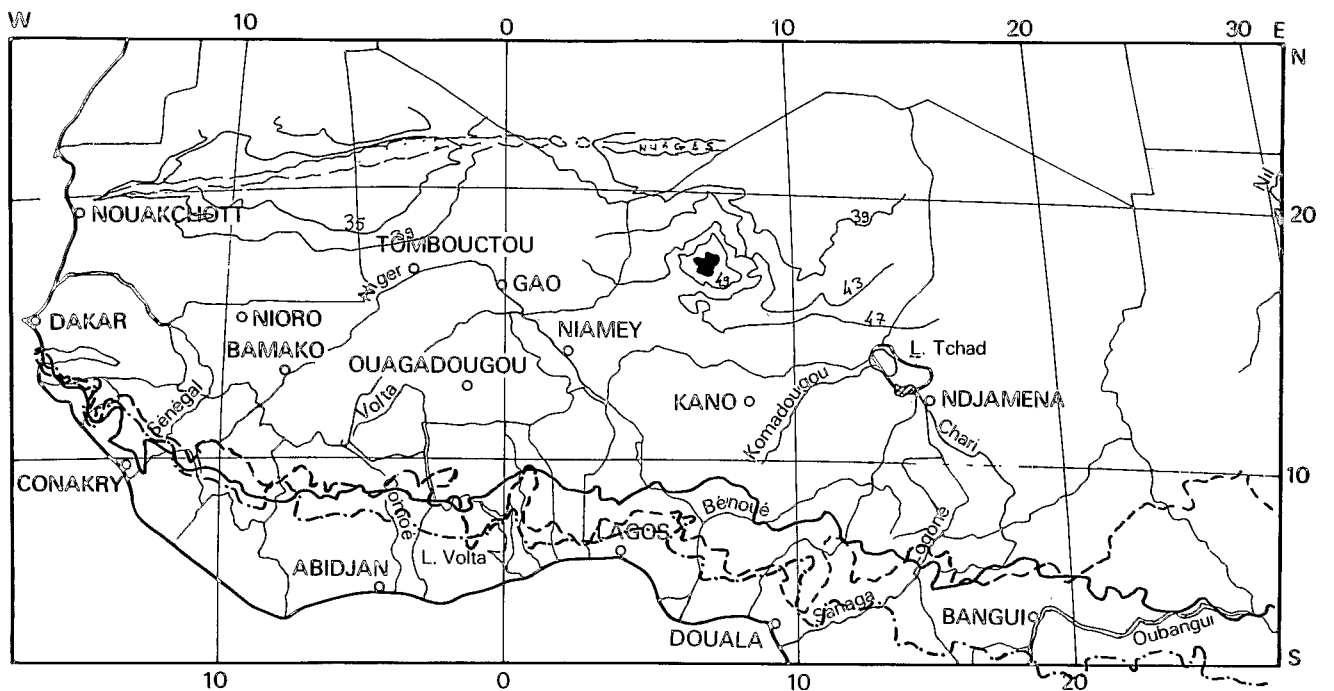


Figure 4. – **ISOTHERMES 39°C EN FÉVRIER.**

- 21 au 25/02/1991
- 21 au 25/02/1990
- · - · - 21 au 25/02/1989
- Autres isothermes en 1991

VARIABILITÉ ET TÉLÉCONNEXIONS DE L'Océan Mondial ENTRE 40°N ET 40°S

par Sylvain BIGOT*

INTRODUCTION

De nombreuses études récentes se sont penchées sur le problème de la variabilité spatio-temporelle des champs de température océaniques, particulièrement dans le but de mettre en évidence les connexions qu'ils entretiennent avec la pluviométrie tropicale. Toutefois, la consultation des articles publiés montre que les auteurs ont le plus souvent utilisé des données relatives à un bassin océanique particulier. L'Atlantique intertropical est à ce sujet bien documenté – voir par exemple les travaux d'Hastenrath (1984), Servain et al. (1985), Joussaume et al. (1985), Folland et al. (1986), Lough (1986), Hastenrath et al. (1987) ou Bah (1987) – et « La Veille Climatique Satellitaire » s'intéresse régulièrement à ce sujet (Guillot et Citeau, 1985 ; Janicot, 1989 ; Fontaine, 1989). Dans le même temps, le développement des études relatives au phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) ont focalisé l'attention de la communauté scientifique sur l'aire indo-pacifique. L'océan Mondial s'est en quelque sorte trouvé divisé en deux aires, chacune d'entre elles étant étudiées avec des problématiques différentes. Toutefois l'étude récente des variations spatio-temporelles des températures de surface entre bassins océaniques (Nicholson et Entakhabi, 1987) ou pour l'océan Mondial (Palmer, 1985 et Folland et al., 1986) et la mise à disposition de fichiers d'échelle planétaire permettent aujourd'hui de recentrer ces problématiques tout en les intégrant dans un cadre plus large : celui de la climatologie globale et de l'océan Mondial. Rappelons que ces derniers auteurs ont montré que les variations des champs mondiaux dépassaient le cadre des seuls bassins océaniques : lors d'un événement chaud de type ENSO, par exemple, l'océan Indien, l'Atlantique sud et le Pacifique sud-est subissent un important réchauffement, tandis que l'Atlantique nord et le Pacifique nord se refroidissent.

Le but de cette étude est donc de présenter, à partir d'un fichier récent et cohérent d'anomalies mensuelles des Températures de Surface Océanique (TSO) la variabilité spatio-temporelle de l'océan Mondial tropical, les téléconnexions entre bassins et les liens que les modes dominants de variabilité entretiennent avec la pluviométrie tropicale. Pour des raisons pratiques, ce premier article se consacre surtout à la présentation des données, à l'analyse de la variabilité des TSO mondiales (définition d'indices régionaux, composantes principales) et aux connexions qu'elles entretiennent avec le mode planétaire dominant de la variabilité aux basses latitudes.

1.0 DONNÉES ET MÉTHODES

Les données proviennent du National Meteorological Center (NMC) et de ses archives d'observations sur la surface océanique. Elles ont été recueillies par des bateaux et des bouées (stationnaires ou dérivantes). Ce type de champs d'observations est particulièrement intéressant pour la zone 30°S/60°N, à l'exception du sud et de l'est de l'océan Pacifique du fait de la localisation des lignes de bateaux qui fournissent une partie non négligeable des observations. Prises individuellement, ces observations comportent évidemment une marge d'erreur sur les relevés des températures et éventuellement sur les positions. Ces données (et leurs anomalies par rapport aux moyennes) ont donc été analysées par Reynolds (1988) dans le cadre du programme TOGA afin que les champs d'observations soient globalement cohérents. Toutefois, l'utilisation du lissage spatial est à l'origine d'un artefact qu'il faut prendre en considération dans l'étude des cartes. Le filtre spatial sur les médianes (pour éliminer les valeurs extrêmes) utilisé augmente le gradient pour les zones d'upwelling (remontée d'eau froide). La liste complète des tests effectués lors du filtrage est donnée par Reynolds (1988). Les valeurs brutes proviennent des seules mesures-bateaux *in situ* mais les champs d'anomalies incorporent les données satellitaires pour donner des valeurs de gradient permettant d'extrapoler les données bateaux : ce fait est important car il induit parfois un léger biais pouvant atteindre 0,2 à 0,3°C en certains points particuliers par rapport aux calculs fondés sur les seuls valeurs *in situ*. L'analyse permet de disposer de champs sur maillage de 2° entre 40°N et 60°S et sur une période de 15 années (janvier 1970 à décembre 1984). En fait, seuls les champs d'anomalies sont utilisés ici.

* URA 909 du CNRS Centre de Recherche en Climatologie Tropicale.

Cet article est extrait d'une maîtrise en climatologie tropicale (1990) intitulée « Les champs thermiques de surface sur l'océan Mondial (40°N/40°S) : cycles saisonniers, variabilité et téléconnexions ».

Dans cet article, la condensation de l'information a été réalisée par une Analyse en Composantes Principales (ACP) simple de façon à mieux examiner les relations entre valeurs, détecter les relations linéaires et limiter les a priori que comporte le calcul d'indices spatiaux. Le nombre de composantes conservées utilise la notion de dégénérescence (Janicot, 1990). Outre cette méthode, l'analyse spectrale par décomposition en séries de Fourier (algorithme FFT) et l'analyse de corrélations sont également employées. La première technique permet de remarquer les fluctuations quasi périodiques et la seconde permet de quantifier les relations entre indices spatiaux de TSO (définis ultérieurement), composantes temporelles dérivant de l'ACP et d'autres variables tel l'indice SOI (Southern Oscillation Index) égal à la différence entre les anomalies de pression mensuelles de Tahiti et de Darwin.

