

N°d'Ordre

**Université Paul Sabatier  
Centre d'Etudes Spatiale  
des Rayonnements  
TOULOUSE**

**ORSTOM  
UR1A:Océan-Atmosphère  
Centre de Recherches  
Océanographiques  
de DAKAR-Thiaroye**

**THESE**

présentée

devant l'**UNIVERSITE PAUL SABATIER DE TOULOUSE  
(SCIENCES)**

en vue de l'obtention

du **DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PAUL SABATIER**

***SPECIALITE:* CLIMATOLOGIE TROPICALE**

par **Jean CITEAU**

***INTITULE:* LES SATELLITES METEOROLOGIQUES , UNE APPROCHE NOUVELLE DE  
LA CONNAISSANCE DU CLIMAT AU SAHEL.**

***DATE DE SOUTENANCE:***

***JURY:***

**Monsieur le Professeur ROSSET  
Monsieur Georges DHONNEUR  
Monsieur Philippe HISARD  
Monsieur le Professeur De FELICE  
Monsieur Jean-Yves GAC**

**Président  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur**

*A mes parents,*

*Macte animo, generose puer*  
*(Chateaubriand)*

*Stare cœli vixit*  
*Sic transit ad astra*

*Je fais avec peine, des vers faciles*  
*(Boileau)*

*La familiarité avec les nuages est aussi longue à acquérir que la familiarité avec le vent qui fait avancer les bateaux. Elle réclame de la patience, une crainte innée des affirmations catégoriques, un certain goût de la contemplation- ce que d'aucuns, dédaigneusement, nomment rêverie, ignorant combien une rêverie peut être active!*  
*(Cours des Glénans)*

## Remerciements

Sans préséance aucune et en toute sincérité, ce travail n'eût point été possible sans un certain nombre d'aides multiples, de collaborations diverses, que j'ai l'agréable devoir de saluer ici. Cette gratitude s'adresse particulièrement:

A Monsieur le professeur Védrenne de l'Université Paul Sabatier, directeur du CESR (Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements), qui m'a fait confiance en m'accueillant dans son laboratoire et a permis ce travail de thèse.

A Monsieur le professeur De Félice de l'Université de Créteil, responsable d'un groupe de recherches au LMD, qui m'a fait l'honneur de diriger cette thèse en climatologie tropicale. Je lui dois les compléments, références et conseils nécessaires dans un domaine sortant des compétences habituelles d'un océanographe de l'ORSTOM. Pour m'avoir transmis un certain sens de la précision, de la rigueur, pour ses encouragements et la qualité d'un accueil, plus courant en Afrique, je lui dois une sincère reconnaissance.

A Monsieur le professeur Rosset du laboratoire d'Aérodynamique, à l'Université Paul Sabatier, qui s'est intéressé à mon travail et me fait l'honneur de présider le jury de soutenance.

A Monsieur Georges Dhonneur, Ingénieur Général de la Météorologie Nationale, Chef du Service de la Communication, mais également, pour nombre de chercheurs, un des pionniers de la météorologie tropicale au Bureau d'Etudes de l'ASECNA à Dakar. Certains des concepts qu'il a avancés, ont été pour moi autant de directions de recherche. De son contact chaleureux en diverses occasions, je le remercie. L'avoir pour rapporteur de ce travail, constitue pour moi une référence et un honneur.

A Lucien Finaud, Ingénieur Divisionnaire des Travaux de la Météorologie Nationale et membre en son temps, de l'équipe de Georges Dhonneur au Bureau d'Etudes de l'ASECNA à Dakar: co-auteur d'une contribution à ce mémoire, il m'a permis d'accéder à une partie de son expérience en météorologie tropicale. Il retrouvera ici, certaines de ses idées sur la position relative des anticyclones subtropicaux. Interlocuteur efficace et patient à chacune de mes visites à l'ASECNA, puis à Météo-France, je lui dois de m'avoir introduit auprès du professeur De Félice, ainsi que d'autres spécialistes à Météo-France et au Centre Européen. Je suis à plus d'un titre, son obligé.

A Monsieur Vassal, son successeur à l'ASECNA au Sénégal, qui a apporté son soutien aux expériences de l'ORSTOM. Je lui dois entre autres, une aide précieuse pour l'accès aux données de radiosondages en Afrique de l'Ouest, la

validation de différentes formulations de l'humidité, la consultation de différents ouvrages de la bibliothèque de l'ASECNA et la critique de manuscrits.

Une idée, même pertinente, n'est rien sans la capacité de la réaliser. Sans complaisance et de façon fort légitime, je dois celle-ci à la direction de l'ORSTOM. Ce mémoire est en effet, le prolongement d'un projet CEE "d'Etude de la Variabilité des Climats..." Le volet "Télé-détection" de cette étude fût poursuivi par l'ORSTOM, en toute indépendance d'avis, réservés à cette époque sur son opportunité...

UTIS (Unité de Traitement d'Images Satellitaires), réalisation commune de l'ORSTOM et de l'ISRA (Institut Sénégalais de Recherches Agricoles) au Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye, devait accueillir cette étude. Redevable de la confiance accordée par les fondateurs d'UTIS, qui étaient à cette époque François Jarrige, Chef du Département TOA de l'ORSTOM, Moctar Touré, Directeur Général de l'ISRA et André Fontana, successivement Directeur des Productions Halieutiques de l'ISRA, puis Directeur de l'ORSTOM au Sénégal, je le suis également auprès de leurs successeurs, avec Messieurs Habib Ly, Directeur Général de l'ISRA, Philippe Mathieu, Représentant de l'ORSTOM et Diafara Touré, Directeur du CRODT.

Cette équipe de direction où André Fontana dépensa un dynamisme certain, parvint à l'installation au CRODT/UTIS de la première station de réception Meteosat-PDUS du continent noir. Responsable d'UTIS, un peu isolé cependant de mon UR, je le remercie tout particulièrement de ses encouragements salutaires à poursuivre ce difficile partage pour tout chercheur de l'ORSTOM entre recherche et développement.

Jacques Noel, Chef de la Mission Technique de Télé-détection à l'ORSTOM, donna ensuite à UTIS, d'autres moyens de se développer. Je l'en remercie sincèrement ainsi que de la confiance dont il a crédité notre équipe.

Bernard Guillot, Chef de l'Antenne ORSTOM au CMS de Lannion, a fourni une aide aussi efficace que discrète dans chacune des demandes d'assistance auprès du CMS. Ces qualités se doublent d'une personnalité très chaleureuse; j'ai souvent été et reste encore son obligé.

Au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion, Guy Rochard, Joel Quéré, Pascal Brunel et Marcel Derrien, m'ont apporté un appui efficace, avec simplicité et gentillesse dans des domaines scientifiques (fonction de transfert) ou techniques. Que cette équipe soit ici sincèrement remerciée de son accueil et de sa compétence.

Au CESR, je suis redevable à Madame Le Toan et Monsieur G. Flouzat, responsables de groupes de recherches, de m'avoir prêté quelque attention. Je ne

saurais également quitter ce Centre, sans une reconnaissante pensée pour Madame Delmas, qui a été une interlocutrice d'une constante gentillesse et d'une parfaite efficacité.

J'achèverai cette liste par ceux de mes collègues qui ont aidé et encouragé différentes étapes de ce travail comme:

- Philippe Hisard, Directeur de Recherches de l'ORSTOM, qui, à côté de nombreuses contributions à l'océanographie tropicale et une connaissance encyclopédique de ce milieu, fût aussi l'initiateur d'un travail original sur les relations entre la pluie sur la Basse Côte (littoral ivoiro-ghanéen) et les températures de surface dans le golfe de Guinée. Il ne pouvait donc que m'encourager à la poursuite du présent mémoire, ce dont je le remercie. Il me fait aussi l'honneur d'être rapporteur auprès du jury de soutenance,
- François Jarrige, Directeur de Recherches de l'ORSTOM, lors de ses fréquents déplacements au Sénégal, m'a fait bénéficier de critiques fort utiles,
- Jean Yves Gac, Directeur de Recherches de l'ORSTOM, a été mon interlocuteur et conseiller pour la partie "indicateurs hydrologiques du climat". Il a obligeamment corrigé ce manuscrit à diverses étapes, ce dont je lui sais gré et me fait aussi l'honneur d'être examinateur dans le jury de soutenance,
- Hervé Demarcq, Chargé de Recherches, océanographe biologiste de l'ORSTOM: compagnon des premières heures à UTIS et co-auteur de différentes publications jointes à ce mémoire; entraîné momentanément sur le terrain de l'océanographie physique ou de la climatologie, je le remercie d'y avoir ajouté à une rigueur scientifique, une remarquable efficacité et d'indéniables qualités humaines,
- Jean Pierre Cammas, Gil Mahé, Philippe Goryl et Pierre Rigaudière, VSN ou stagiaires à UTIS, avec qui différents points de parcours et publications communes ont été accomplis, de l'exploitation des analyses du CEPMMT (sur un Mini-6 !), aux positions de l'anticyclone de Sainte-Hélène ou les fonctions de courant: que tous soient ici sincèrement remerciés de leur collaboration.
- à la "Salle des Machines" à présent et sans défaveur pour qui connaît la hiérarchie sur un navire, je remercie très sincèrement André Pesin, Pape Sonko et Pape Diallo, informaticiens à UTIS, pour leur compétence, leur ardeur louable sur la chaîne d'acquisition Meteosat, pour la mise en formes d'analyses du CEPMMT, les aides multiples et obscures accomplies quotidiennement pour la réussite d'UTIS...

Qu'ils trouvent tous ici, témoignage de ma sincère et profonde gratitude.

\*\*\*\*\*

**LES SATELLITES METEOROLOGIQUES,  
UNE APPROCHE NOUVELLE DE LA CONNAISSANCE DU CLIMAT AU SAHEL.**

*SOMMAIRE:*

<b>Remerciements</b>	<i>page 1</i>
<b>Préface et Objectifs</b>	6
<b>Résumé</b>	8
<b>Abstract</b>	11
<b>Introduction</b>	14
<b>I- La sécheresse sahélienne: diversité de son évaluation</b>	16
<b>II- Variabilité du climat sahélien: état des connaissances</b>	29
<b>III- Intérêt de l'information satellitaire pour la détermination de quelques paramètres du climat</b>	33
<i>a) Température de surface de l'océan</i>	34
<i>b) Détermination de la Position de la Zone Intertropicale de Convergence</i>	39
<i>c) Localisation des centres anticycloniques subtropicaux</i>	42
<b>IV- Analyse de deux paramètres importants de la variabilité du climat de l'Afrique de l'Ouest:</b>	47
<i>a) Positions de la Zone de Convergence en Atlantique tropical</i>	47
<i>b) Intensité des "Upwellings" du golfe de Guinée</i>	53
<b>V- Disponibilité de la Vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest</b>	58
<i>a) variabilité de la vapeur d'eau au-dessus de l'océan</i>	58
<i>b) variabilité de la vapeur d'eau au-dessus des régions sahéliennes</i>	63
<i>c) facteur advectif</i>	65

<b>VI- Exploitation du canal Vapeur d'Eau de Meteosat et comparaison avec les analyses du CEPMMT</b>	<b>72</b>
<i>a) localisation et suivi du minimum de vapeur d'eau déduit des images Meteosat-WV</i>	<i>72</i>
<i>b) minimum de vapeur d'eau déduit des analyses du CEPMMT</i>	<i>76</i>
<b>VII- Analyse de la position de l'anticyclone de Sainte-Hélène</b>	<b>78</b>
<i>a) relation avec la température de surface de l'océan</i>	<i>78</i>
<i>b) relation avec la position de la ZITC</i>	<i>80</i>
<b>VIII- Analyse de la circulation en altitude</b>	<b>82</b>
<b>IX- Conclusions</b>	<b>91</b>
<b>X-Bibliographie</b>	<b>97</b>
<b>XI- Table des Matières</b>	<b>104</b>
<i>a) Liste des chapitres</i>	<i>104</i>
<i>b) Liste des Articles produits en rapport avec le mémoire</i>	<i>105</i>
<i>c) Liste des illustrations</i>	<i>106</i>

## Préface et Objectifs

La prédominance des situations de sécheresse qui affectent depuis plusieurs décennies l'Afrique de l'Ouest a reçu une audience suffisamment large pour qu'il soit inutile de la rapporter à nouveau. Tout au plus peut-on souligner le caractère aggravant de cette péjoration du climat pour des pays à l'indépendance récente (années 1960) et dont l'économie le plus souvent fondée sur des ressources renouvelables agricoles ou halieutiques, était et demeure encore peu diversifiée.

Cette vulnérabilité aux aléas climatiques s'étudie aujourd'hui à l'échelle globale. De nombreux programmes de recherche, fédérés sous le thème "*Global Change*", tentent d'en comprendre les causes, les mécanismes et de prévoir à moyen terme les tendances du climat, à l'analyse des résultats que fournissent les modèles climatiques globaux.

Le souci d'apporter une contribution originale ou simplement utile sur un thème aussi largement étudié, ne pouvait naturellement se concevoir qu'à partir d'une approche analytique différente fondée sur une technologie moderne et des données plus récentes...

En s'appuyant sur les observations satellitaires couvrant les deux dernières décennies, la présente étude se propose d'évaluer la pertinence et la crédibilité de quelques paramètres climatiques aisément accessibles par télédétection et susceptibles d'apporter un éclairage nouveau pour la compréhension du climat des régions sahéliennes.

La majeure partie des études actuelles sur la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest procède essentiellement d'une démarche diagnostique fondée sur l'exploitation de données fiables, issues de réseaux de mesures classiques, ou plus récemment d'analyses produites par les modèles.

L'utilisation de données satellitaires y reste marginale, les paramètres qu'elles sont censées révéler étant souvent jugés encore imprécis. La lenteur à accepter et concevoir les nouveaux modes de pensée que la télédétection suggère a eu pour conséquence d'en minorer l'exploitation.

Plus de trente années après le lancement du satellite Tiros-1 (1/4/1960) et quinze ans après celui de Meteosat-1 (automne 1977), il nous a paru utile d'entreprendre en ce sens, la valorisation d'archives (films et photos) de cette série

de satellites de la NOAA, que le temps a commencé à dégrader et dont l'exploitation se révèle parfois ingrate. Les années plus récentes ont été couvertes grâce aux données du satellite Meteosat.

Cette base d'informations intéressant la région intertropicale a été complétée en faisant usage d'une part, des observations classiques de surface (messages-ships, atlas océanographiques) et d'altitude (radiosondages) et d'autre part, des analyses produites par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT).

De cet ensemble, nous avons répertorié, extrait et analysé quelques paramètres caractéristiques de l'océan et de l'atmosphère. La compréhension des anomalies du climat de l'Afrique de l'Ouest en est facilitée.

---

## Résumé

L'étude des anomalies du climat sahélien au cours des deux dernières décennies a été réalisée à partir de l'exploitation de données satellitaires et d'analyses du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT).

La nécessité de classer, de valider et de quantifier les apports pluviométriques est argumentée par la comparaison de différents indicateurs: l'index de Lamb (universellement employé dans ce type d'étude), les écoulements des grands fleuves sahéliens (le Sénégal et le Niger) et la chronique séculaire de la salinité du fleuve Saloum, rivière du Sénégal, fonctionnant dans les conditions climatiques actuelles, comme un "estuaire inverse" (*i.e. au bilan Evaporation-Précipitation >0*).

Globalement, ces différents index qui caractérisent le Sahel ou certaines de ses sous-régions présentent une similitude certaine dans les variations des apports pluviométriques des 50 dernières années. Ils autorisent un classement en épisodes secs ou humides de notre période d'étude.

A une échelle plus restreinte cependant, des différences apparaissent entre la pluviométrie qui a intéressé le Sénégal et celle de régions situées plus à l'Est (Mali et Niger).

Un rappel succinct des connaissances permet d'identifier les différents paramètres qui se sont avérés utiles à la compréhension du climat de ces régions.