2.0 LES VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES

Elles sont appréhendées de deux façons complémentaires : à partir d'indices spatiaux définis en *figure 1* et par Analyse en Composantes Principales sur les champs d'anomalies de TSO.

2.1 Analyse des indices spatiaux

Sept indices sont calculés : trois dans l'océan Pacifique : PEE (Pacifique Est Equatorial), PCE (Pacifique Central Equatorial) et PPI (Pacifique Philippino-Indonésien), deux dans l'Atlantique : ASE (Atlantique Sud-Est) et AE (Atlantique Equatorial) et deux dans l'océan Indien : IW (océan Indien Ouest) et IE (océan Indien Est).

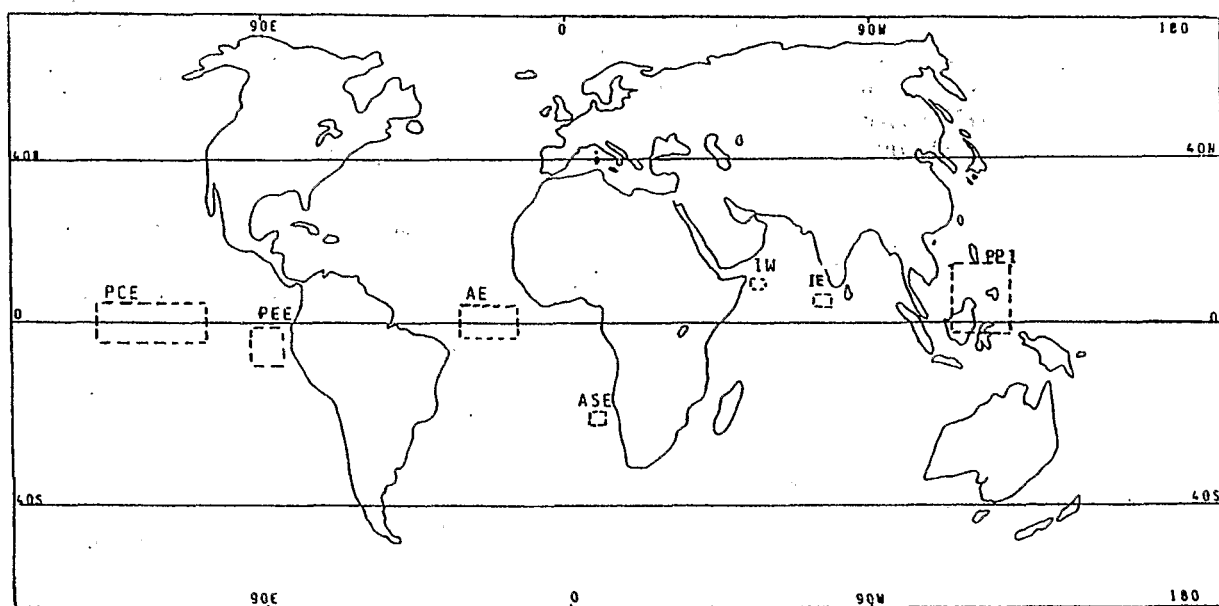


Figure 1. – LOCALISATION DES INDICES.

2.1.1 Les événements chauds Pacifique

Le lien le plus flagrant entre les indices PEE (*fig. 2 a*) et PCE (*fig. 2b*) concerne les périodes anormalement chaudes. Les maxima des anomalies sont sensiblement de la même intensité ; on retrouve ainsi trois pics distincts : décembre 1972, octobre 1976 et février 1983. Un décalage de 3 ou 4 mois entre PEE et PCE (PEE précède PCE) semble caractériser la période d'observation sauf pour 1982-1983 où un premier maximum des anomalies de PEE se rencontre en janvier et en février pour PCE ; le deuxième, en juillet pour PEE, n'apparaît pas sur la série de PCE (*fig. 2b*), même décalé dans le temps. Ce décalage a déjà été mis en évidence par Rasmusson et Carpenter (1982) avec des valeurs de 3 à 6 mois. L'année 1981 dans le Pacifique central (PCE) est également très intéressante. C'est en effet la seule des 15 années à obtenir des anomalies des TSO si peu marquées. Cela préfigure peut-être les profonds changements des TSO intervenus en 1982-1983 (Rasmusson et Hall, 1984 ; Rasmusson, Reynolds et Arkin, 1984).

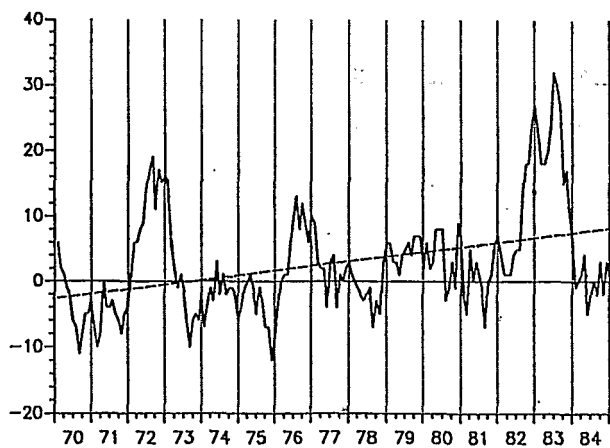


Figure 2a. – **GRAPHE TEMPOREL DE L'INDICE PEE : avec les anomalies (la ligne de régression linéaire est en pointillés), période 1970-1984.**

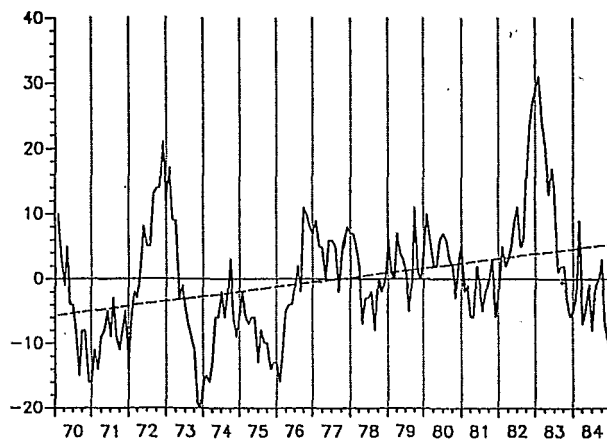


Figure 2b. – **IDEM POUR L'INDICE PCE.**

Notons aussi que le début d'année précédant un événement chaud (année -1 par rapport à l'année 0 où a lieu l'épisode chaud) enregistre des anomalies négatives (mars 1971 et janvier 1975) ; il en est encore de même en fin d'année -1 (novembre 1971 et décembre 1975). Le film est en gros celui-ci : dès avril/mai de l'année 0 (1972, 1976), un réchauffement se développe jusqu'en septembre/octobre où le maximum est atteint. Une légère baisse intervient ensuite avant une reprise en janvier de l'année + 1 (deuxième pic des maxima 1973, 1977), puis on enregistre une chute marquée des TSO jusqu'au milieu de l'année + 1. En 1977, le refroidissement se poursuit même pendant un an. Donc, en dépit de la faible baisse en fin d'année 0 (peut-être d'origine aléatoire), on peut remarquer que le schéma général des fluctuations des TSO pour les événements 1972 et 1976 est identique. L'indice PEE (fig 2a) montre en outre que la période allant de 1979 au premier semestre de 1980 est anormalement chaude. En 1982, le phénomène évolue différemment : les deux refroidissements interviennent en mars et septembre 1982, sont plus intenses et deux maxima significatifs apparaissent (en janvier 1983 et surtout en juillet 1983). Puis une baisse importante se fait sentir jusqu'en février 1984. Si le schéma d'un réchauffement de type El Nino 1972 et 1976 est respecté (forte hausse jusqu'au premier pic – légère baisse – hausse jusqu'au deuxième pic – forte baisse), la chronologie est, elle, modifiée : au lieu d'affecter les TSO en saison chaude australe, l'ENSO de 1982-1983 a des répercussions pendant toute l'année 1983, notamment en saison froide de l'hémisphère sud (mois de juin à septembre).

Les indices PEE et plus encore PCE montrent très bien les événements froids de 1970, 1971, 1973, 1975 et 1978. Toutefois, le plus important d'entre eux sur l'indice PEE (1975) ne correspond pas à celui de l'indice PCE : c'est en 1973 que le Pacifique central subit le plus fort refroidissement. Le décalage chronologique des événements froids entre PEE et PCE (PEE précédant PCE) est de 3 ou 4 mois pour les plus importants (1970, 1973 et 1975) : ceci précise les résultats de Rasmusson et Carpenter (1982) montrant que le réchauffement des côtes péruviennes atteignait 170°W avec un décalage de 3 à 6 mois, c'est-à-dire avec une vitesse de phase de 0,5 à 1 m/s vers l'ouest associé à un affaiblissement de la circulation d'alizés près de l'équateur. Mais une anomalie négative décelée dans l'est Pacifique (indice PEE) n'équivaut pas forcément à une anomalie négative 3 ou 4 mois plus tard sur le Pacifique central (indice PCE) (en partie liée à l'absence de mécanisme de type onde de Kelvin lors d'un événement froid).

La comparaison chronologique de tous les indices Pacifique suggère certaines relations entre PEE et PCE d'une part, et entre ceux-ci et PPI (Pacifique Philippino-Indonésien) d'autre part. On distingue d'ailleurs pour ce dernier indice les signaux ENSO (octobre-décembre 1972, début 1982), mais d'autres réchauffements peu persistants apparaissent durant la période chaude de 1977/1983 (juin 1978, mai 1981).

L'indice PPI est aussi un assez bon marqueur des refroidissements type anti-ENSO : ceci s'explique par le fait que les très fortes températures de cette région du globe (entre 27 et 30°C) subissent plus rapidement les contrecoups d'un événement froid (Hastenrath, 1988). L'évolution des TSO pendant les années 1972 et 1982 suggère que les anomalies des TSO du Pacifique indonésien chutent quelques mois avant les premiers signes d'El Nino dans le Pacifique est, ce qui est cohérent avec les propos de Nicholls (1984). De même, une forte augmentation des anomalies signale la fin d'un événement de type ENSO. Le graphe de PPI (fig. 2c) le montre bien : la hausse (visible pour les événements de 1972-1973 et de 1982-1983 uniquement) arrive en octobre-novembre, soit plusieurs mois avant que les TSO du Pacifique oriental redeviennent normales. Les anomalies thermiques de

la zone indonésienne pourraient ainsi être un précurseur océanique des réchauffements de type El Nino complémentaire des indices de l'Oscillation Australe basés sur le seul champ de pression atmosphérique.

2.1.2 L'évolution globale dans les autres bassins

La courbe des anomalies de l'indice ASE (Atlantique Sud-Est, *fig. 2d*, limité ici à 6 points de grille en raison des forts gradients thermiques sur la région) montre certaines tendances : refroidissement de mai à décembre 1971, réchauffement pendant les deux années suivantes (maximum en janvier), chute des anomalies après août 1975 avec le minimum de janvier 1976. Remarquons aussi qu'à partir de 1979, chaque année enregistre de fortes anomalies positives pendant plusieurs mois, phénomène qui va en s'intensifiant et en se décalant vers la fin de l'année civile. Ce processus s'estompe en 1983 pour reprendre en 1984.

L'indice AE (Atlantique Equatorial) (*fig. 2e*) montre que les anomalies des TSO de l'Atlantique équatorial suivent le même rythme que celui de l'Atlantique sud-est mais avec un retard de 4 ou 5 mois par rapport à lui, les événements chauds et froids perdurant moins longtemps que sur la zone ASE. Les fortes anomalies positives de 1979 (marquant le début du réchauffement ASE) sont décelables aussi pour l'indice AE. Par contre, les fortes anomalies positives de septembre et octobre 1980 dans l'Atlantique sud-est ne se retrouvent pas sur l'aire AE : les eaux équatoriales qui se réchauffent fin 1981-début 1982 ne sont pas précédées par de fortes valeurs 4 à 6 mois auparavant sur l'océan Atlantique sud-est.

Notons également que l'océan Indien ouest (IW, *fig. 2f*) enregistre ses maxima en octobre 1972 et août 1983 et possède une assez forte variabilité interannuelle. La comparaison entre PEE et IW est éloquent : le réchauffement de 1982/1983 sur l'océan Pacifique est surtout présent en fin d'année 1982 et d'avril à septembre 1983.

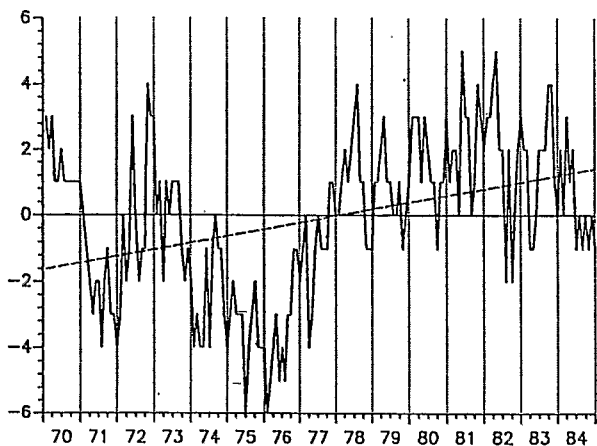


Figure 2c. – IDEM POUR L'INDICE PPI.

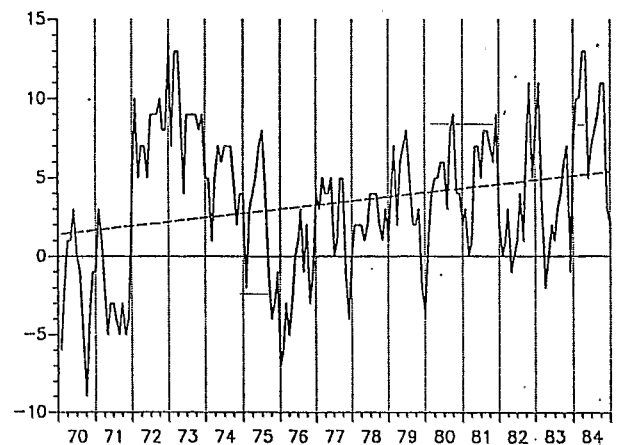


Figure 2d. – IDEM POUR L'INDICE ASE.

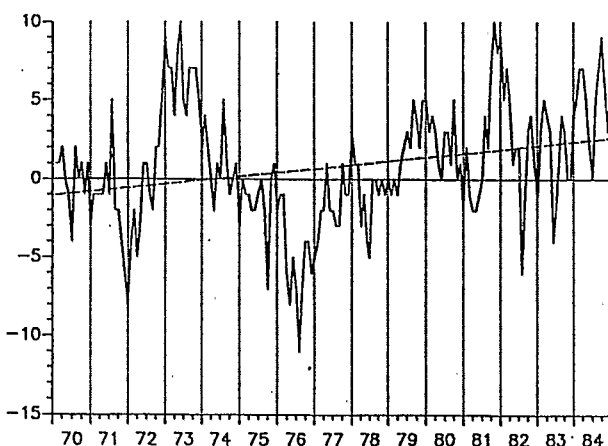


Figure 2e. – IDEM POUR L'INDICE AE.

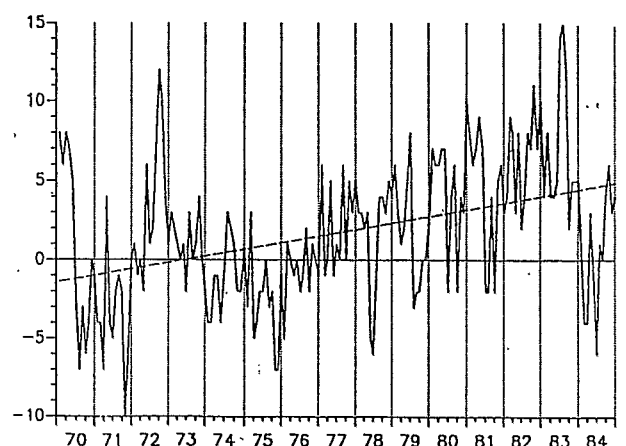


Figure 2f. – IDEM POUR L'INDICE IW.