Une méthodologie nouvelle et simple permettant d'en extraire certains à partir de données satellitaires est indiquée; elle est appliquée aux données des satellites des séries NOAA et Meteosat.

Cet ensemble (complété par des informations classiques de surface) permet de suivre, de 1971 à 1989, la migration de la Zone Intertropicale de Convergence (ZITC) et l'évolution de la température de surface de la mer (TSM) ainsi que, de 1983 à 1989, la position des anticyclones subtropicaux atlantiques.

Leur analyse aboutit aux enseignements suivants:

a) La latitude de la ZITC, suivie au-dessus de l'océan Atlantique (28°W), ne révèle pas de différences significatives au maximum de l'hivernage (saison des

pluies) des pays sahéliens, que l'année soit humide ou sèche (sur le continent, il est admis que les positions les plus au nord coïncident avec les hivernages pluvieux).

A 28°W, les seules différences notables (entre hivernages de type différent) s'observent davantage durant la période de mars à mai, soit un à deux mois avant l'installation de la saison des pluies au Sahel.

Le parallélisme observé entre une chronique de positions de la ZITC en océan Indien (60°E) et en océan Atlantique, suggère l'existence de phénomènes à grande échelle.

b) Une évolution parallèle entre l'intensité de l'upwelling équatorial (lié à l'intensification des alizés de Sud-Est) et celle de la pluviométrie sahélienne s'observe en général sur la période des années soixante-dix. Ce parallélisme est nettement moins apparent pour les années quatre-vingts.

La prise en compte des différents mécanismes générateurs de l'upwelling équatorial fournit une interprétation possible de ce désaccord.

De même, la diminution régulière de l'intensité du refroidissement équatorial (environ 1°C sur les vingt dernières années), témoignage éventuel d'un réchauffement global, remet en question le choix d'une référence.

c) En faisant l'hypothèse que l'Atlantique Sud est la principale source d'humidité alimentant la mousson africaine, l'étude des flux de vapeur d'eau a été entreprise à l'aide des analyses du Centre Européen.

Cette exploitation, si elle confirme certains résultats connus, aboutit à des propositions inédites:

- les anomalies de vapeur d'eau dans le flux de mousson océanique ne sont pas corrélées avec les anomalies du contenu total en vapeur d'eau au-dessus des régions continentales sahéliennes,

- globalement les précipitations excédentaires au Sahel correspondent à une anomalie positive du contenu en vapeur d'eau dans ces régions entre 1000 et 300hPa.

- le cas de l'année 1984, déficitaire malgré une anomalie positive de vapeur d'eau, montre le caractère nécessaire mais non suffisant de ce paramètre.

- le calcul du flux de vapeur d'eau sur la période 1980-1989, dans une région située au vent de la mousson (façade maritime de la Guinée-Conakry), montre que la composante méridienne présente une variabilité beaucoup plus faible que celle de

la composante zonale; d'une manière générale, l'importance de cette dernière est, semble-t-il déterminante pour le bilan pluviométrique de l'hivernage.

d) Les analyses du Centre Européen (1980-1989) au niveau 500hPa, ainsi que l'exploitation du canal Vapeur d'Eau de Meteosat (1983-1989) suggèrent que la zone de subsidence (ou celle du minimum de vapeur d'eau) associée à l'anticyclone de Sainte-Hélène occupe une position plus orientale en hivernage sahélien pluvieux et plus occidentale dans le cas opposé.

L'interprétation proposée en est le renforcement de l'anticyclone de Sainte-Hélène, lorsque celui-ci occupe une position orientale, du fait des eaux froides du courant de Benguela. A l'inverse, une position plus occidentale, amenant cet anticyclone au-dessus d'eaux chaudes d'origine équatoriale, contribuerait à son affaiblissement.

Le gradient de vent associé à ces situations types amène selon le cas un renforcement ou une diminution de la vitesse des alizés de Sud Est et partant, une action similaire sur l'intensité du flux de mousson qui en dérive.

La prise en compte de la position en longitude de l'anticyclone de Sainte-Hélène dans l'analyse de la pluviométrie sahélienne, corrobore de manière cohérente les interprétations déduites de la position en latitude de la ZITC:

- un déplacement vers l'Est de l'anticyclone de Sainte-Hélène a pour effet de déplacer la branche "continentale" de la ZITC vers le nord, situation connue comme très favorable à un bon hivernage,
- inversement un déplacement vers l'Ouest de l'anticyclone a pour conséquence, une migration plus au nord de la branche "océanique" de la ZITC, configuration déjà soulignée comme indifférente à la qualité de la saison des pluies,
- la stabilité d'une position occidentale de l'anticyclone de Sainte-Hélène peut éventuellement expliquer certaines "téléconnexions" comme l'observation de situations de sécheresse sévère à la fois dans les régions du "Nordeste" brésilien (de janvier à avril) et dans les pays sahéliens (de juin à septembre).

L'analyse des vents en altitude laisse présumer la coïncidence entre l'intensification du Jet Tropical d'Est et celle du flux zonal de vapeur d'eau dans les basses couches. Leur liaison en continuité, au sein d'une cellule de Walker; suggère que le renforcement de cette cellule puisse être associé à des hivernages pluvieux. De même, et dans la limite de validité des conditions aux limites choisies, un renforcement relatif de la cellule de Hadley ressort également de la même analyse.

## Abstract

The study of sahelian climate anomalies during the last two decades has been carried out using satellite data and ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) analysis.

The need to classify, validate and quantify rainfall fluctuations in this area is illustrated by the comparison of different indexes: Lamb's index (widely used in climatological studies), the runoff of main sahelian rivers (Senegal and Niger) and the one hundred year's report of the Saloum river's salinity, a senegalese river, operating under current climatic conditions as an "inverse estuary".

Globally, these various indexes which cover-up different sahelian sub-regions, show very similar pluviometric variations during these last fifty years; they enable in our study a classification in dry or wet episodes.

However, on a smaller scale, differences appear in rainfall fluctuations between Senegal and countries located at more eastern longitudes (Mali and Niger).

A quick review of current literacy enables to point out different parameters, which evidenced reliable and useful connections with the climate of these regions.

A simple method using to retrieve these from satellite data is indicated and applied to NOAA and Meteosat data series.

This data set (completed by usual and classical informations at ground or sea level) details the weekly location of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) from 1971 to 1989, the sea surface temperature (SST) in the gulf of Guinea as well as the position of Atlantic subtropical anticyclones from 1983 to 1989.

Their interpretation leads to the following results:

a) The ITCZ latitude, monitored over the Atlantic Ocean (28°W), did not show any significant differences during the rainy season in the sahelian countries, whether the relevant year was predominantly dry or wet (as far as the continent is concerned, it is acknowledged that the more northerly ITCZ positions correspond to the wetter rainy seasons).

Along 28°W, the only noticeable differences, in regard of different (wet or dry) rainy seasons, were observed in the March-May period; that one is one or two months before the setting-in of the rainy season over the Sahel.

The correlation observed between a report of ITCZ positions (60°E) over the Indian Ocean and Atlantic Ocean, suggests the phenomenon to be valid on a large scale.

b) A parallel evolution of the intensity of the equatorial upwelling (linked to the intensification of the southeasterly trade-winds) and that of the sahelian pluviometry can generally be seen in the 1970's. This parallelism is less clear cut in the 1980's.

A reference to the different mechanisms responsible of equatorial upwelling may afford some explanations.

Also, the regular diminution in the intensity of the equatorial cooling (approximately 1°C over the last twenty years), possible evidence of a global warming, has again raised the issue of the choice of a reference.

c) Assuming the south Atlantic ocean to be the principal source of humidity feeding the african monsoon, the study of the water vapour flow has been undertaken using ECMWF analysis.

The data processing, if it confirms certain known results, brings new proposals:

- water vapour anomalies in the oceanic monsoon flow are not correlated with the anomalies in the total water vapour content above sahelian continental regions,

- globally, the excess precipitations in the Sahel correspond to a water vapour positive anomaly in these regions from 1000 to 300hPa,

- the case of 1984, a dry year inspite of a positive anomaly of water vapour, shows the necessary but not sufficient character of this parameter,

- the computation of the water vapour flow over the 1980-1989 period, in a region windward of the monsoon (Guinea-Conakry maritime front), shows the meridional component to be less much variable than the zonal one; generally, the significance of the latter appears to determine the pluviometric balance of the rainy season.

d) the subsidence zone of the Saint-Helena anticyclone or minimum of water vapour evidenced around 500hPa level from the ECMWF analysis (1980-1989), as from Meteosat Water Vapour channel data (1983-1989), has a more eastern position during wetter sahelian rainy seasons and a more western one during drier rainy seasons.

A possible interpretation is the strengthening of the Saint-Helena anticyclone when it has an eastern position, due to the cold waters of the Benguela current. On the other hand, a more western position, that is over the warm waters coming from equatorial region, contributes to an anticyclonic weakening.

The wind gradient, associated with these extreme situations, strengthens or weakens the south easterly trade-winds and consequently the monsoon flow.

Taking into account the longitudinal position of the Saint-Helena anticyclone versus sahelian rainfall fluctuations, corroborates in a coherent manner, the previous analysis of the ITCZ latitudinal position:

- an eastward shift of the Saint-Helena anticyclone causes the continental branch of the ITCZ to be shifted northward, a situation known to be favorable to a wet rainy season,

- on the other hand, a westward shift of the anticyclone causes a more northward shift of the ITCZ "oceanic" branch, a configuration which has already been underlined as having no effect on the quality of the rainy season,

- the permanence over the same year of a western position of the Saint-Helena anticyclone may explain the teleconnections observed between severe drought situations both in the brazilian "Nordeste" (in January-April) and the sahelian countries (in June-September).

The analysis of high level flows leads one to believe the connection between the strengthening of the Tropical East Jet and that of the zonal water vapour flow in the low layers; it suggests the continuity between these flows, within a Walker cell. the strengthening of which, may be associated with wetter rainy seasons.

The computation procedure used here, removes some significance to the relative strengthening of the Hadley cell (in wetter rainy seasons), which appears from the same analysis.

---

## Introduction

Durant la seconde guerre mondiale, soit bien avant l'ère des satellites météorologiques, Fletcher (1945) avait noté la contribution apportée à la connaissance du climat par le développement des lignes aériennes en zone intertropicale:

C'est ainsi par exemple, que l'idée d'une double zone de Convergence fut perçue..."des rapports de vols entre Ceylan et l'Australie, ou entre l'Afrique et l'Amérique du Sud, qui indiquaient à l'équateur, l'existence d'une région de vents d'ouest à une altitude d'environ 3000 pieds, bornée au nord et au sud par deux zones de mauvais temps et de changement rapide du vent"...

Ce nouveau concept eut quelques difficultés à s'imposer et engendra des controverses d'une rare violence (Cf. "Fact or fiction ?" d'Hubert *et al.*, 1969) jusqu'à ce que les premières images de notre planète, transmises par les satellites météorologiques, ne rendent ces querelles désuètes, au profit d'interrogations plus opportunes sur la physique d'un phénomène inconnu à cette époque, des théories de la circulation générale (Hobbs, 1974 et Demin *et al.* 1982).

De ces documents photographiques, la NOAA a constitué des archives exploitables à partir de l'année 1971 (les années antérieures ayant été soumises à une moyenne dommageable à la présente étude).

Il nous a semblé utile d'abord, de mettre en valeur cette source d'informations déjà ancienne et qui constitue la première longue série du genre. Si sa qualité est parfois inégale et son exploitation ingrate, elle n'en renferme pas moins une des signatures (archivées) du climat des vingt dernières années.

Son application systématique à la connaissance du climat de l'Afrique de l'ouest est le sujet du présent mémoire.

Si ce genre d'études révèle tôt ou tard la nécessité d'une analyse des phénomènes climatiques à l'échelle globale, nous avons préféré différer ce choix pour la présente étude, ne fut-ce que pour des questions de coût ou de moyens récurrents.

Ces contraintes nous ont amené à limiter notre domaine géographique à la région intertropicale de l'océan Atlantique et de l'Afrique de l'Ouest (30N-30S, 60W-20E).

Plan du mémoire:

- Analyse succincte de quelques indicateurs de la sécheresse sahélienne.
- Essai de synthèse des connaissances sur le climat des régions sahéliennes.
- Méthodologie d'extraction de paramètres ou d'indicateurs du climat à partir de données de satellites météorologiques.
- Application au suivi de la position de la Zone Intertropicale de Convergence et de la température de surface de l'océan, observée sur les vingt dernières années.
- Analyse de la Variabilité climatique observée sur la période 1980-1989, à partir du flux de vapeur d'eau alimentant la mousson africaine.
- Apport des données du canal Vapeur d'Eau de Meteosat et des analyses du Centre Européen.
- Relation entre la position en longitude de l'anticyclone de Sainte Hélène et les flux alimentant la mousson africaine.
- Liaison entre les circulations de basses couches et d'altitude.
- Synthèse.

## I- La sécheresse sahélienne: diversité de son évaluation

Quelle que soit la région étudiée, la variabilité spatiale des pluies est la difficulté première de tout bilan climatique. Les travaux de Janicot (1985, 1990) ont apporté en ce sens, une précieuse contribution à la définition de différentes unités climatiques en Afrique de l'Ouest et permettent entre autres, de préciser la signification de divers index climatiques qui s'y rapportent.

Notre domaine d'intérêt est la zone sahélienne (de 10°N à 20°N, et à l'Ouest de 20°E).

### *1- Variabilité spatiale:*

En se référant à Janicot (1985, 1990), la région sahélienne se présente comme spatialement homogène, à cette réserve près de l'existence vers l'Ouest d'une discontinuité climatique (peu marquée) entre le Mali et le Sénégal oriental, due à " l'influence océanique, des alizés maritimes et de l'anticyclone des Açores...".

### *2- Variabilité interannuelle:*

La variabilité interannuelle de la pluviométrie peut être appréciée de différentes manières. Ainsi la satisfaction des besoins en eau amène l'agronome à prendre en compte tant la répartition dans le temps et dans l'espace des apports pluviométriques que leur quantité absolue; les hydrologues préfèrent considérer soit de manière globale, le débit des grands fleuves, soit de façon plus locale un sous-ensemble ou "vecteur régional" (Brunet-Moret, 1969; Hiez, 1986).

Dans ce domaine d'évaluation, où la controverse scientifique reste active, l'approche satellitaire fournit un mode d'approche original: exploitant le rayonnement émis dans la bande infra-rouge soit par le sol, soit par le sommet des nuages (calcul du flux "ondes longues" par Arkin, 1979), il est possible d'intégrer dans l'espace et dans le temps les apports pluviométriques d'une région.

Ces méthodes ne sont ici citées que pour mémoire: elles restent encore expérimentales, en attendant l'évaluation plus précise des pluies tropicales que fournira le programme TRMM (Tropical Rain Mapping Mission). Par ailleurs, les séries temporelles fournies par ce mode de mesures restent encore limitées dans le temps pour des études de climatologie...

Faute d'un index pluviométrique universel, nous avons choisi d'en comparer trois auxquels il est fréquemment fait référence: l'index pluviométrique de Lamb et les débits des fleuves Sénégal et Niger; l'étude de la salinité du fleuve Saloum

complète cette étude en raison du caractère particulier du régime de ce fleuve et de sa localisation géographique.

a) L'index de Lamb (1985a) s'appuie sur les données de 20 stations réparties de 11°N à 18°N et de 18°W à 10°E (fig. 1a). Il couvre l'ensemble de la zone sahélienne incluant les stations côtières et celles situées au Sud du Sénégal: on observera que ces dernières stations ne sont plus strictement sahéliennes et doivent plutôt être considérées comme des stations de transition vers le régime pluviométrique des pays voisins du Golfe de Guinée.

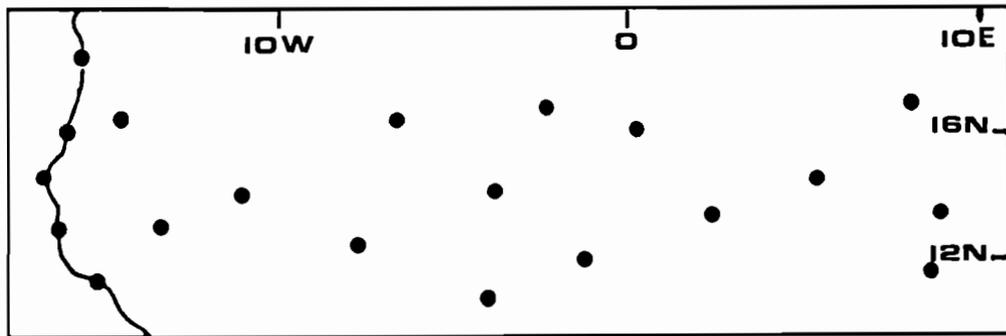


Figure 1a: Stations utilisées par Lamb (1985b) pour le calcul d'un index pluviométrique des régions sahéliennes.

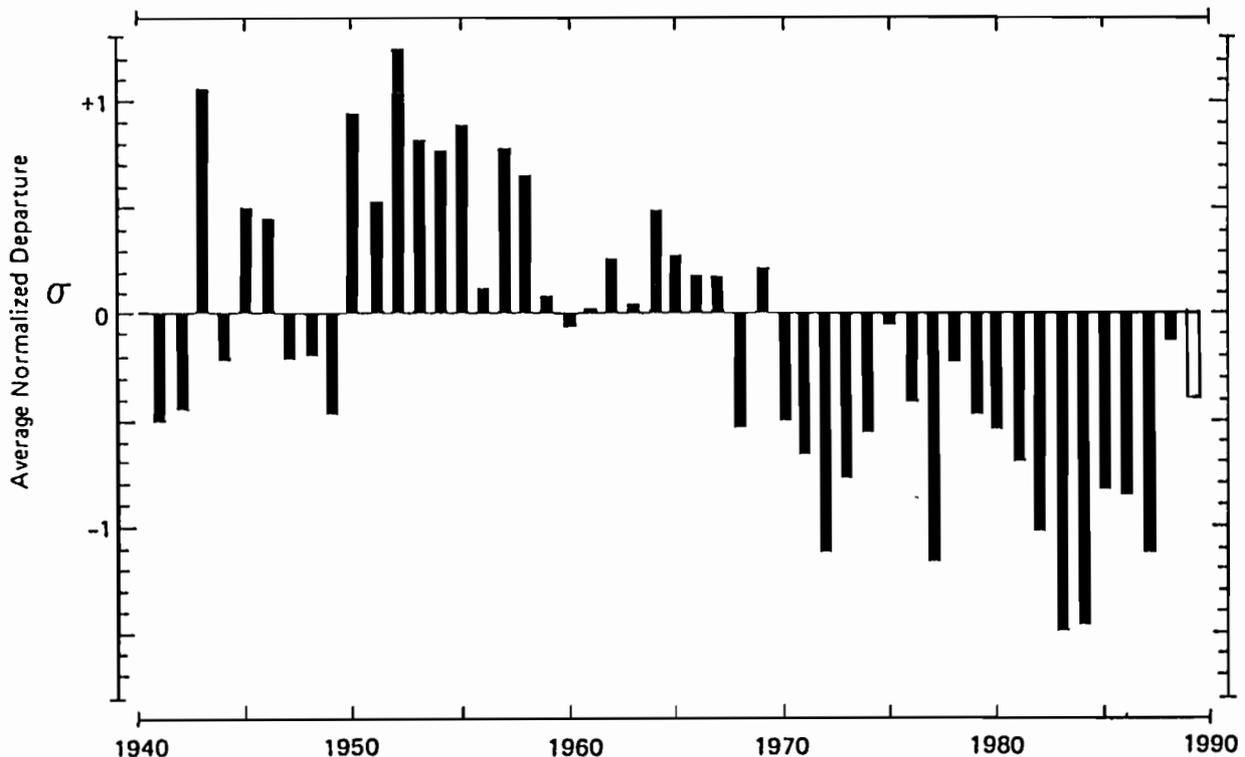


Figure 1b: Index normalisé de Lamb pour les régions sahéliennes, par années de 1941 à 1989

Les valeurs de cet index de 1941 à 1988 ont été extraites de Lamb et Pepler (1989) et mises à jour pour l'année 1989 (Lamb, comm.pers.); elles sont représentées en figure 1b.

La valeur de l'index pour l'année  $j$  est donnée par:

$$X_j = 1/N_j \sum ((r_{ij} - r_i) / s_i),$$

$r_{ij}$  correspond au cumul pluviométrique d'avril à octobre pour l'année  $j$ , à la station  $i$ ,

$r_i$  et  $s_i$  désignent respectivement la moyenne et l'écart type de la pluviométrie annuelle, calculés en cette station sur la période de référence 1941-1982,

$N_j$  précise le nombre de stations sans mesures manquantes pour l'année  $j$ .

#### b) Débit des fleuves Sénégal et Niger:

Le principal intérêt à suivre le débit de grands fleuves tient à l'intégration des précipitations de leurs bassins versants.

Grâce aux travaux des hydrologues de l'ORSTOM, dont il convient ici de saluer la précieuse contribution, de longues séries de données concernant les débits des fleuves Sénégal et Niger sont disponibles. Les dates marquant l'origine des séries remontent pratiquement au début du siècle; les données utilisées ici proviennent d'Olivry (1983) et les mises à jour successives de Gac (1987) et Gac *et al.* (1991).

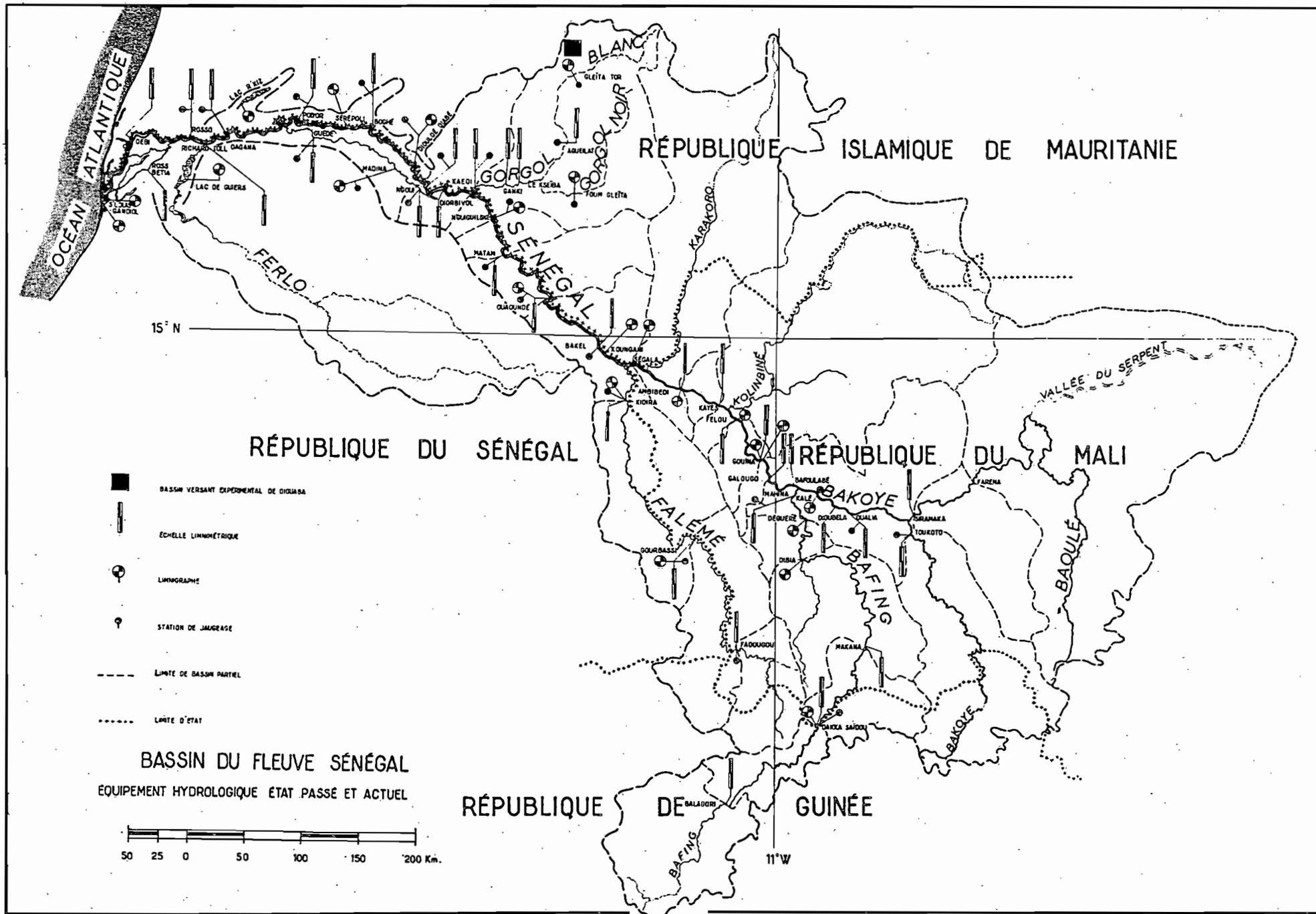
Le fleuve Sénégal prend sa source dans le massif du Fouta-Djalou qui fait partie de la dorsale guinéenne. D'après Rodier (1964) cité par Gac *et al.* (1991), l'influence de la zone sahélienne y serait négligeable:

le régime à Bakel, exutoire amont du bassin versant, "...correspond au régime tropical pur à condition de rapporter les débits à la partie réellement active du bassin...", (celle responsable de la majeure partie des apports qui parviendront à la basse vallée du fleuve).

Nous avons repris de Rochette (1974), les limites du bassin de ce fleuve (fig. 2).

Les anomalies du débit du fleuve, en pourcentage de la norme sur la période 1903-1991 (fig.3), ont été empruntées à Gac *et al.*, (1991).

Figure 2: Le bassin versant du fleuve Sénégal (d'après Rochette, 1974)



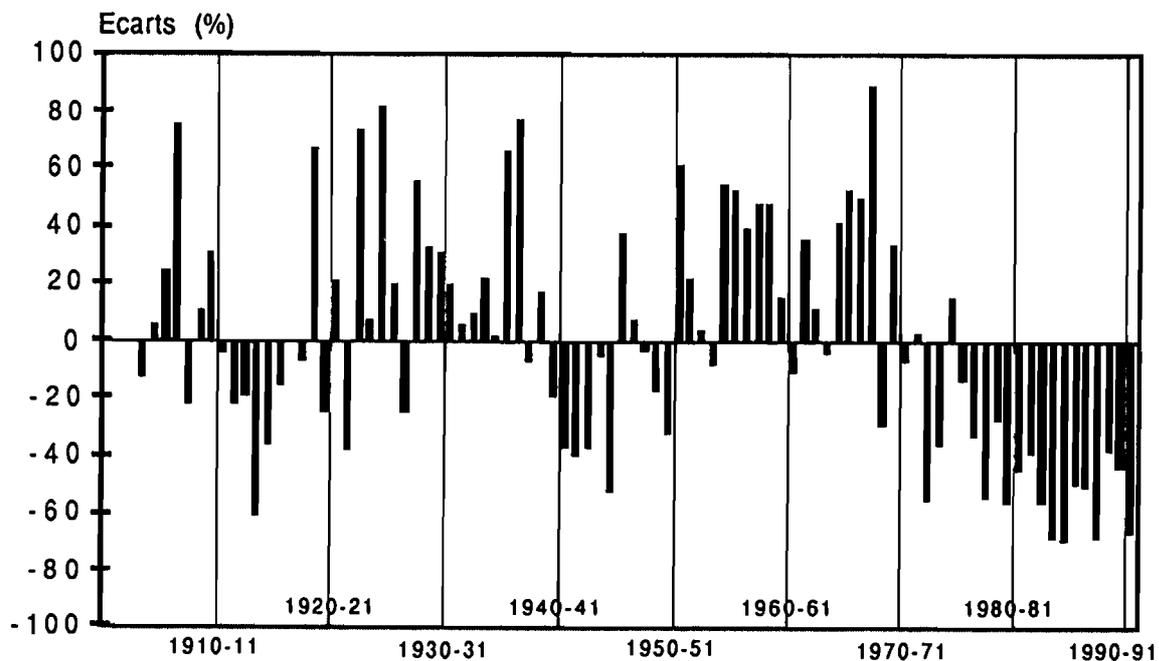


Figure 3: Anomalies de débit du fleuve Sénégal à Bakel de 1903 à 1991 (Gac et al., 1991)

Naturellement, la caractérisation faite par Rodier (1964) du régime du fleuve Sénégal impose une certaine prudence quant à l'emploi du débit du fleuve Sénégal comme indicateur de la pluviométrie sahélienne.

Cependant, Sircoulon (1976) notait déjà une excellente corrélation entre celui-ci et la pluviométrie sahélienne: En développant son analyse sur l'ensemble des grands fleuves tropicaux et en se fondant sur l'index pluviométrique de Nicholson (1988), il a observé que ces fleuves " sont finalement les meilleurs indicateurs des variations climatiques de grande amplitude" (Sircoulon, 1990).

De même Palutikoff et al., (1981) rapportent l'existence d'une bonne corrélation ( $r= 0.76$ ) entre le débit de ce fleuve et la pluviométrie sahélienne et concluent à la représentativité de cet indicateur climatique.

Nous avons procédé à une analyse similaire sur une période plus courte de 1964 à 1987:

- la première de ces dates correspond au début de notre série de températures de surface de l'océan,

- la seconde, marque la mise en service en 1987 du barrage de Manantali qui a modifié partiellement les écoulements naturels, jusque-là mesurés à l'exutoire de Bakel.

Cette période d'étude se signalant par la prédominance des situations de sécheresse, la comparaison se limite à l'analyse des variations interannuelles.

La figure 4 illustre le parallélisme des évolutions de l'index de Lamb et du module (*débit moyen annuel*) du fleuve Sénégal, traduit en termes d'index normalisé ( $R_i$ ) défini comme suit:

$$R_i = (D_i - D) / s,$$

avec  $D_i$  débit de l'année  $i$ ,  $D$  débit moyen sur la période 1964-1984,  $s$  écart type.