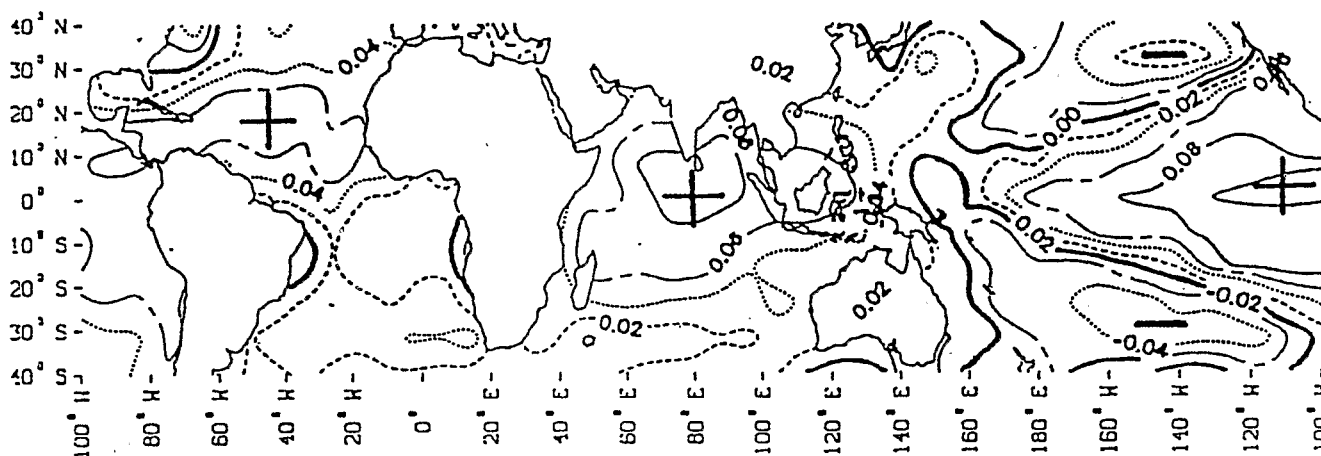
2.2 L'approche de l'analyse en composantes principales (ACP)

Effectuée sur les champs de valeurs brutes, l'ACP révèle presque uniquement le cycle saisonnier (opposition hémisphérique avec 68 % de variance expliquée), et la deuxième composante (9 %) permet de distinguer les événements chauds de 1972-1973 et de 1982-1983 ainsi qu'un changement de tendance des TSO après 1976.

La première composante (CPA1) sur anomalies explique 15 % de la variance totale, la deuxième 5 % et la troisième 4 % : le seuil de dégénérescence étant atteint dès la deuxième composante, seule la première sera évoquée ici.

Le champ relatif à CPA1 révèle surtout deux noyaux positifs : un sur l'océan Pacifique et un sur l'océan Indien (fig. 3). Les valeurs positives s'étendent des côtes sud-américaines jusqu'au Pacifique central (165°E) et marquent donc une zone étendue très cohérente de part et d'autre de l'équateur géographique. L'aire positive qui longe les côtes sud-américaines entre 20°S et 35°S est encadrée par deux noyaux négatifs qui pénètrent vers les basses latitudes au niveau du 160°E. Le pôle négatif nord enregistre ses plus fortes valeurs entre 160°W et 130°W dans l'océan Pacifique nord-est, ce qui signale la forte corrélation négative que ce domaine entretient avec la zone équatoriale. CPA1 montre aussi l'hétérogénéité des eaux à proximité du Japon : une région faiblement positive est visible au nord, au niveau de 140°E tandis qu'une autre aire de réponse nulle est située sur le Japon : c'est le signal du Kouro Shivo (chaud) et de l'Oya Shivo (froid).

Le deuxième pôle positif est centré sur 80°E dans l'océan Indien. Si les plus fortes valeurs concernent le golfe du Bengale, c'est globalement tout l'océan Indien qui est positif. Il en est de même pour l'océan Atlantique : une large bande s'étend de l'Amérique Centrale à l'Afrique avec les plus fortes valeurs et la géométrie des isolignes plongeant vers le sud signale le courant froid des Canaries. Mais on remarque aussi une zone en opposition de phase avec le reste de l'Atlantique près des côtes africaines (équateur/20°S) : ceci correspond à la zone d'upwelling au large de l'Angola associée au courant de Benguela. Cette singularité qui caractérise les aires à upwellings a d'ailleurs aussi été remarquée par Piedelièvre, Deque et Servain (1986) : l'évolution interannuelle du système entier des upwellings saisonniers Atlantique est probablement soumise à une cause commune puisque tous les upwellings sont décrits par une même direction (positive ou négative) dans les ACP.



Le film temporel de CPA1 révèle 5 maxima en hiver boréal (fig. 3) : janvier 1970, janvier 1973, février 1978, février 1980 et mars 1983. Ces pics positifs sont pour partie liés aux ENSO de 1969, 1972-1973, 1979 et 1982-1983. Les réchauffements de 1972-1973 et de 1982-1983, plus nets que les autres, montrent toutefois quelques différences : un seul maximum (janvier 1973) contre un pic majeur sur deux mois (mars-avril 1983) plus un pic secondaire en juillet 1983 qui retarde le refroidissement.

La première composante révèle aussi la chronologie des événements froids (pics négatifs en mars 1971, janvier 1972, février-mars 1974 et février 1976) : ainsi le réchauffement de novembre 1972 à février 1973 est encadré par deux événements froids importants qui lui donne un caractère très exceptionnel vu la courte période. En effet, même si l'événement chaud de 1982-1983 reste le plus important, il n'est pas précédé par des anomalies négatives. L'événement chaud de 1979 serait assez proche de ce modèle chronologique mais avec une intensité moindre. Le troisième élément significatif est un *décrochement* des anomalies dès 1976. Cette rupture nette qui suit le refroidissement de 1975 (phénomène important) donne au film de CPA1 un profil particulier puisque les valeurs restent en gros positives jusqu'en juin 1984. Notons que l'amplitude et la durée de ce réchauffement initié en 1976 sont compatibles avec une accumulation importante de chaleur au sein de l'océan Mondial jusqu'en 1983 au moins (tendance 1976-1983 en figure 3). Ceci est à rapprocher de l'ENSO exceptionnel de 1982-83 et reflète bien l'augmentation globale des températures de la planète notée par ailleurs.

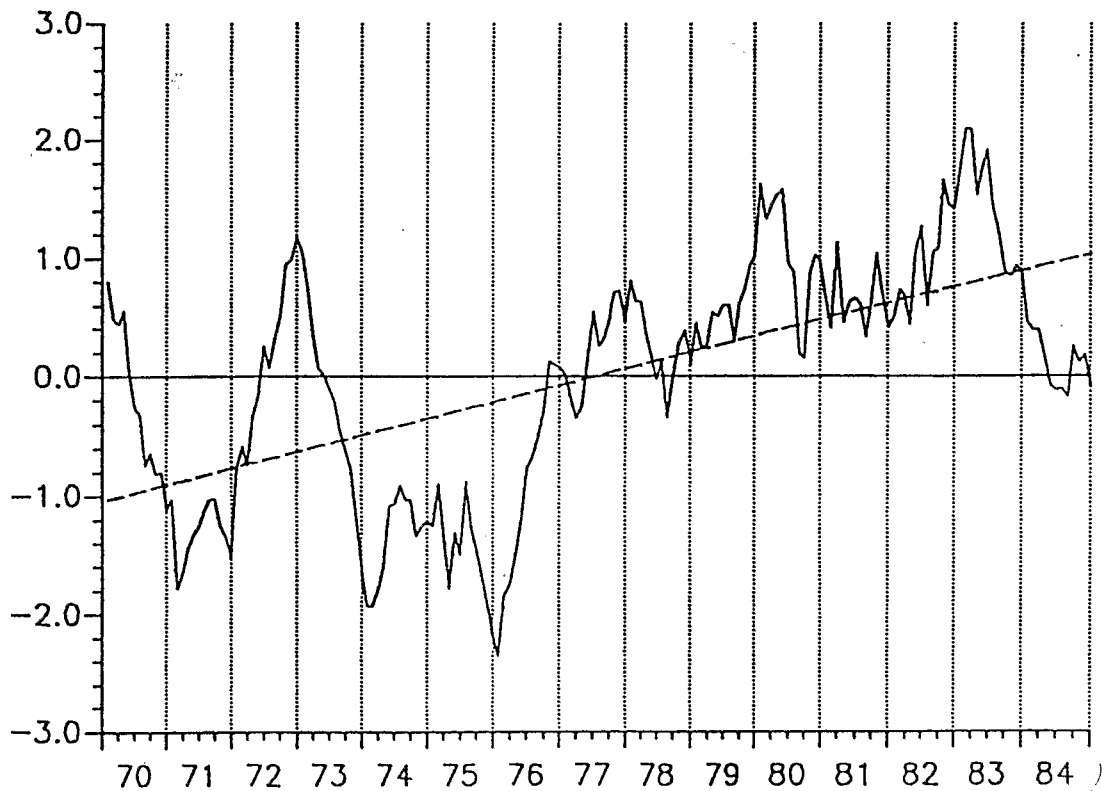


Figure 3. – **COMPOSANTE PRINCIPALE 1 (CPA1) DES TSO DE L'OCÉAN MONDIAL : carte et chronique de l'ACP effectuée sur les champs d'anomalies (1970-1984), 15 % de variance expliquée.**

L'analyse spectrale montre que les pics significatifs des indices (mis à part les spectres de ASE et de PEE où le cycle principal se révèle sur 60 mois) se situent sur une longue période (180 mois), ce qui s'explique par la présence de la tendance à la hausse bien visible en *fig. 2*. Ce cycle, qui absorbe une part importante d'énergie, masque les cycles mineurs. Toutefois le phénomène le plus intéressant réside dans le fait que les indices PEE, ASE et, dans une moindre mesure, PCE ont un fort cycle sur 60 mois (*fig. 4a, 4b, 4c*). Le spectre de l'indice PEE révèle également un cycle proche de deux ans rappelant l'Oscillation Quasi-Biennale de 26-28 mois, d'autant que Hastenrath et Lamb (1980) trouvent aussi un cycle quasi-biennal pour la circulation océanique de surface et les pluies du Pacifique et de l'Atlantique tropical.