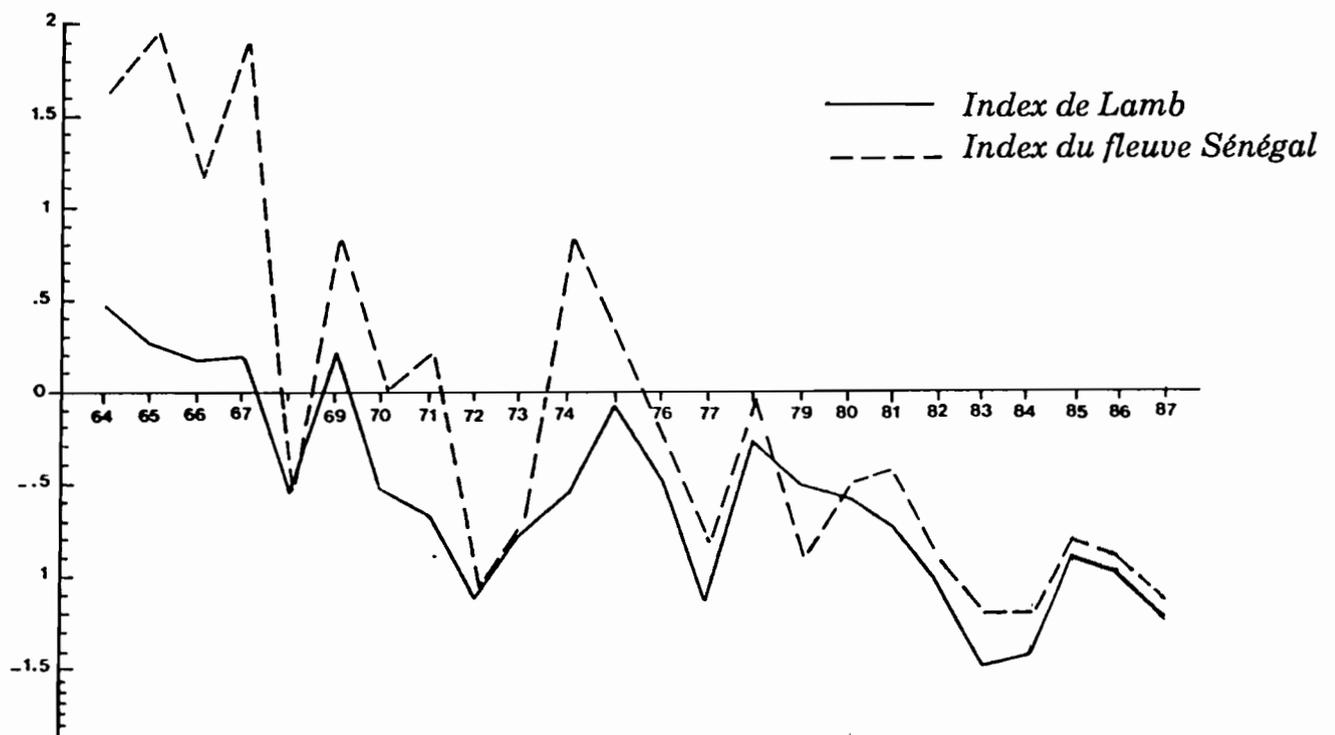


Figure 4: Index de Lamb et Anomalies normalisées du débit du fleuve Sénégal sur la période 1964-1987

On observe sur l'ensemble de la période, la même décroissance générale de la pluviométrie à l'aide des deux index. Les variations interannuelles sont, à l'exception des années 1971 et 1981, assez semblables. La corrélation significative obtenue entre ces deux séries ( $r=0.88$ ,  $n=24$ ,  $t=9.0$ ), confirme et prolonge sur une période plus récente les observations de Palutikoff et Sircoulon, précédemment cités.

La localisation de Bakel à l'Ouest et au Sud du Sahel peut être à l'origine de quelque biais non représentatif de l'ensemble de la région et constaté par Janicot (1990).

L'exploitation de la monographie du fleuve Niger réalisée par le Service Hydrologique de l'ORSTOM, permet d'apporter quelques précisions à ce sujet.

La station de Koulikoro située sur le Niger contrôle un bassin versant comparable à celui de Bakel sur le fleuve Sénégal (Gac *et al.*, 1991).

Ces fleuves traversent des régions sahéliennes voisines, de latitude comparable; ils permettent une évaluation de la variation en longitude des apports pluviométriques.

Des études les plus récentes sur ce sujet, nous avons extrait de Sircoulon (1990) la figure 5a qui représente les variations de l'hydraulicité du Sénégal à Bakel et du Niger à Koulikoro. Ces courbes présentent d'une manière générale un remarquable parallélisme sur l'ensemble de la période d'observation.

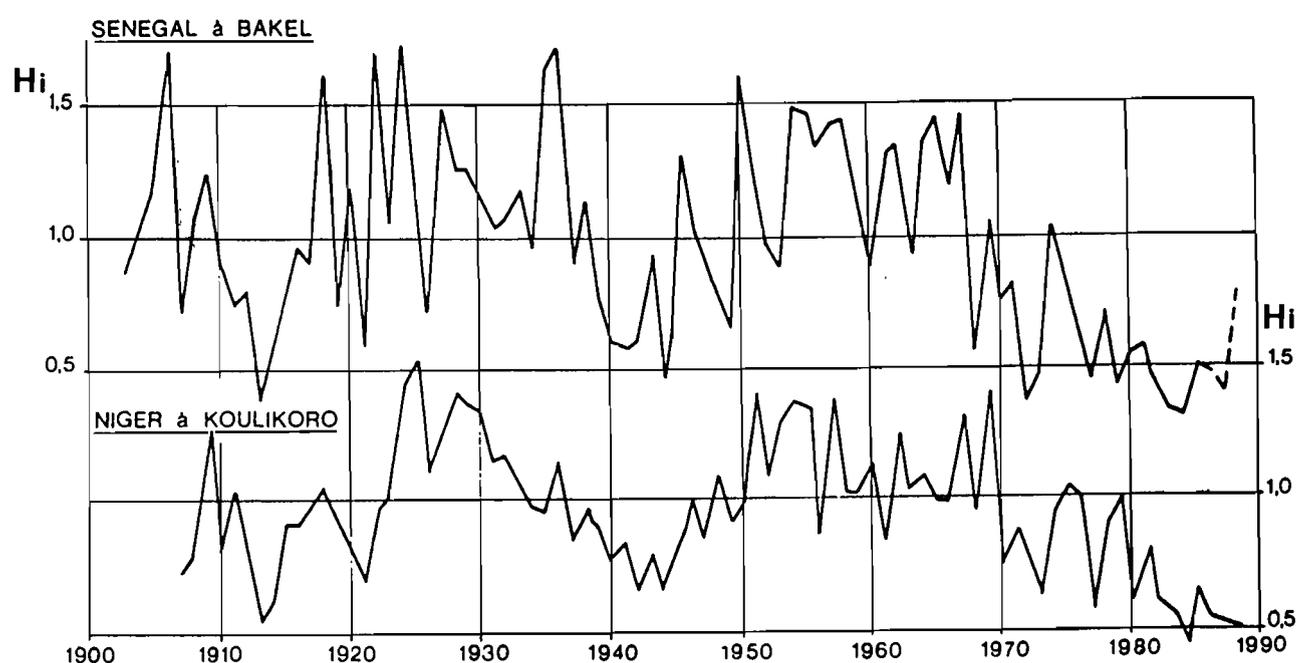


Figure 5a: Variations de l'hydraulicité annuelle  $H_i$  à Bakel et Koulikoro (avec  $H_i = [D_i - D]/D$ ) d'après Sircoulon (1990).

Nous reprenons en figure 5b le diagramme des écoulements de ces fleuves, réalisé par Gac *et al.*, (1991).

Ces auteurs observent une remarquable corrélation entre les débits de ces fleuves ( $r=0.90$ ,  $n=73$ ).

Ils soulignent que "pour des écoulements inférieurs à leur module interannuel, les deux fleuves répondent d'une manière homogène aux précipitations sur leur bassin versant respectif situé sur les flancs Nord et Est du massif du Fouta Djallon".

On note en effet (fig. 5b) qu'en période de pluviométrie favorable, les réponses des deux bassins versants divergent. Leurs écoulements respectifs sont alors moins bien corrélés (quand les débits des fleuves Sénégal et Niger sont respectivement supérieurs à 700 et 1400 m<sup>3</sup>/s).

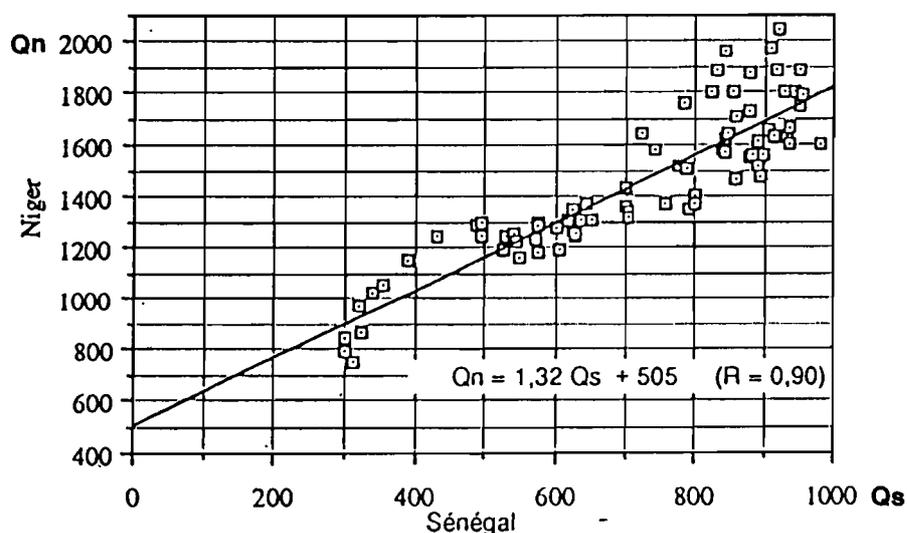


Figure 5b: Débits en (m<sup>3</sup>/s) des fleuves Niger (Qn) et Sénégal (Qs), d'après Gac *et al.*, (1991).

c) Le Saloum, autre fleuve des pays sahéliens est situé dans la région centrale-ouest du Sénégal (fig.6); il appartient à la région soudano-sahélienne et

possède un régime particulier, permettant une approche originale de la variabilité des pluies.

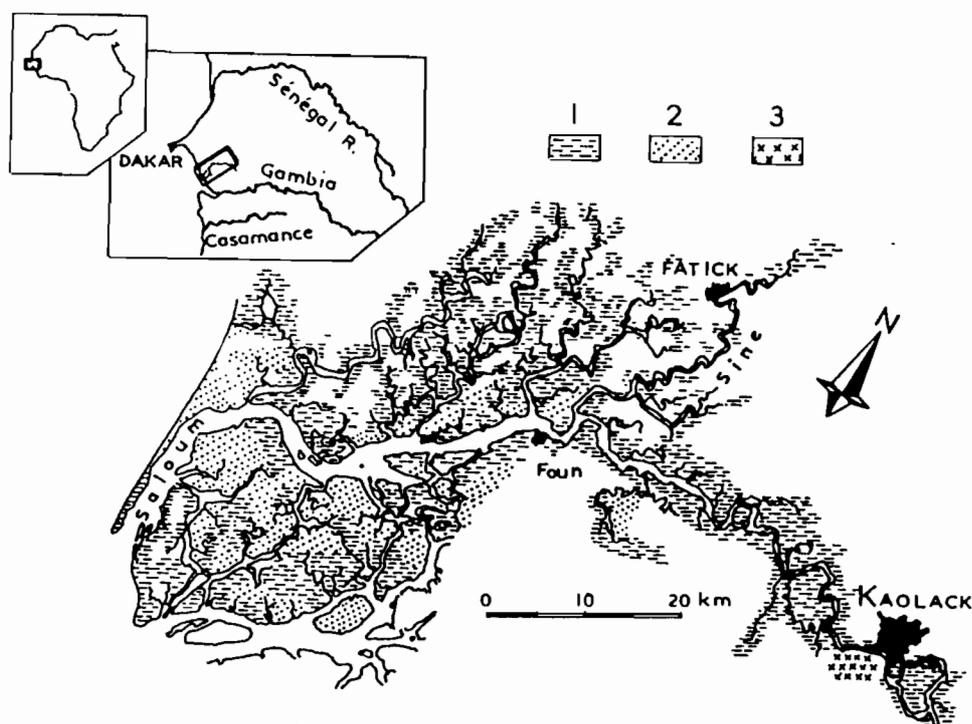


Figure 6: La région du Saloum (1: zone intertidale, 2: zone inondable, 3: salines de Kaolack) d'après Pagès et Citeau, (1990).

Ce fleuve, aux écoulements faibles et sporadiques, fonctionne comme un estuaire inverse (le bilan Evaporation - Précipitation est positif). En effet, la pente y est faible, la mer envahit la majeure partie de ses bras (ou "bolons") et leur régime s'apparente à celui d'un "pluvio-évaporomètre" à mémoire (Pagès, comm.pers.).

Les salinités y dépendent essentiellement de la pluviométrie reçue dans le bassin.

A l'aide des mesures collectées par la "Société Nouvelle des Salins du Sine-Saloum", que nous remercions ici, une série des salinités de surface, mesurées à Kaolack (soit à 120km de l'embouchure), permet de reconstituer la suite des épisodes climatiques de la région du Sine-Saloum, de 1926 à nos jours (fig.7).

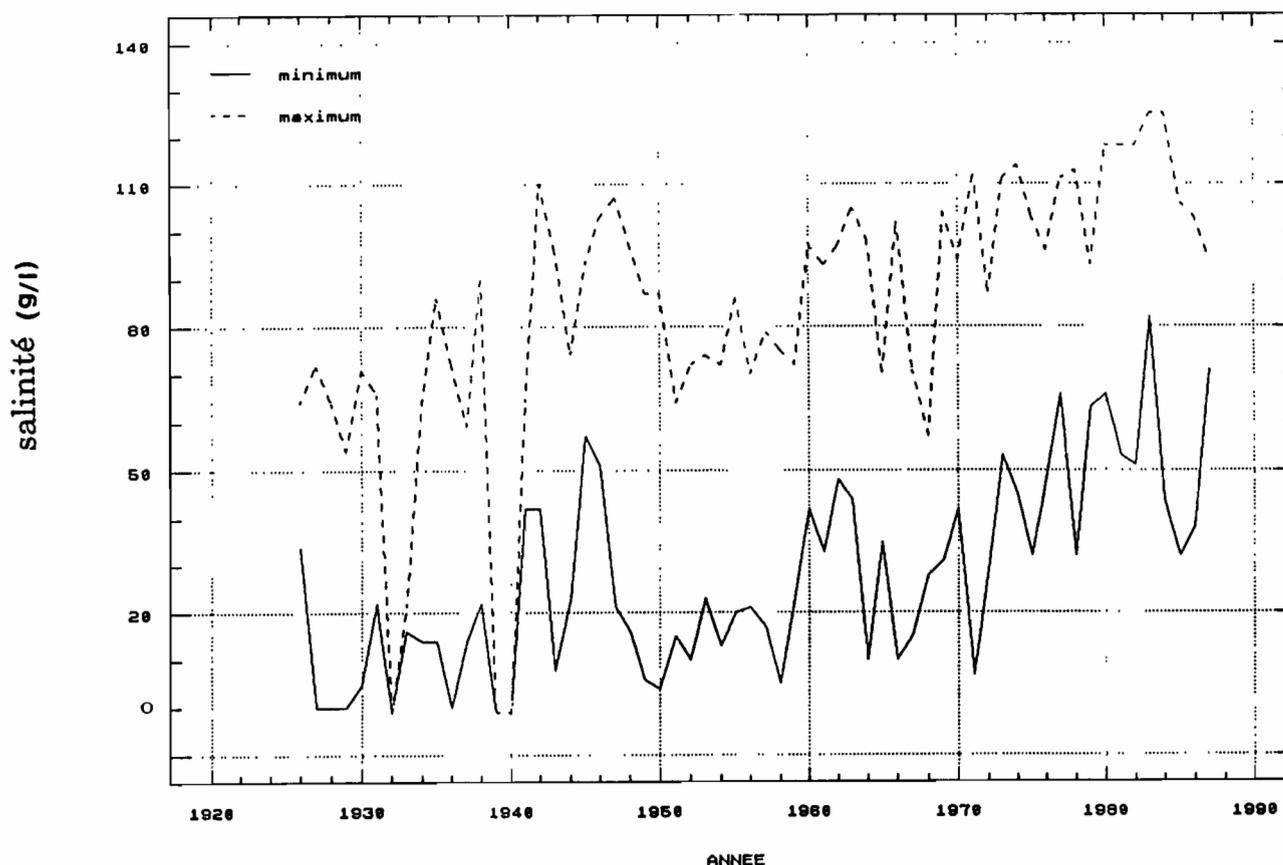


Figure 7: Salinités à Kaolack (aimablement communiquées par Mr. Pipien des "Salins du Siné-Saloum")

L'analyse des salinités maximales et minimales de ce fleuve apporte la même information: une tendance générale à l'augmentation des salinités sur la période de 1950 à 1986, avec une intensification particulièrement nette à partir des années 1970. Ce constat traduit le déficit général qui a prévalu à cette époque entre apports pluviométriques et évaporation dans le bassin.

La corrélation entre les salinités et la pluviométrie cumulée à Kaolack, est significative au niveau 99%: le minimum de salinité est corrélé à la pluviométrie de l'année en cours, et le maximum de salinité, à celui de l'année précédente, l'effet "mémoire" n'excédant pas deux ans.

$$S_{max}(n) = 152 - 0.063 R_{n-1} - 0.019 R_{n-2}, (n=62, r=0,76, t=9.0)$$

$$S_{min(n)} = 89 - 0.070 R_n - 0.013 R_{n-1}, (n=62, r=0,77, t=9.0)$$

$S_{min(n)}$  et  $S_{max(n)}$ , salinités en g/l,  $R_n$ , pluviométrie de l'année  $n$ .

Le rapprochement des variations de salinités observées de celles concomitantes du débit du fleuve Sénégal à Bakel, met en exergue les traits climatiques majeurs des régions sahéliennes à différentes époques: les épisodes pluvieux des années 1930 et 1950, ou au contraire ceux moins favorables des années 1940, 1970 et 1980.

L'essai de corrélation entre les salinités du fleuve Saloum et le débit du fleuve Sénégal révèle l'existence d'une relation ( $r=0,61$ ,  $n=55$ ,  $t=5,6$ ), significative, il est vrai au seuil 0.01, mais moins explicite que les précédentes (fig. 8).

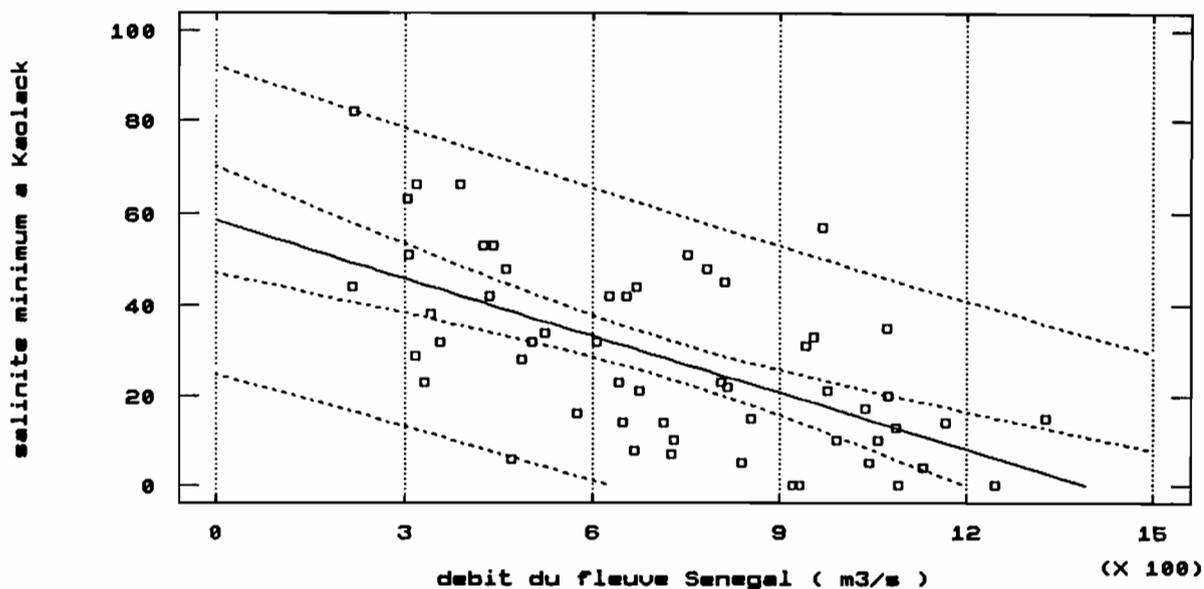


Figure 8: Minimum de salinité (g/l) à Kaolack et débit ( $m^3/s$ ) du fleuve Sénégal (période 1926-1986): les courbes pointillées les plus proches de l'axe de symétrie délimitent l'intervalle de confiance (au niveau 95%) de la droite de régression théorique; les courbes les plus éloignées indiquent l'intervalle de confiance (au niveau 95%) de la prédiction d'une salinité pour un débit donné.

La dispersion que l'on observe dans les couples de valeurs (salinité, débit), peut entre autres raisons, s'expliquer par le "piégeage" de sel dans le sédiment et en corollaire sa redissolution lors d'un épisode pluvieux ultérieur, ou encore par la grande différence de superficie entre les bassins versants des fleuves Sénégal et Saloum...

Si l'on replace l'ensemble de ces index sur un même diagramme (anomalies normalisées/temps) couvrant les années 1964 à 1987, on note que c'est principalement dans la période des hivernages pluvieux (1964-1970), que l'amplitude de variations de ces index est la plus importante (fig.9): les salinités du fleuve Saloum qui sont alors voisines ou inférieures à celles de la mer (35g/l), y présentent quelquefois des variations en contradiction apparente avec celles du fleuve Sénégal.

Après 1970, au contraire, les déficits pluviométriques s'accroissent et entraînent une augmentation sensible de la salinité qui dépasse 80g/l en 1983; les variations observées deviennent alors cohérentes avec celles de l'ensemble des autres index.

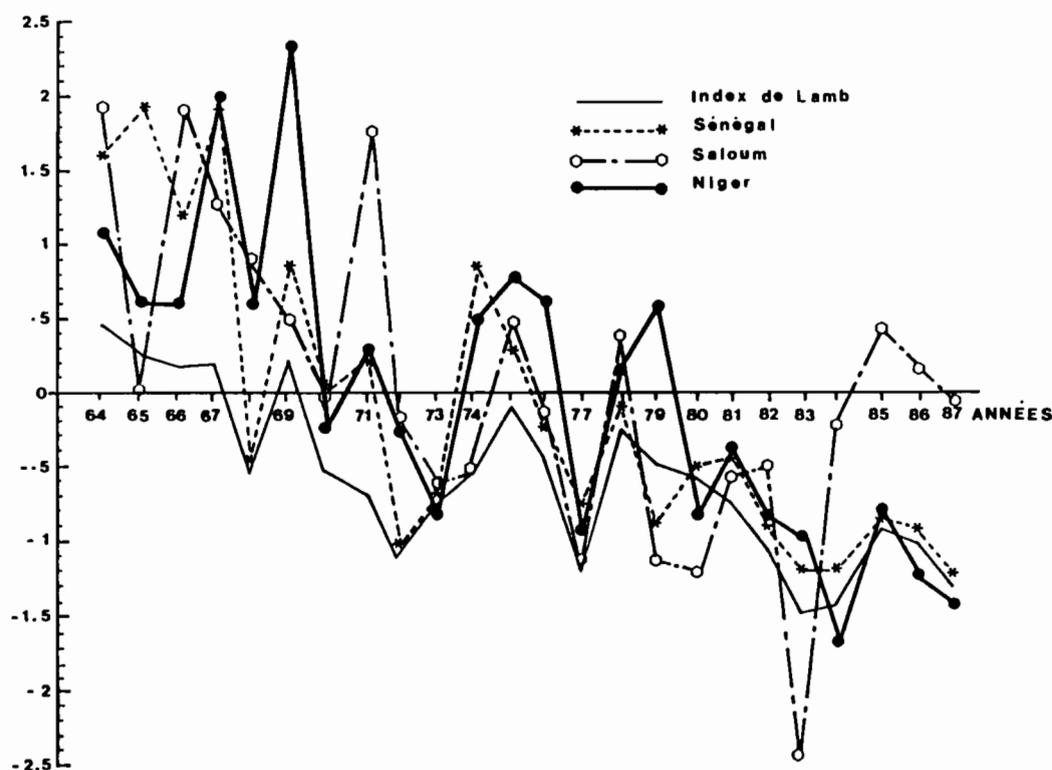


Figure 9: Anomalies normalisées des débits des fleuves Sénégal et Niger, du minimum de salinité (valeurs multipliées par -1) à Kaolack et de l'index de Lamb.

Cette réponse similaire des index sur la période 1970-1987, est d'autant plus remarquable que leurs natures conceptuelles diffèrent: l'index de Lamb est global, les fleuves Sénégal et Niger sont de régime tropical et traversent des régions sahéliennes, le fleuve Saloum est uniquement sahélien.

C'est à ces différentes origines qu'il faut imputer les quelques anomalies observées entre leurs variations respectives:

- de 1970 à 1971, l'index de Lamb est le seul à décroître;
- les années 1972 et 1973 indiquent une période de sécheresse drastique dont l'extremum intervient en 1972 pour l'index de Lamb et le débit du fleuve Sénégal, et seulement en 1973 pour les deux autres index;
- en 1979 et en 1984 le débit du fleuve Niger mémorise avec une année de retard les évolutions climatiques indiquées par les trois autres index.

Ces différences restent cependant mineures dans le contexte de notre étude sur les conditions "météo-océaniques" en liaison avec la pluviométrie sahélienne des vingt dernières années. Sur cette période, l'analyse des différents index présentés permet, sans ambiguïté, d'identifier des épisodes typiquement secs ou humides.

Dans les épisodes secs, sont classées les années 1972, 1973, 1977, 1979, 1983 et 1987.

Dans les épisodes plus humides, sont rangées les années 1969, 1971, 1974, 1975, 1978 et 1985.

Dans la présente contribution, l'anomalie du débit du fleuve Sénégal et l'index de Lamb, qui présentent une évolution assez similaire, seront exploités comme référence de la pluviométrie sahélienne sur la période 1964-1989.

## II- Variabilité du climat sahélien: état des connaissances

Les premières études de la variabilité climatique des régions sahéliennes ont été fondées sur l'analyse de séries temporelles d'un certain nombre de paramètres "météo-océaniques". A défaut d'en faire une liste exhaustive, cette revue se limite aux seuls paramètres effectivement analysés dans la suite de ce mémoire.

Parmi ceux-ci, la Zone Intertropicale de Convergence (ZITC), la température de surface de la mer (TSM), les vents en altitude, ont été les paramètres les plus fréquemment exploités; l'humidité de l'air figurait également dans ces études déjà anciennes, mais avec un nombre plus restreint de références.

Chacun de ces paramètres a permis en effet, de mettre en évidence un processus explicatif de l'intensité du flux de mousson intéressant l'Afrique de l'Ouest et de la pluviométrie des différentes régions qui la composent.

Cette démarche diagnostique qui progressivement cède le pas à l'analyse des modèles conserve l'intérêt de révéler et de préciser le poids des différentes variables considérées comme importantes dans les modifications du climat. De façon indirecte, elle contribue à l'amélioration des modèles.

Enfin, l'étude du climat de l'Afrique ayant été abordée par une large diversité de chercheurs, météorologistes, géographes, géochimistes, océanographes..., le choix des références constitue souvent un choix d'école.

Nous avons ainsi considéré parmi les références les plus anciennes et les plus complètes sur le climat de l'Afrique de l'Ouest, les travaux d'Hastenrath et Lamb (1977), Lamb (1978) et Hastenrath (1984).

Pour ces auteurs, l'observation d'hivernages pluvieux au Sahel, coïncide avec celle d'une position plus septentrionale de la zone de minimum de pression au niveau de la mer et des paramètres associés: minimum de vent en surface et maximum de nébulosité. A ces observations de la Zone de Convergence en Atlantique intertropical, il convient d'ajouter celles d'anomalies négatives de la température de surface de la mer, dans la région équatoriale de l'océan Atlantique.

Dans la situation opposée (hivernage sec), les anomalies décrites changent de sens: les anomalies de TSM deviennent positives et la position de la ZITC est plus méridionale.

L'ensemble des données exploitées par Hastenrath et Lamb couvre l'Atlantique tropical de 1911 à 1982.

Nicholson (1981; 1983) s'est pour sa part intéressée aux mouvements méridiens de la ZITC en domaine continental, en suivant la trace de l'isohyète 25mm, sur la période 1900-1980. Reconnaisant l'aspect simplificateur de cette identification de la trace au sol de la ZITC, l'auteur observe que seules les positions les plus septentrionales de la Zone de Convergence rendent compte des années pluvieuses au Sahel. Au contraire, les situations de sécheresse au Sahel ou en Afrique de l'Ouest de façon plus générale, ne semblent pas déterminées par la position de la ZITC, mais davantage par une moindre extension méridienne de la ceinture tropicale des pluies (Nicholson, 1980). Ainsi serait également expliquée la cohérence spatiale observée dans les diminutions simultanées des pluies au Nord et au Sud de l'Afrique équatoriale.

Les flux d'altitude associés à la Zone de Convergence ont été décrits de façon détaillée par Janicot (1990). Nous n'y reviendrons pas et y faisons référence pour introduire les études du Jet Tropical d'Est (TEJ) dues principalement à Dhonneur (1974), Krishnamurti et Kanamitsu (1978), et Lambergeon *et al.*(1981). Ces différents auteurs ont établi que la vitesse de ce flux pouvait être un des facteurs déterminants de la pluviométrie sahélienne: des déficits (ou respectivement des excédents) pluviométriques ayant été observés avec un TEJ faible (ou respectivement fort).

La ZITC fournit une délimitation commode des zones d'actions des alizés et des vents de mousson. Elle est également le lieu vers lequel convergent en surface les branches Nord et Sud des cellules de Hadley:

Nicholson (1981) relie l'importance de la pluviométrie en saison des pluies au Sahel à l'intensité de la branche Nord de la cellule de Hadley.

La branche Sud assure dans les basses couches, le transport de la vapeur d'eau d'origine Atlantique vers l'Afrique de l'Ouest.

L'étude de cette vapeur d'eau alimentant la mousson africaine, de sa disponibilité et de son transport ont également fait l'objet de références; celles-ci sont cependant moins nombreuses.

Selon Dhonneur (1974), la distribution en altitude de la vapeur d'eau, au-dessus des régions sahéliennes (Niger) ne présente pas de variation significative que l'hivernage soit pluvieux ou non.

De Félice *et al.*, (1982) soulignent que l'essentiel du transport de vapeur d'eau qui intéresse les pays de l'Afrique de l'Ouest, s'effectue en fait dans les couches moyennes et supérieures de l'atmosphère, observation confirmée par Cadet et Nnoli (1987). Ces derniers auteurs ajoutent que la vapeur d'eau qui intéresse la pluviométrie de l'Afrique de l'Ouest peut avoir une triple origine: l'océan Indien, la forêt équatoriale ou le golfe de Guinée. Dans ce dernier cas, ils soulignent cependant l'absence de changement significatif dans la composante méridienne du flux de vapeur d'eau provenant de l'Atlantique, que l'hivernage en Afrique de l'Ouest soit pluvieux ou non.

Revenons enfin sur l'un des paramètres de surface les plus étudiés, la température de surface de la mer. De nombreux travaux ont repris ou retrouvé les résultats originaux d'Hastenrath et Lamb (précédemment cités), sur l'association entre les anomalies de TSM dans la région de l'Atlantique équatorial et les déficits ou les excédents pluviométriques au Sahel.

De manière indépendante et complémentaire, Hisard (1980) corrobore cette analyse en étudiant la pluviométrie des pays de la "Basse Côte" du golfe de Guinée: il observe en effet la coïncidence des excédents pluviométriques de cette région avec l'apparition d'anomalies positives de TSM dans le golfe de Guinée. Or, il est connu (Janicot, 1990) que cette région a un comportement pluviométrique "*souvent opposé*" à celui des régions sahéliennes...

Cette courte revue ne peut omettre de rappeler la faible densité des données en zone intertropicale:

- en Afrique de l'Ouest, la qualité des observations et leur nombre dépendent de la maintenance d'un réseau d'observations au sol, lui-même lié à un contexte économique difficile (*Cf. séminaire OMM de Prévision Numérique à Dakar, novembre 1991*);

- en ce qui concerne l'océan, si le Bulletin du CIEM (Conseil International pour l'Exploration de la Mer) rapporte une activité soutenue dans les mers froides de l'Atlantique Nord, les campagnes à la mer ont un caractère exceptionnel en Atlantique Sud où les principales observations sont dues aux rares compagnies de navigation qui traversent cette région.