Les TSO de l'océan Indien ouest (IW) ont un cycle sur 36 mois. Ce cycle sur 3 ans peut être associé au signal de l'Oscillation Australe déjà repéré par Beltrando (1990) dans l'Océan Indien avec une autre forme d'analyse spectrale (Méthode d'Entropie Maximum). Cadet (1985) a d'autre part précisé l'amplitude du signal de l'Oscillation Australe dans l'Océan Indien et fait des analyses spectrales pour différents paramètres sur cet océan.

Le cycle sur cinq ans observé pour le Pacifique est, semble-t-il, révélateur des événements chauds, seul processus connu assez important pour transparaître. Cela respecte ce qui a été trouvé antérieurement : un ENSO en 1972, 1976 et 1982 sur la période de 15 années d'étude. Toutefois, Philander (1985) montre que le signal de l'Oscillation Australe n'est pas cyclique mais varie de 2 à 10 ans, et les recherches menées sur une période d'étude plus longue (plus de 30 ans) prouvent que les phases d'alternance ENSO/anti-ENSO n'ont aucun caractère périodique : seule existe une persistance moyenne de 12 à 18 mois (Garnier, 1988). Dans cet ordre d'idées, rappelons que T.P. Barnett (1978) a avancé que les petits événements chauds pourraient avoir lieu tous les 2 ou 3 ans, tandis que les événements importants (type 1972) seraient décennaux. De plus ici, un élément est essentiel : le cycle sur cinq ans dans le Pacifique, même s'il semble être celui des ENSO, ne peut être généralisé, d'une part parce que seulement quinze années sont étudiées et d'autre part parce que les plus importants ENSO de ce siècle sont justement dans cette période (1972 et 1982).

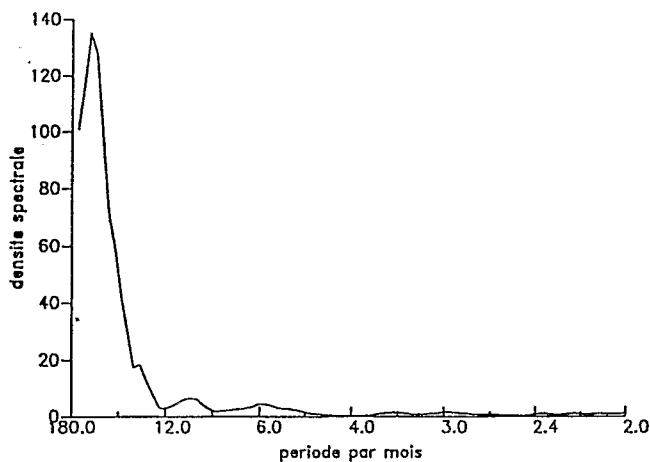


Figure 4a. – **ANALYSE SPECTRALE DE L'INDICE PEE AU PAS DE TEMPS MENSUEL (1970-1984) : avec les champs d'anomalies.**

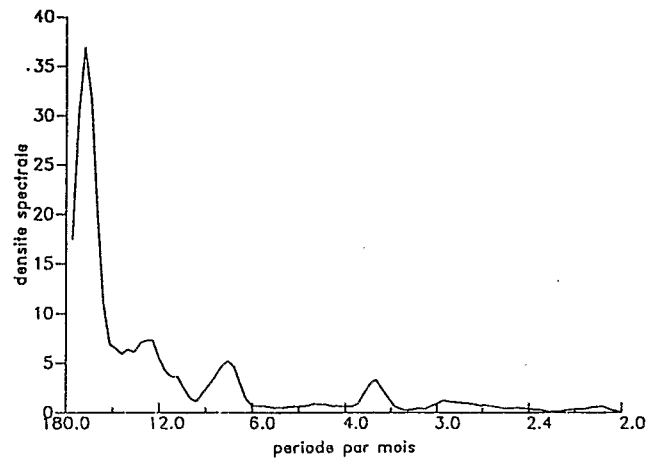


Figure 4b. – **IDEM POUR L'INDICE ASE.**

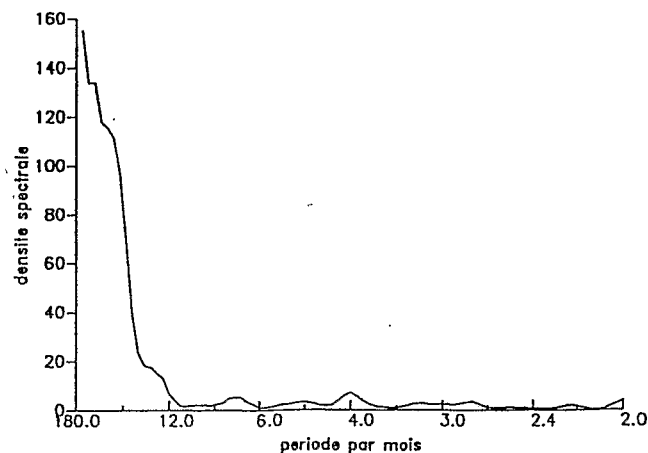


Figure 4c. – **IDEM POUR L'INDICE PCE.**

3.0 CONNEXIONS SPATIALES INTER-OCÉANIQUES

On utilise pour cela les indices spatiaux définis auparavant, CPA1 et également l'indice atmosphérique d'Oscillation Australe SOI (Southern Oscillation Index) définis par Parker (1983). L'examen des matrices des coefficients de corrélation entre ces indices conforte les résultats antérieurs, comme l'indique le tableau 1 qui résume l'essentiel des résultats significatifs au seuil de 99 % ($P=0,01$). La cohérence des TSO du Pacifique équatorial (est et central) apparaît nettement ($r=0,70$ soit 49 % de variance expliquée). L'indice SOI est très fortement corrélé négativement avec CPA1 : ainsi, lorsque les pressions sont anormalement basses à l'est, les températures de surface associées sont anormalement hautes. Ces corrélations négatives augmentent même avec un décalage de un et deux mois sur SOI (celui-ci précédant CPA1). Cependant Wright (1985) rappelle qu'aucun facteur ne peut être identifié comme *la cause* des fluctuations et du début des événements chauds même si certains facteurs sont dominants en certaines occasions.

Les corrélations entre les indices PEE et PCE et l'indice SOI sont également très significatives ($-0,51$ et $-0,60$), et cela jusqu'à un décalage de deux mois (les indices spatiaux sont antérieurs à SOI). Elles confirment les liens importants qui unissent les champs thermiques de surface océaniques et l'indice atmosphérique SOI. Même si le décalage reste peu important, ces deux cas sont les seuls où l'analyse de corrélation pourrait confirmer que les variations de pressions ne précèdent pas les variations des TSO.

Le coefficient de corrélation de 0,80 entre CPA1 et l'indice IE montre que l'océan Indien (plus particulièrement la région équatoriale) est sensible aux réchauffements de type ENSO. Il est donc aussi normal de trouver un coefficient de corrélation négatif significatif ($-0,50$) qui lie les indices IE et SOI. Cette valeur persiste jusqu'à un décalage de deux mois sur SOI, qui précède donc les TSO (la valeur reste même significative à 99 % jusqu'à six mois de décalage en raison de la forte inertie thermique de l'océan). Sans déterminer la grandeur du décalage chronologique, Blazejewski et al. (1986) grâce aux TSO et aux vents de surface ont de même montré que le développement d'anomalies sur l'océan Indien est postérieur au développement d'anomalies sur l'océan Pacifique.