Les grands programmes internationaux, tel actuellement le programme WOCE (World Ocean Circulation Experiment), rétablissent ponctuellement ce déséquilibre en densité d'informations entre le Nord et le Sud de l'océan Atlantique.

L'information satellitaire qui par nature est globale et régulière fournit dans ce domaine certaines opportunités, restées encore peu exploitées.

### III- Intérêt de l'information satellitaire pour la détermination de quelques paramètres du climat

L'époque n'est pas si ancienne où, sur les navires hydrographiques de la Marine, la réalisation d'une station océanographique s'effectuait selon un protocole bien défini et une ordonnance quasi-militaire, fixée pour nombre d'océanographes dans le remarquable Cours du Professeur Lacombe (1965).

Cette nécessaire rigueur qui vient, pour partie, de la faible stratification horizontale de l'océan en salinité, température ou densité, se traduit pour les mesures à la mer, par une exigence de précision (températures au centième de degré ou des salinités au millième), que l'on retrouve aujourd'hui dans la mise en oeuvre de l'altimétrie satellitaire.

On comprend dans ces conditions, l'expectative avec laquelle les océanographes accueillirent les premières données de satellites météorologiques, qui dans le meilleur des cas, ne fournissaient la température de surface des océans qu'au degré près !

Le CIEM (Conseil International pour l'Exploration de la Mer), une des plus respectables institutions océanographiques, ne reconnaît-il point dans un de ses derniers bulletins de septembre 1991, une certaine ignorance en la matière: "*In marine sciences circles, however, there exists only a limited awareness of the specific capabilities and limitations of remote sensing for marine environmental applications...*", et cela, 30 années après le lancement du premier satellite météorologique...

Passer de mesures physiques fines à bord d'un navire, à l'interprétation d'un champ de valeurs radiométriques, exigeait nécessairement une démarche scientifique nouvelle.

Celle-ci a mené à la mise au point d'une méthodologie adaptée à la détermination de certains paramètres géophysiques.

Quand l'information satellitaire se révèle appropriée à un type de mesure, la couverture globale et répétitive qui la caractérise, est de nature soit à confirmer certaines connaissances, soit à en révéler de nouvelles.

En se rapportant aux études précédemment citées, trois paramètres du climat au moins, sont aujourd'hui accessibles par les satellites météorologiques:

- la température de surface de l'océan (bande Infra-rouge thermique ou IR),
- la position de la Zone Intertropicale de Convergence (bandes Visible et Infra-rouge),
- la localisation des anticyclones subtropicaux (canal Vapeur d'Eau qui sera noté WV).

#### a) *Température de surface de l'océan*

La détermination de températures de surface à partir de données satellitaires fait désormais partie des routines opérationnelles.

Le choix des données, de type NOAA ou de type Meteosat, détermine la méthodologie qui leur est appliquée.

Meteosat (satellite géostationnaire) offre pour principal intérêt la relative simplicité de traitement d'une observation répétitive (une par demi-heure), dans une région (zone intertropicale) moins bien couverte par les satellites à orbite basse (polaire).

La partie méthodologie que nous avons eue à développer concernant l'exploitation en température de surface des données du satellite Meteosat est développée dans Citeau et Demarcq, (1990). Nous nous sommes limités à en rappeler le principe.

La principale contrainte imposée par l'exploitation de données satellitaires réside dans l'atténuation du signal radiométrique lors de sa traversée de l'atmosphère.

Parmi les diverses bandes spectrales où l'atmosphère est relativement transparente au rayonnement (thermique) terrestre, citons le domaine des micro-ondes (pour mémoire), et la fenêtre de 10 à 12  $\mu\text{m}$ .

Dans cette fenêtre, la correction du signal radiométrique de l'absorption subie dans sa traversée de l'atmosphère se ramène à une combinaison linéaire des radiances mesurées dans différentes longueurs d'onde (Phulpin et Deschamps, 1980). Si cette méthodologie est bien adaptée aux deux ou trois radiomètres disponibles sur NOAA dans cette bande spectrale, elle est inadaptée à l'unique radiomètre que Meteosat possède dans la bande des 10 à 12  $\mu\text{m}$  (fig. 10), ce qui impose une méthodologie nouvelle.

L'atténuation du signal radiométrique émis par la surface terrestre est due principalement à la présence de vapeur d'eau atmosphérique. L'importance de cette atténuation est mesurée par la différence entre "température radiative" et température vraie; celle-ci sera maximale au niveau de la Zone de Convergence.

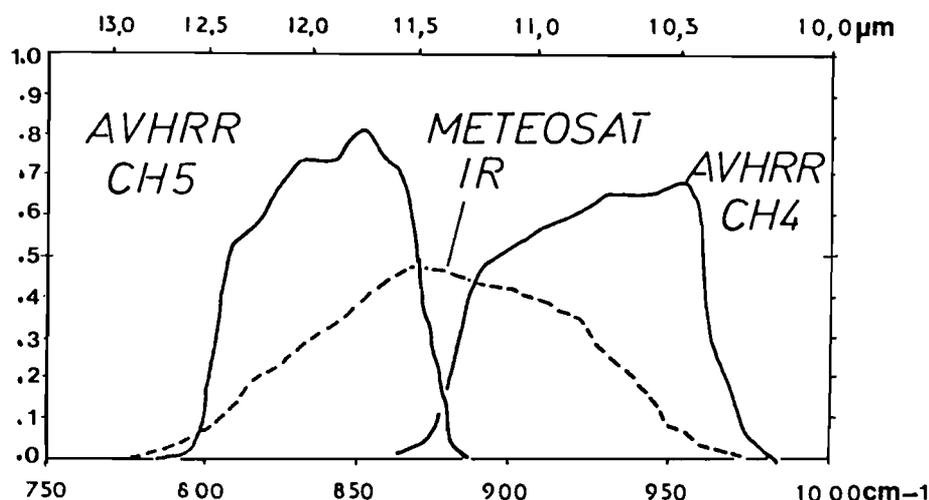


Figure 10: Bandes spectrales comparées des radiomètres infrarouge thermique des satellites NOAA et Meteosat-2, d'après Dudhia (1986); en abscisses: longueur d'onde ( $\mu\text{m}$ ) ou nombre d'onde; en ordonnées: réponse spectrale (sans dimension) ou rapport des énergies mesurées à l'entrée et à la sortie de chaque radiomètre.

Cette atténuation ou cette absorption atmosphérique varie donc essentiellement en latitude et un simple polynôme (de degré 8) peut en rendre compte pour peu que l'on dispose d'un nombre suffisant de données de surface (données de navires marchands). Cette procédure élémentaire effectuée selon des méridiens et des parallèles permet la création (par analyse objective) d'un champ continu de correction atmosphérique.

Les principales étapes du traitement sont les suivantes:

- 1- réalisation d'une synthèse multi-temporelle (maximum de température et moyenne).
- 2- discrimination des zones nuageuses par comparaison des radiances IR calibrées à une climatologie de TSM.
- 3- élaboration d'un champ de correction (ajustement polynomial des écarts et analyse objective).
- 4- application du champ de correction et introduction des données "bateau" dans les zones nuageuses.
- 5- extension en champ continu de l'ensemble données discrètes et températures d'origine satellitaire.

Les températures de surface de l'océan ainsi déterminées ont une précision de l'ordre de  $0.8^{\circ}\text{C}$ , en prenant pour référence les mesures du N.O. "Louis Sauger" (Demarcq, comm. pers.).

Pour revenir aux interrogations sur le climat, quelques éléments de connaissance du champ thermique de surface de l'océan Atlantique, observés par Meteosat sont à souligner:

Un des éléments océanographiques majeurs de l'Atlantique intertropical est l'upwelling (ou refroidissement) équatorial du golfe de Guinée. Ce phénomène bien documenté par de nombreux travaux, dont principalement ceux de l'ORSTOM, se manifeste au coeur de l'été boréal et intéresse la région équatoriale de  $10^{\circ}\text{E}$  à  $10^{\circ}\text{W}$ .

Deux mécanismes contribuent principalement à sa genèse:

L'intensification de la composante zonale du vent (dans l'Ouest du bassin Atlantique), elle-même entraînant une onde de Kelvin se propageant vers l'Est, est responsable d'une remontée de la thermocline dans l'Est du bassin (Picaut, 1983).

On admet également que la divergence du vent local puisse contribuer à ce refroidissement.

Moins d'un an après la mise sur orbite de Meteosat-1 au-dessus du golfe de Guinée (par  $0^{\circ}, 0^{\circ}$ ), l'imagerie satellitaire devait apporter sa première contribution au suivi de cet upwelling. Sur les premières images de synthèse de cette région (Citeau *et al.*, 1981), la séparation entre l'upwelling côtier gabonais, et l'upwelling équatorial apparaît nettement (fig. 11). Le minimum thermique de ce dernier localisé vers  $10^{\circ}\text{W}$ , est sans relation avec une dérive des eaux benguéléennes (hypothèse évoquée à la réunion du Scor WG47 à Venise en avril 1981).

La stabilité géographique de cette zone de refroidissement constitue un trait également remarquable. Mahé *et al.*, (1990) l'ont confirmée en analysant la synthèse de données Meteosat-IR de juillet-août 1986, et juillet 1988. La procédure choisie (maximum de température) pour la synthèse des images, minore les "signatures froides". Un déplacement en longitude du minimum thermique entre ces dates eût entraîné sur l'image composite un étalement, voire une disparition de la "signature froide" de l'upwelling. Celle-ci présente sur la figure 12 confirme la stationnarité remarquable du minimum thermique à l'équateur vers  $10^{\circ}\text{W}$ , déjà reconnu sur la situation de juin 1982 (fig. 11).

Ce signal thermique, stable en localisation, est variable en intensité et dépend de l'installation des alizés de Sud-Est.

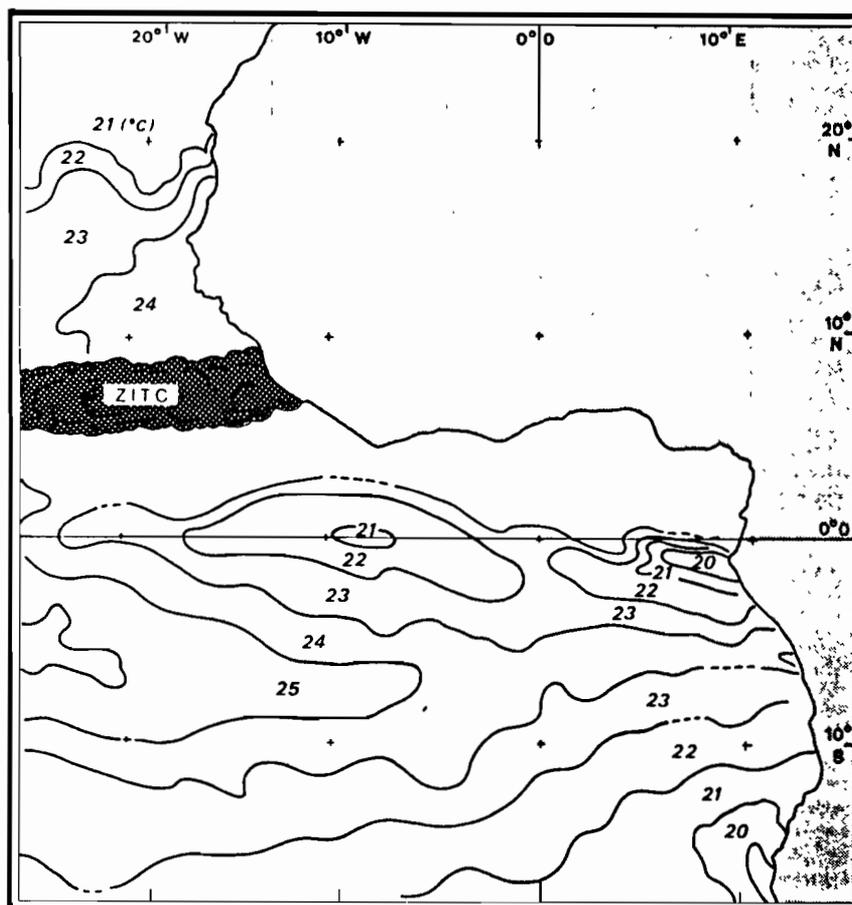


Figure 11 Températures de surface ( $^{\circ}\text{C}$ ) en Atlantique tropicale du 17 au 23 juin 1982 (Citeau et al., 1984).

Prenant pour référence dans la zone à minimum de température, la région de  $2^{\circ}\text{N}$  à  $2^{\circ}\text{S}$  et de  $8^{\circ}\text{W}$  à  $12^{\circ}\text{W}$ , un calcul systématique des corrélations de cette zone avec le reste de l'Atlantique tropicale ( $20^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{N}$ ,  $10^{\circ}\text{E}$ - $60^{\circ}\text{W}$ ) a été entrepris sur la période de l'upwelling équatorial, soit de juillet à septembre.

Les données en TSM d'origine satellitaire étant encore peu nombreuses, nous avons exploité le fichier de Servain et al., (1987 et 1990), où les données de TSM (issues de "messages-ships") ont été traitées en champ continu sur une maille de  $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ , à l'échelle de temps mensuelle et sur la période 1964-1988.

La carte des corrélations obtenues (fig. 13) montre l'existence d'un large domaine du Golfe de Guinée, à l'intérieur duquel les anomalies de TSM restent significativement corrélées ( $r > 0.6$ ) avec celles du carré  $2^{\circ}\text{N}$ - $2^{\circ}\text{S}$ ,  $8^{\circ}\text{W}$ - $12^{\circ}\text{W}$ .

La contribution du golfe de Guinée à la vapeur d'eau du flux de mousson est en première approximation déterminée par la température de surface de cette région de l'océan. Nous avons considéré pouvoir en suivre les variations en choisissant pour référence le carré  $2^{\circ}\text{N}$ - $2^{\circ}\text{S}$ ,  $8^{\circ}\text{W}$ - $12^{\circ}\text{W}$ , situé au coeur du phénomène océanographique important du golfe de Guinée de juillet à septembre.

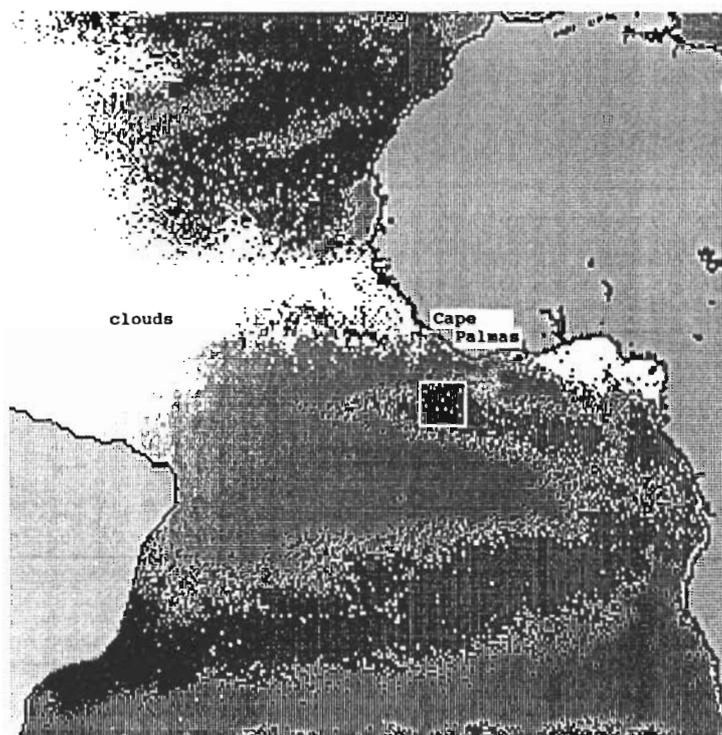


Figure 12: Synthèse par maximum de température de brillance, des images Meteosat-IR du 1/7 au 8/8/1986 et du 16/7 au 31/7 1988: la zone du minimum thermique est encadrée.

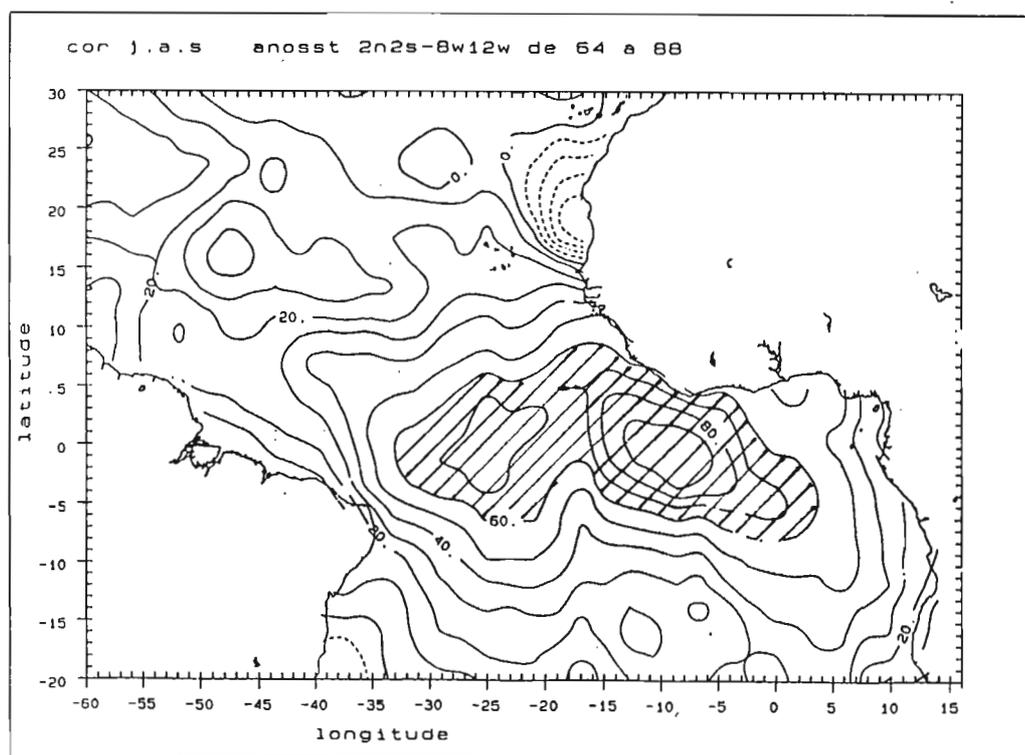


Figure 13: Corrélations entre les anomalies de TSM en juillet, août et septembre de la zone de référence (2N-2S, 8W-12W) et celles du reste du domaine Atlantique intertropical de 1964 à 1988; pour  $r > 0.6$ ,  $n=75$ ,  $t=6.4$  la corrélation est significative au niveau 99%; source des données Servain et al., (1987 et 1990)

A l'appui de ce choix comme zone de référence, ajoutons que cette région, traversée par la ligne de navigation Dakar-Le Cap, se trouve être bien documentée en données de températures de surface. Leur association aux données Meteosat permettra donc une évaluation précise de l'extension des eaux froides upwellées et de l'intensité du refroidissement.

### b) Détermination de la Position de la Zone Intertropicale de Convergence

La localisation de la Zone Intertropicale de Convergence a sur le plan océanographique pour principal intérêt de situer de façon relativement simple, la région océanique de confluence des vents, parfois confondue avec celle du minimum de vent).

Si l'on adopte pour définition de la ZITC, celle proposée par Franck (1983): "...the prevailing east-west line of maximum convection", sa détermination à l'aide de l'imagerie satellitaire est relativement simple.

Quelques observations utiles sont à rappeler pour mémoire.

L'axe du maximum de nébulosité n'est pas situé exactement au-dessus de la région de confluence (ou de minimum) des vents:

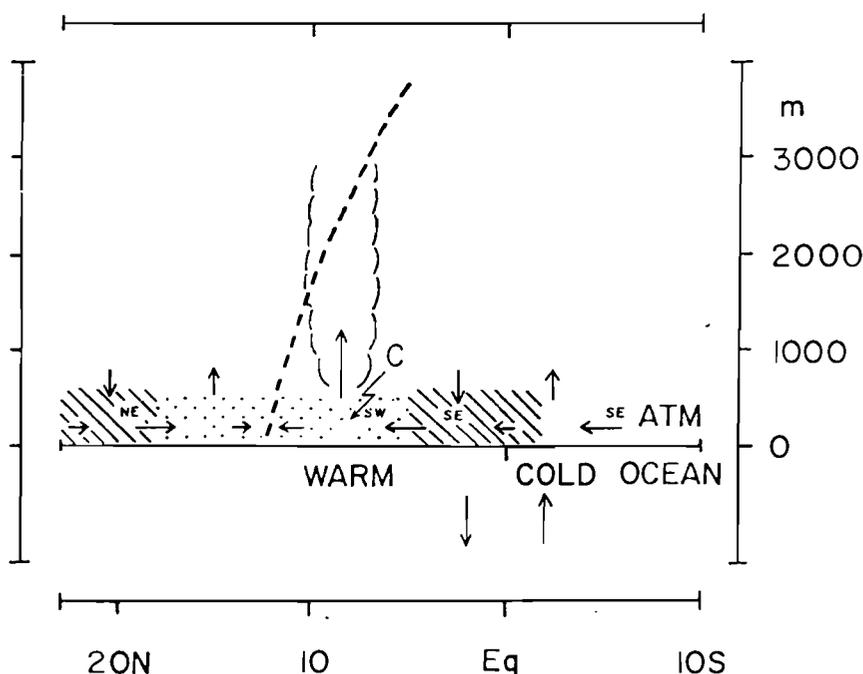


Figure 14: Coupe méridienne schématique d'après Hastenrath et Lamb (1977), de la région de discontinuité des vents (trait tireté), de l'axe de la convergence maximum (C), des vents et de leurs directions, en juillet et août en Atlantique tropical.

En Atlantique tropical, Hastenrath et Lamb (1977) le positionnent à 350km environ au sud de la région de discontinuité des vents de surface (fig. 14).

Au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, la ZITC présente des déplacements diurnes, liés pour partie aux marées barométriques (ainsi le long de 10°W, la ZITC a été observée plus au nord le jour que la nuit).

Cette influence continentale manifeste, tant sur les déplacements que sur l'alimentation de cette Zone de Convergence (Gruber, 1972), rend délicate une détermination fiable de la latitude de la ZITC.

Au-dessus de l'océan Atlantique, cette observation est plus simple; la Zone de Convergence y est le plus souvent unique. L'amplitude de ses déplacements diurnes le long d'un méridien reste généralement faible, bien que les observations satellitaires effectuées durant GATE (Global Atlantic Tropical Experiment) aient montré que ceux-ci pouvaient atteindre 7° de latitude en deux jours (Frank, 1983).

Ayant pris comme hypothèse, que les positions de la ZITC sont de nature à traduire des anomalies du climat, nous les avons systématiquement observées selon la méthode suivante:

#### *Méthodologie:*

- la longitude de 28°W a été retenue de façon à minorer les influences continentales de l'Afrique de l'Ouest et de l'Amérique du Sud, sur les déplacements de la ZITC;

- la détermination des positions a été effectuée sur une base quotidienne en exploitant des archives photographiques de la NOAA couvrant la période 1971-1984 fournissant deux images par jour (canaux visible et infra-rouge); elle a été complétée à l'aide de données numériques Meteosat couvrant la période 1982-1990, en réalisant une synthèse (par maximum de température) de 8 images infra-rouge par jour;

- à partir de ces observations, a été enfin construite une série temporelle des positions de la ZITC de 1971 à 1990, sur la base de 4 valeurs par mois (moyennes regroupant alternativement des périodes de 7 et 8 jours).

La figure 15 montre la série des positions ainsi relevées et qui seront analysées dans la 4ème partie de ce mémoire.

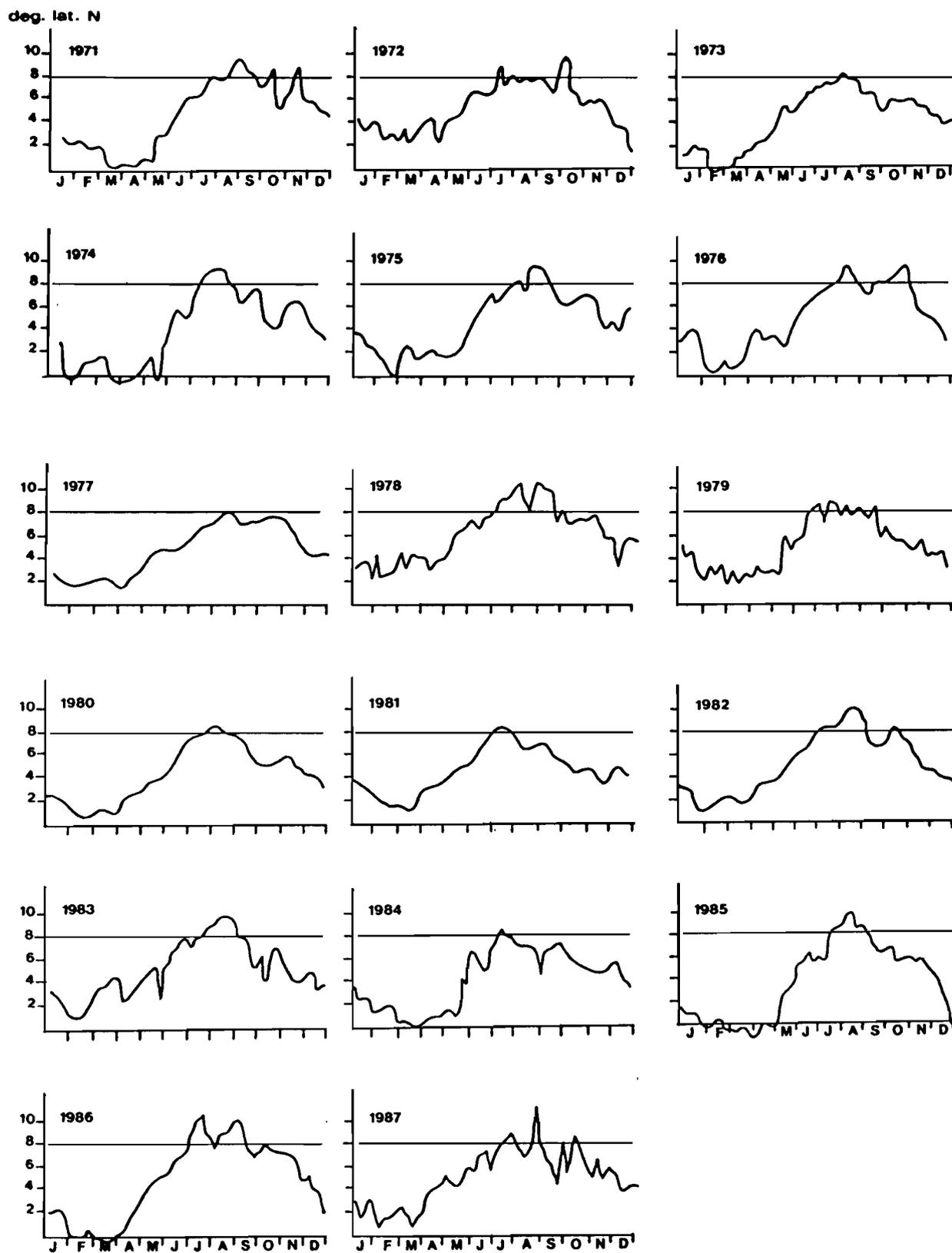


Figure 15: Positions de la ZITC observées à 28°W de 1971 à 1987

*c) Localisation des centres anticycloniques subtropicaux*

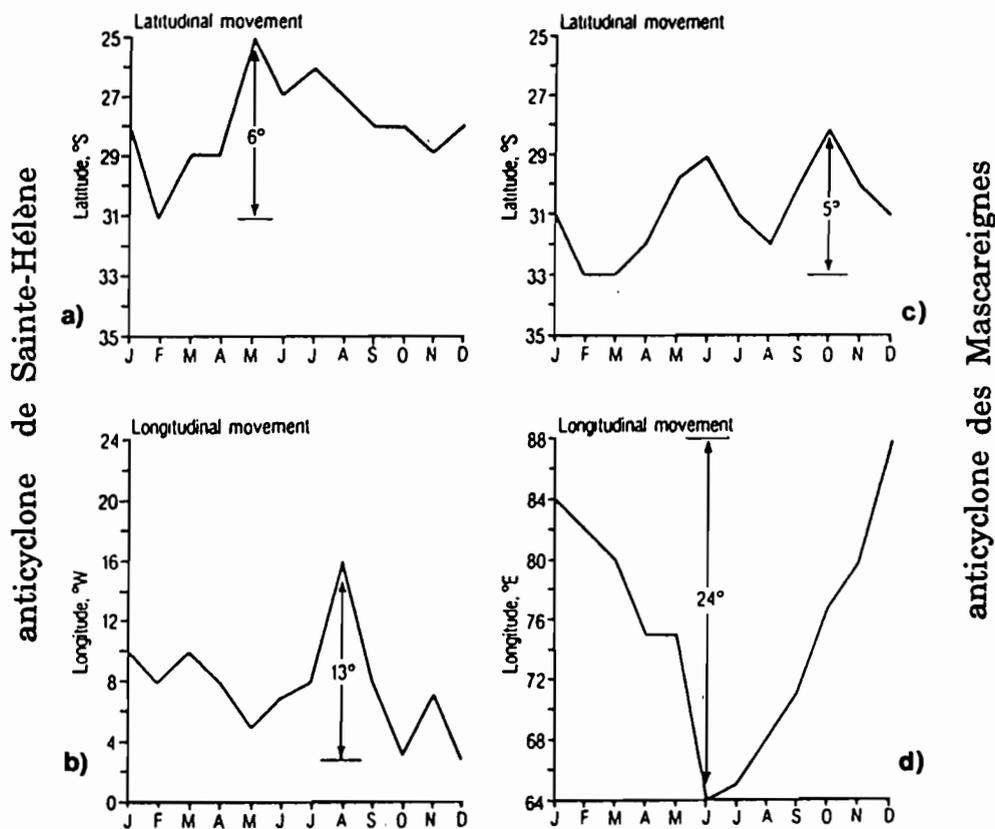
Associés aux migrations de la Zone Intertropicale de Convergence, les changements de position et d'intensité des anticyclones subtropicaux contrôlent les modifications du climat.

L'absence de définition précise de ces paramètres explique peut-être le petit nombre d'études systématiques qui s'y rapportent.

On trouve néanmoins parmi celles-ci:

- Camberlain (1987) a relié la position des anticyclones subtropicaux atlantiques (Sainte-Hélène et Açores) au climat de l'Afrique de l'Ouest,

- Walker (1989) souligne l'importance de la position et de l'intensité des anticyclones de Sainte-Hélène et des Mascareignes pour la pluviométrie de l'Afrique du Sud. Du même auteur nous avons extrait une représentation synthétique des déplacements de ces centres de hautes pressions (fig. 16).



*Figure 16: Positions en latitude et longitude des anticyclones de Sainte-Hélène (fig. 16a et b) et des Mascareignes (fig. 16c et d) d'après Walker (1989), citant Vowinckel (1955), MacGee et Hastenrath (1966) et Tyson (1986).*

Les sources de ce document sont elles-même assez anciennes: elle proviennent de Tyson (1986) qui cite lui-même Vowinckel (1955) et McGee et Hastenrath (1966).

On y retrouve une illustration connue des déplacements en latitude de deux anticyclones subtropicaux, mais celle de leurs déplacements en longitude est intéressante et originale.