L'océan Indien ouest (indice IW) a par contre une corrélation moins importante avec l'indice SOI mais démontre que tout le bassin réagit de manière cohérente (corrélations également négatives). Blazejewski et al. (1986) et Hastenrath (1988) montrent que les variations des TSO dans l'océan Indien (et aussi dans l'océan Atlantique) interviennent après celles du Pacifique. En effectuant des corrélations où l'indice SOI précède les indices de l'océan Indien, on obtient des coefficients de corrélation négatifs importants (entre $-0,44$ et $-0,51$) qui confirment que les TSO de l'océan Indien ne jouent pas un rôle important dans le forçage de l'oscillation Australe.

Les plus fortes corrélations sont donc synchrones ou alors faiblement décalées dans le temps et confirment que les pressions se modifient légèrement avant les TSO.

mois	postérieur à SOI de				SOI	antérieur à SOI de		
	6	4	2	1		1	2	4
IE	-0,36	-0,44	-0,52	-0,51	-0,50	-0,45	-0,41	.
PEE	.	.	-0,35	-0,45	-0,51	-0,51	-0,50	-0,47
PCE	.	-0,30	-0,44	-0,56	-0,60	-0,62	-0,61	-0,52
CPA1	.	-0,54	-0,61	-0,62	-0,60	-0,56	-0,50	.

Tableau 1. – TABLEAU DE CORRÉLATIONS INTER-INDICES.

3.1 Les analyses composites

Pour mieux cerner les liens entre TSO et l'indice d'Oscillation Australe SOI, des analyses composites ont été réalisées. Cela revient à faire un découpage discontinu des processus temporels. La mise au point d'une telle analyse demande la sélection de deux échantillons spécifiques (constitués de moyennes) issus d'une période de temps (plusieurs années par exemple) à un moment précis de l'année (un mois par exemple). Ces deux échantillons caractérisent deux situations climatiques extrêmes et différentes pour un critère spécifique (ici les TSO). On observe les années type ENSO (années chaudes) 1972, 1976 et 1982 et des années type anti-ENSO (années froides) 1970, 1973 et 1975.

Le réchauffement de l'océan Indien au cours d'un événement chaud a été démontré pour la période 1954-1976 par Wu et Hastenrath (1986), Géry-Frioud (1988) et Fontaine (1989). Toutefois, Folland et al. (1986) présentent un modèle global lors d'un événement chaud. Pour ces derniers, l'océan Indien, l'Atlantique sud et le Pacifique sud-est subissent un important réchauffement alors que l'Atlantique nord et le Pacifique nord se refroidissent. Ils ajoutent que cette répartition correspond à des années très sèches au Sahel.

3.1.1 Situation ENSO (fig. 5a, 5b, 5c)

Le tableau 2a récapitule les situations dans l'océan Atlantique nord (ATN), l'océan Atlantique équatorial sauf le golfe de Guinée (ATE), l'océan Atlantique sud (ATS), l'océan Indien (OI) et l'océan Pacifique est (PAE). L'analyse de la composante ENSO montre que l'ensemble des côtes sud-américaines entre 5°S et 40°S et les mois de janvier/mars (fig. 5a) est beaucoup plus chaud que la normale surtout au niveau de 20°S, que le reste des TSO du Pacifique sud sont proches des normales mensuelles que le Pacifique nord-est subit un refroidissement.

Les mois de mai, juin et surtout août (fig. 5b) marque un renforcement du réchauffement dans l'est du Pacifique de même que dans la zone équatoriale. Le réchauffement maximal s'observe au niveau du Pérou, entre l'équateur et 15°S. L'océan Atlantique reste toujours plus froid que la normale au large de l'Afrique nord-ouest mais également dans le sud-ouest (25°S/25°W). L'océan Indien montre une opposition de phases : chaud à l'ouest de 85°E et froid à l'est même si les anomalies positives restent plus accentuées. La fin de l'année, entre octobre/décembre (fig. 5c), apporte peu de modifications dans le Pacifique mais par contre les changements dans l'Atlantique et l'océan Indien sont importants : l'Atlantique sud se réchauffe entre 15°W et les côtes africaines avec des maxima situés très au sud entre 20°S et 35°S. L'océan Atlantique est donc maintenant en opposition de phases nord/sud. L'opposition ouest/est visible depuis mai dans l'océan Indien a disparu et les TSO sont maintenant partout plus chaudes que la normale (les maxima se concentrent au sud-ouest de l'Inde, au niveau de l'équateur).

	ATN	ATE	ATS	OI	PAE
FEVRIER	0	0	0	0	.
AVRIL	-	-	-	0	+
JUIN	-	-	-	+	++
AOUT	-	-	-	++	++
OCTOBRE	-	.	+	++	++
DECEMBRE	-	+	+	++	++

0 signifie proche des normales mensuelles,
++ ou -- indiquent la présence d'anomalies de plus ou moins 0,5°C.

Tableau 2a. – **TABLEAU RÉCAPITULATIF DE LA COMPOSANTE ENSO.**

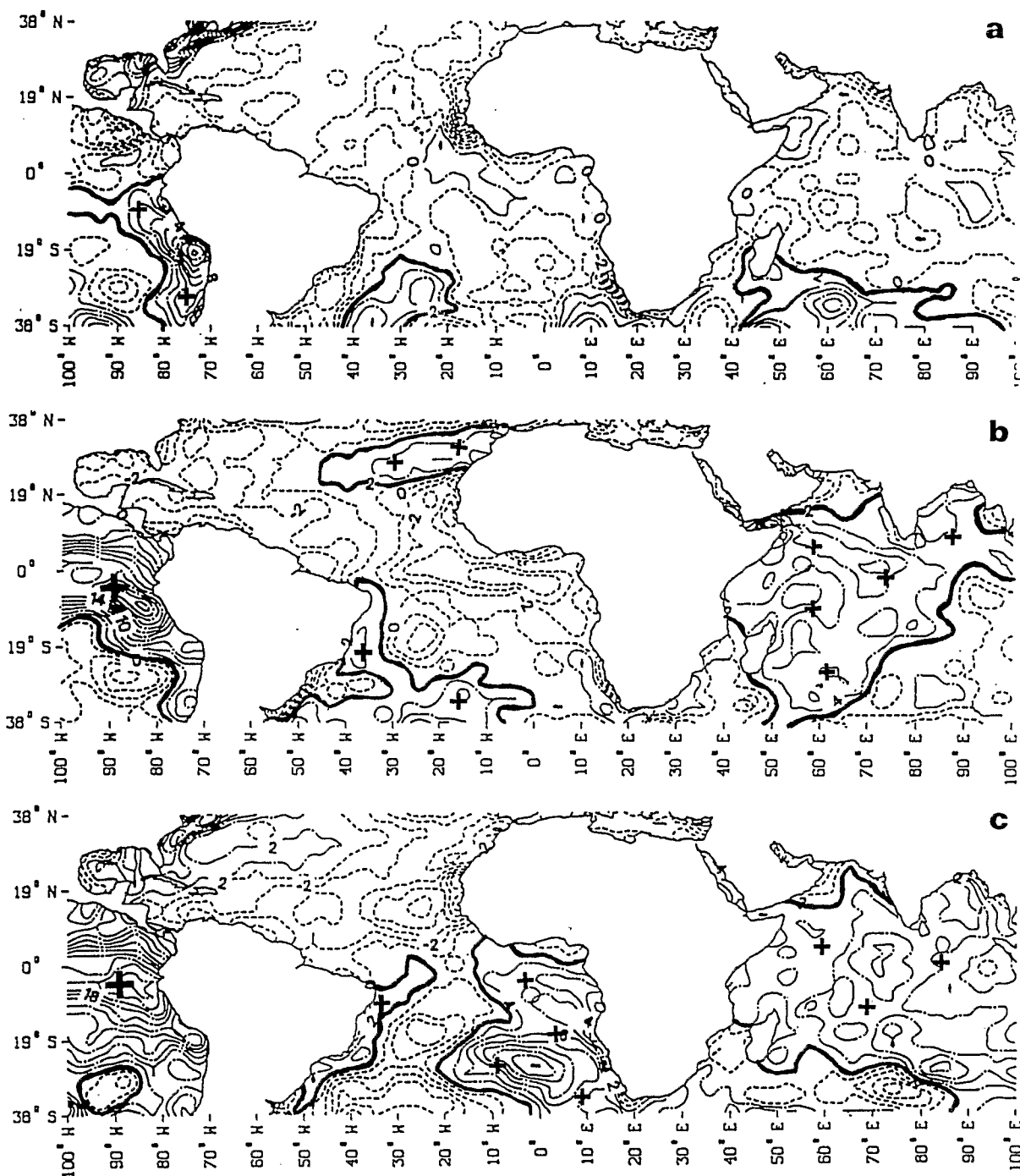


Figure 5. – **CHAMPS COMPOSITES DES TSO SUR LES OCÉANS SELON L'ENSO (ANNÉES 1972, 1976 ET 1982) : exemples des champs mensuels de a) février, b) août et c) décembre en composite « ENSO » (intervalle des isothermes : 2°C).**

3.1.2 Situation anti-ENSO (fig. 6a, 6b, 6c).

Le tableau 2b permet de suivre l'évolution de l'Atlantique parallèlement à celle de l'océan Indien (où OIW désigne l'océan Indien ouest et OIE l'océan Indien est). L'analyse de la composante anti-ENSO montre que le Pacifique oriental observe son plus fort refroidissement en avril. En juin, cette aire froide gagne vers l'ouest et dès les mois de juillet et août (fig. 6b), le Pacifique sud-est montre une très forte cohérence spatiale puisque toutes les anomalies sont inférieures à $-0,5^{\circ}\text{C}$. Les minima (mis à part ceux de la zone équatoriale) ne sont plus côtiers mais situés entre les longitudes 80°W et 90°W . Septembre et octobre modifient cette situation car, même si le Pacifique oriental et central restent beaucoup plus froids que la normale, ce sont à nouveau les côtes péruviennes qui ont les TSO les plus froides. Parallèlement à cela, il y a persistance d'anomalies froides dans l'Atlantique nord tout au long de l'année. Le mois d'août joue un rôle primordial puisqu'il marque la limite entre la situation de début d'année et celle de fin d'année sur l'océan Indien (tableau 2b). Un fort refroidissement est observé dès octobre qui persiste plusieurs mois ensuite (jusqu'en mai/juin de l'année qui suit). Ces résultats confirment en les complétant les conclusions de Wright (1985) qui notait ce refroidissement sans préciser la chronologie. Ils coïncident également avec ceux d'Hastenrath et al. (1986) et de Fontaine (1989), mais alors que celui-ci trouve l'océan Indien presque entièrement en phase chaude dès avril, nous aboutissons à un réchauffement plus tardif, en août. Dès octobre, le modèle des aires décrit par Folland et al. (1986) est vérifié (TSO positives : océan Indien, Atlantique sud, Pacifique sud-est ; TSO négatives : Atlantique Nord et Pacifique Nord). De plus, des TSO plus froides que la normale dans l'océan Atlantique nord tropical peuvent s'observer aussi bien en année de type ENSO qu'en année de type anti-ENSO. Les TSO de l'océan Indien se réchauffent ainsi fortement dès juin/juillet lors d'une année ENSO et elles se refroidissent à partir de la même période lors d'une année anti-ENSO. Cette situation se retrouve avec les TSO de l'océan Atlantique sud sauf qu'il n'y a pas la même intensité et que ce n'est qu'à partir de septembre/octobre qu'on peut l'observer.

	ATN	ATE	ATS	OIW	OIE
FEVRIER	-	+	+	++	.
AVRIL	-	+	+	++	.
JUIN	-	-	+	-	-
AOUT	-	0	0	0	0
OCTOBRE	-	+	-	-	-
DECEMBRE	-	-	-	--	--
FEVRIER *	-	0	0	-	-

* il s'agit du mois de février de l'année suivante

Tableau 2b. – **TABLEAU RÉCAPITULATIF DE LA COMPOSANTE ANTI-ENSO : ANNÉES 1970, 1973 ET 1975.**

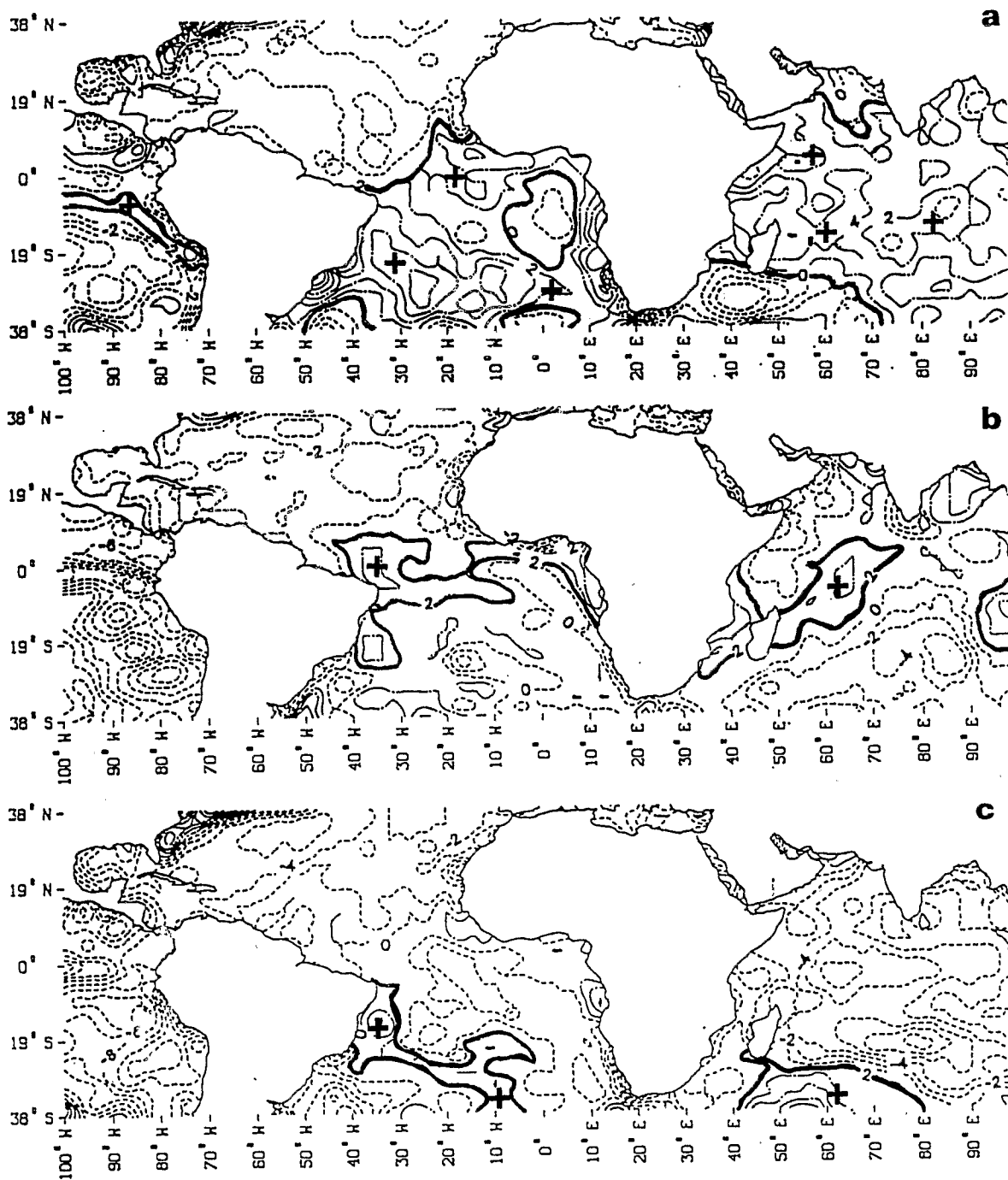


Figure 6. – **CHAMPS COMPOSITES DES TSO SUR LES OCÉANS SELON L'ANTI-ENSO (ANNÉES 1970, 1973 ET 1975) : exemples des champs mensuels de a) février, b) août et c) décembre en composite « anti-ENSO ».**

4.0 CONCLUSION

L'analyse globale des anomalies des TSO mensuelles est donc riche en enseignements et permet, outre l'observation de phénomènes maintenant mieux connus tels les réchauffements de type El Nino, de dégager des « ensembles homogènes », c'est-à-dire en fait des aires océaniques qui interagissent de façon cohérente dans le temps et dans l'espace. Ainsi, des téléconnexions globales lient d'une part l'océan Pacifique et l'océan Indien et d'autre part l'océan Pacifique et l'océan Atlantique. Lors d'un événement chaud de type ENSO, non seulement l'est du Pacifique se réchauffe mais également l'océan Indien et l'océan Atlantique sud. Parallèlement à cela, les zones boréales de l'océan Pacifique et de l'océan Atlantique se refroidissent. Ces analyses montrent que l'utilisation d'un pas de temps mensuel dans l'étude des TSO est la meilleure solution pour apprécier les anomalies climatiques importantes, elles marquent le rôle de l'été de l'hémisphère nord qui semble amener les premières anomalies décelables des TSO lors d'événements particuliers (Anderson, 1984 et de Wright, 1986).

Un prochain article se proposera de cerner la situation des champs thermiques de surface des océans Indien et Atlantique par rapport à la pluviométrie de la zone sahélienne en s'aidant en partie de ces premiers résultats.

REMERCIEMENTS

Tous mes remerciements à D. Reverdin pour m'avoir permis d'utiliser le fichier SST, B. Fontaine pour la conduite du mémoire de recherche dont cet article est extrait (cf. bibliographie) et D. Cadet pour les critiques judicieuses formulées lors de la première lecture du manuscrit.

RÉSUMÉ

Conjuguée à la définition d'indices spatiaux, l'analyse statistique des champs globaux de Températures de Surface Océanique (TSO) moyennes mensuelles et des champs d'anomalies associés sur le domaine 40°N/40°S et pour la période 1970-1984 permet de bien documenter les variabilités spatiales et temporelles à différentes échelles et sur différentes aires océaniques.

Le but de cet article est surtout d'exposer les données utilisées et les résultats les plus généraux puisqu'une prochaine publication s'appliquera à analyser plus précisément certaines connexions (avec la pluviométrie ouest africaine par exemple). Toutefois, à partir d'analyses composites calculées en fonction des résultats des ACP, il est déjà possible d'établir que le principal mode de variabilité des basses latitudes, c'est-à-dire le phénomène ENSO (réchauffement du Pacifique est et central), semble s'accompagner d'un schéma planétaire moyen dans la répartition des champs thermiques de surface. Ainsi, tandis que l'océan Pacifique oriental et central de même que l'océan Indien se réchauffent, les océans Pacifique et Atlantique boréaux se refroidissent.

MOTS-CLÉS

Océan Mondial, Températures de Surface Océanique, variabilité climatique, téléconnexions, Oscillation Australe, ACP et indices spatiaux.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON S.L.T., 1984. – « The Oceanic general Circulation and its interaction with the Atmosphere » 305-336
Chap. 11 de « Large Scale Dynamical Processes in the Atmosphere », dirigé par HOSKINS B., PEARCE R.
- BAH A., 1987. – « Towards the prediction of Sahelian rainfall from sea surface temperatures in the Gulf of Guinea ». *Tellus* 39A, 39-48.
- BARNETT T.P., 1978. – « The Role of the Oceans in the Globale Climate System ». *Climatic Change*, J. Gribbin, Technical note n° 79, World Meteorological Organization, pp. 157-176.
- BARNETT T.P., 1984. – « Long-Term Trends in Surface Temperature over the Oceans ». *Mon. Wea. Rev.*, 112 303-312.

- BELTRANDO G., 1990. – « Variabilité interannuelle des précipitations en Afrique orientale (Kénya-Ouganda-Tanzanie) et relations avec la dynamique de l'Afrique ». Thèse d'université, Grenoble, 223 pages.
- BIGOT S., 1990. – « Les champs thermiques de surface de l'océan Mondial (40°N/40°S) : cycles saisonniers, variabilité et téléconnexions ». Maîtrise de climatologie tropicale de l'Université de Dijon, URA 909, texte + figures : 95 pages.
- BLAZEJEWSKI H., CADET D.L., MARSAL O., 1986. – « Low-Frequency Sea Surface Temperature and Wind Variations over the Indian and Pacific Oceans ». *J. Phys. Res.*, 91 C4 5129-5132, 15 avril 1986.
- CADET D., 1985. – « The Southern Oscillation over the Indian Ocean ». *J. Clim.*, 1985.
- FOLLAND C.K., T.N. PALMER et PARKER D.E., 1986. – « Sahel Rainfall and Worldwide Sea Temperatures ». 1901-85, *Nature*, volume 320, pp. 602-607.
- FONTAINE B., 1989. – « Les moussons pluvieuses dans l'espace africano-asiatique : Afrique occidentale et Inde ». Thèse d'Etat, Université de Bourgogne.
- GARNIER R., 1988. – « L'Oscillation Australe et les grandes anomalies climatiques ». « Climats et climatologie ». pp. 205-218. Volume d'hommage au Professeur Pagney, Dijon.
- GERY-FRIOUD F., 1988. – « Les champs moyens de surface sur l'océan Indien et leurs couplages avec les variations pluviométriques sur le subcontinent indien et l'Oscillation Australe. » Maîtrise, Dijon, 125 p., 60 ill.
- GUILLOT B., CITEAU J., 1985. – « Position en latitude de la ZCIT à 28° ouest et température de surface de l'océan. » Colloque sur les Recherches françaises en Météorologie et Télédétection sur le continent africain, 18-20 juin, Polytechnique, Palaiseau, France.
- HASTENRATH S., 1984. – « Interannual Variability and Annual Cycle : Mechanisms of Circulation and Climate in the Tropical Atlantic Sector ». *Mon. Wea. Rev.*, 112 1097-1107.
- HASTENRATH S., 1988. – « Climate and circulation of the tropics ». Atmospheric Sciences Library.
- HASTENRATH S., CARLOS DE CASTRO L., 1986. – « The Southern Oscillation in the tropical Atlantic Sector ». Soumis à *Mon. Wea. Rev.*, juin 1986.
- HASTENRATH S., LAMB P.J., 1980. – « Climatic Atlas of the Indian Ocean : Part I : Surface Climate and Atmospheric Circulation ; Part II : The Oceanic Heat Budget ». 2 vol. 98 + 93 p. Univ. Wiscon. Press.
- JANICOT S., 1989. – « Variabilité des précipitations en Afrique de l'ouest et circulation quasi-stationnaire durant une phase de transition climatique ». Thèse de doctorat de l'université Paris 6, deuxième partie, 166 pages.
- JOUSSAUME S., SADOURNY R., VIGNAL C., 1985. – « Origin of precipitating water in a Numerical Simulation of the July Climate ». Soumis à *Ocean Air Inte.*, juillet 1985.
- LOUGH J.M., 1986. – « Tropical Atlantic Sea Surface Temperature and Rainfall Variations in Subsaharan Africa. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 561-570.
- NICHOLLS N., 1985. – « The Southern Oscillation and Indonesian Sea Surface Temperature ». *Mon. Wea. Rev.*, 112, 42-43.
- NICHOLSON S.E., ENTAKHABI D., 1987. – « Rainfall Variability in Equatorial and Southern Africa : relationship with Sea Surface Temperature along the Southwest Coast of Africa ». *J. Climate Appl. Meteor.* 26, 561-579.
- PALMER T.N., 1985. – « The influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall ». Preprint soumis à *Nature* en 1985.
- PARKER D.E., 1983. – « Documentation of a Southern Oscillation index ». *Met. Mag.* 112 184-1983.
- PHILANDER S.G.H., 1985. – « El Nino and La Nina ». *J. Atmos. Sci.*, 42, 2652-2662.
- PIEDELIEVRE J.P., DEQUE M., SERVAIN J., 1986. – « Etudes statistiques des téléconnexions entre l'Atlantique intertropical et la circulation atmosphérique des latitudes tempérées de l'hémisphère nord ». Notes de travail de l'Etablissement et de Recherches Météorologiques, n° 157.
- RASMUSSEN E.M., CARPENTER T.H., 1982. – « Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation / El Nino ». *Mon. Wea. Rev.*, 110 354-383.
- RASMUSSEN E.M., HALL J.M., 1984. – « L'important réchauffement du Pacifique de 1982/1983 ». *Bulletin de l'OMM* 334-340.
- RASMUSSEN E.M., REYNOLDS R.W., ARKIN P.A., 1984. – « 1982-83 ENSO Episode Revisited ». *Trop. Ocea. Atmo. news.* nov. 1984 5-6.
- REYNOLDS R.W., 1988. – « A Real-Time Sea Surface Temperature Analysis ». *J. of Clim.*, pp. 75-86.

- SERVAIN J., PICAUT J., BUSALACCHI A.J., 1985. – « Interannual and seasonal variability of the Tropical Atlantic Ocean depicted by sixteen years of sea surface temperature and wind stress. » Coupled Ocean – Atmosphere models. Elseviers Science publishers, pp. 211-237 Amsterdam 1985.
- WRIGHT P.B., 1985. – « The Southern Oscillation: an Ocean-Atmosphere Feedback System? ». Bull. Am. Meteorol. Soc. n° 4, 66 398-412 avril 1985.
- WU M.C., HASTENRATH S., 1986. – « On the Interannual Variability of the Indian Monsoon and the Southern Oscillation ». Arch. Met. Geophys Bioklim. 239-261 1986.