A notre tour nous avons exploité cette direction de recherche, à l'aide des données du canal "Vapeur d'Eau" de Meteosat: ce canal (noté WV) est en effet un remarquable traceur des zones de subsidence qui permet de localiser et de suivre les centres de hautes pressions en Atlantique.

Toutes les références traitant du canal WV de Meteosat s'accordent sur les points suivants:

- a) dans la bande d'absorption (5.7 à 7.1 $\mu$ m) couverte par le radiomètre WV de Meteosat, Poc *et al.* (1980) indiquent que l'énergie parvenant au sommet de l'atmosphère et mesurée par le radiomètre, peut être considérée comme essentiellement due à la teneur en vapeur d'eau; les contributions des autres composants de l'atmosphère ( $O_3$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ) sont ici négligeables: les auteurs ont pris pour modèle d'atmosphère celui de McClatchey *et al.*, (1972); des résultats similaires sont obtenus avec le "US Standard atmosphere" de la NASA (Rochard, comm.pers.),

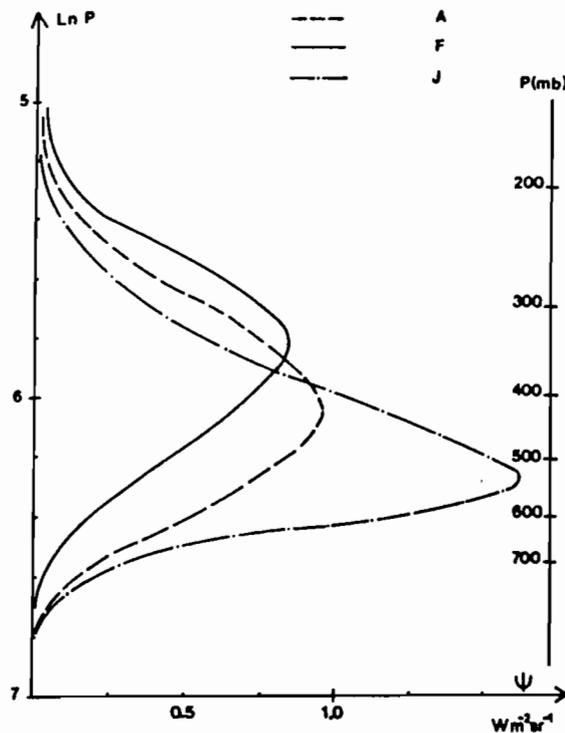


Figure 17: Fonctions de contribution à l'énergie mesurée par le canal WV, en atmosphère standard (A), humide (F) et sèche (J), d'après Poc *et al.* (1980); atmosphère définie par McClatchey (1972).

- b) à partir de radiosondages conventionnels, d'excellentes corrélations ont été obtenues entre les comptes numériques (ou radiances équivalentes) mesurés par le canal WV et les radiances fournies par un modèle de transmission de l'atmosphère selon Poc *et al.* (1980), Ramond *et al.* (1981) et Schmetz (1989);

- c) le signal mesuré par le radiomètre WV provient de couches d'atmosphère situées à des altitudes variant entre 300 et 600hPa (fig.17), selon la distribution verticale de l'humidité (Poc *et al.*, 1980);

- d) enfin pour chaque type d'atmosphère (sèche, standard ou humide), ces mêmes auteurs ont établi une correspondance entre radiances mesurées et contenus intégrés en vapeur d'eau.

A notre tour, nous avons procédé à une vérification élémentaire de la relation existant entre la donnée numérique fournie par le canal WV et l'humidité relative calculée à partir de différents radiosondages effectués par l'ASECNA en Afrique de l'Ouest:

- d'août à décembre 1989, 66 profils ont été sélectionnés à Dakar, 37 à Tombouctou et 60 à Bamako. Tous correspondent à des situations "d'atmosphère claire" ou libre de nuages. Considérant que l'énergie reçue provenait des couches moyennes et supérieures de l'atmosphère, un calcul du contenu intégré en vapeur d'eau a été effectué, en réalisant toutes les sommations depuis le niveau supérieur (300hPa) vers chacun des niveaux inférieurs (400, 500, 600, 700, 800, 900hPa);

- en respectant la méthode préconisée par Ramond *et al.* (1981), toutes les zones plus froides que  $-40^{\circ}\text{C}$  (nuages reconnus dans le canal IR) ont été masquées dans l'image correspondante du canal WV;

- un essai de corrélation entre la série des radiances WV et celle des humidités relatives, montre que le meilleur résultat significatif au niveau 99% ( $n=66, r=0.6, t=6$ ) est obtenu au voisinage de 550hPa (fig.18).

A titre de comparaison, la validation semblable qui a été effectuée par Picon et Desbois (1986) à partir des humidités fournies par les analyses du CEPMMT, a conduit à une corrélation supérieure à 0.7 (au niveau 700hPa) dans la région de la ZITC et supérieure à 0.8 dans la région tropicale Sud (au niveau 500hPa).

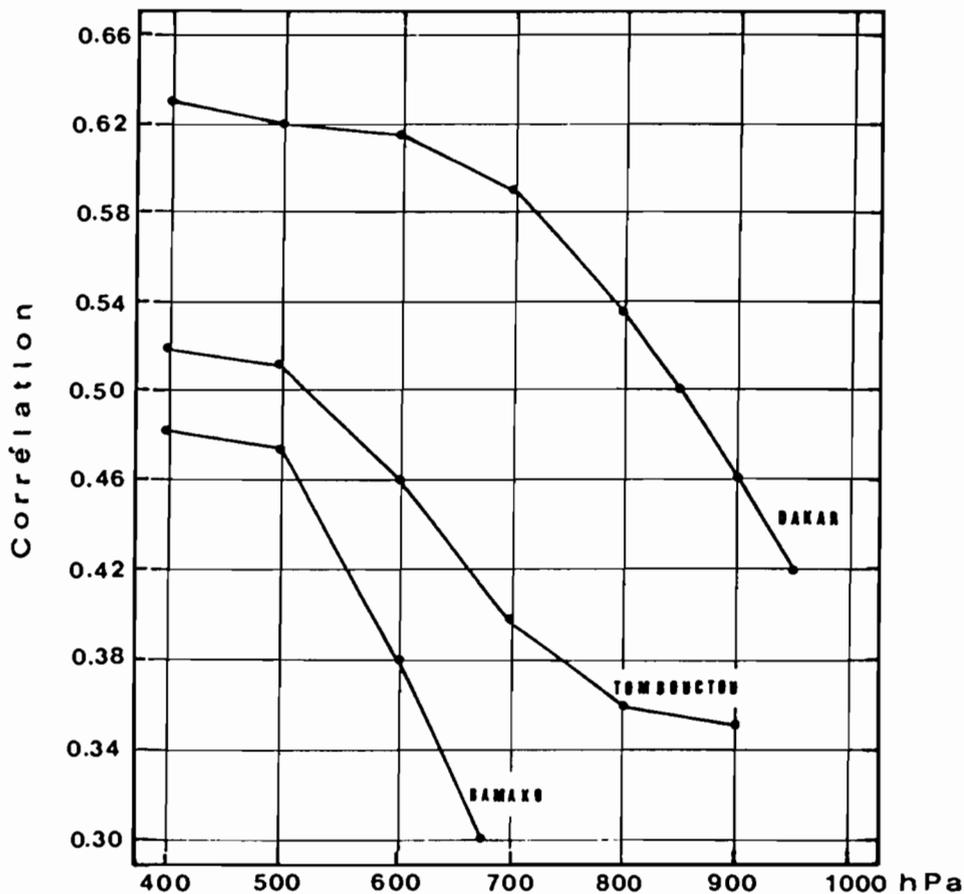


Figure 18: Corrélations entre les radiances Meteosat-WV et les contenus intégrés en vapeur d'eau du sommet (300hPa) au niveau indiqué en abscisse (données: radiosondages ASECNA).

L'analyse de synthèses d'images (WV) réalisées à partir de simples moyennes permet également de dégager des structures élémentaires:

- la ZITC, zone d'ascendance, se reconnaît aisément aux températures radiatives (WV) les plus faibles de la région intertropicale. Desbois *et al.*, 1986, en effectuant un "seuillage" de ces températures radiatives observent, sur la période 1983-1985, que le domaine géographique que l'on peut associer aux températures radiatives faibles est plus étendu en année pluvieuse qu'en année sèche au Sahel. La même conclusion ressort de la comparaison que nous avons effectuée des années 1989 et 1990 (respectivement humide et sèche);

- si l'interprétation d'une image instantanée dans le canal Meteosat-WV peut être délicate, la synthèse multitemporelle à l'échelle de la quinzaine ou du mois, permet de reconnaître aisément les zones de subsidence (régions à minimum de vapeur d'eau) qui correspondent aux anticyclones de Sainte-Hélène, des Açores et de Libye; en se gardant d'assimiler l'information Meteosat-WV à une humidité à un niveau précis, on peut cependant observer la similitude de situation des zones à

minimum de vapeur entre une image de synthèse Meteosat-WV (fig. 19a) et la carte correspondante en humidité relative à 500hPa déduite des analyses du CEPMMT (fig. 19b).

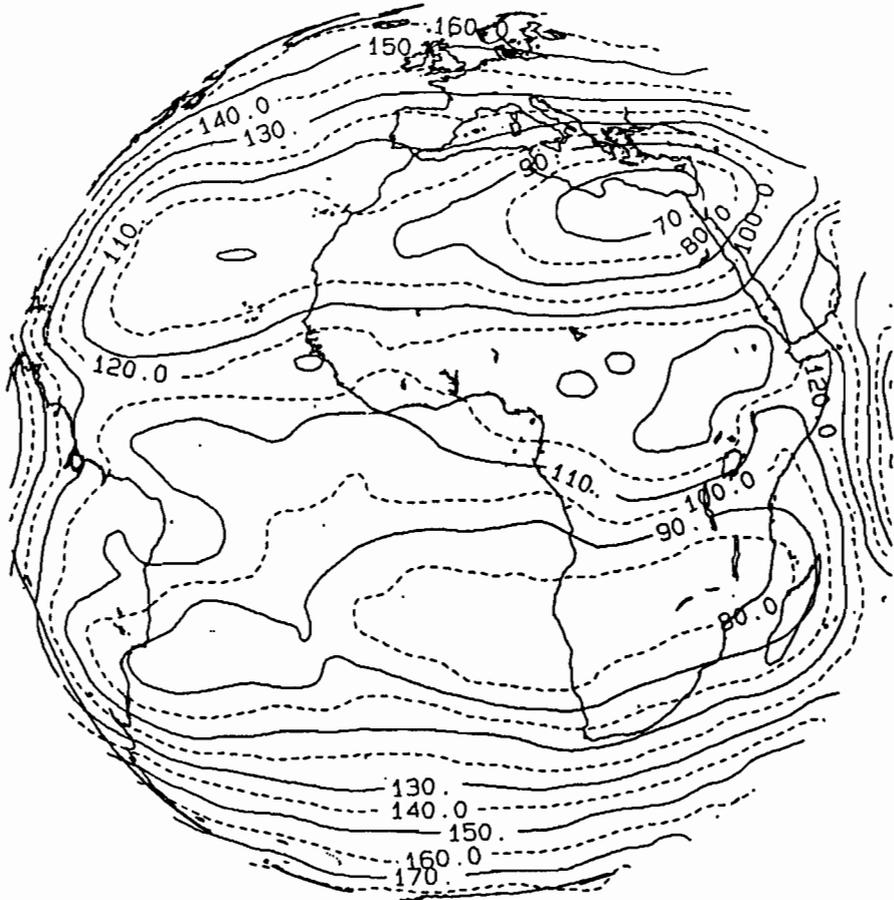


Figure 19a: Moyenne d'images Meteosat-WV en juillet 1985 (comptes numériques calibrés).

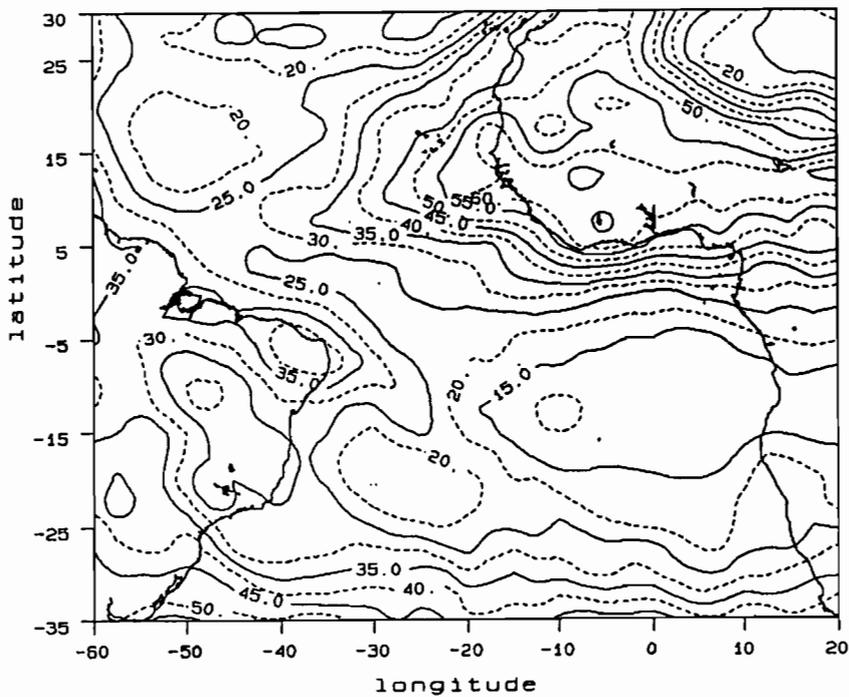


Figure 19b: Carte de l'humidité relative moyenne (en %) au niveau 500hPa (CEPMMT) en juillet 1985.

#### IV- Analyse de deux paramètres importants de la variabilité du climat de l'Afrique de l'Ouest:

##### *a) Positions de la Zone de Convergence en Atlantique Tropical*

La relation entre la pluviométrie sahélienne et les déplacements saisonniers de la ZITC a le plus souvent, été limitée à l'analyse de sa position la plus septentrionale de l'été boréal. Les observations satellitaires effectuées le long de 28°W (fig. 15), permettent de retrouver certains résultats connus et apportent quelques enseignements nouveaux:

- sur la période 1971-1987, la ZITC Atlantique est de façon quasi-permanente située dans l'hémisphère Nord;
- pour les années à déficit pluviométrique important telles que 1972,1973,1977,1979,1984,1987, sa position la plus septentrionale s'est stabilisée à une latitude relativement basse (inférieure ou égale à 8°N), conformément aux schémas déjà proposés par Schupelius (1976), Lamb (1978) et Hastenrath (1984);
- mais, une latitude plus septentrionale de la ZITC en juillet-août n'est pas un indicateur systématique et suffisant d'une année pluvieuse, la zone de convergence ayant été relevée au voisinage de 10°N en été boréal, lors des sécheresses sévères des années 1982 et 1983.

Ce point de désaccord avec les travaux précédemment cités nous conduit à reprendre l'analyse de façon plus globale.

Considérant comme trop restrictive la seule période de l'été boréal, nous avons extrait de notre série trois années typiquement sèches (1972,1982,1983) et trois années relativement plus humides (1974,1985,1986).

Les enveloppes des positions observées pour chaque cas sont représentées en figures 20a et 20b, un point couvrant une période d'un quart de mois: pour une période déterminée, la latitude de la ZITC est définie à l'intérieur d'une plage de variations inférieure à 2° d'amplitude.

Le tracé des courbes médianes (à équidistance des extremums) pour chacune de ces enveloppes (fig. 20c), ne montre pas de différences significatives entre les positions de la ZITC en juillet-août, que la saison soit pluvieuse ou non.

En revanche, celles-ci sont plus manifestes dans la période de mars à avril, où la Zone de Convergence en année sèche est observée à une latitude plus élevée qu'en année humide.

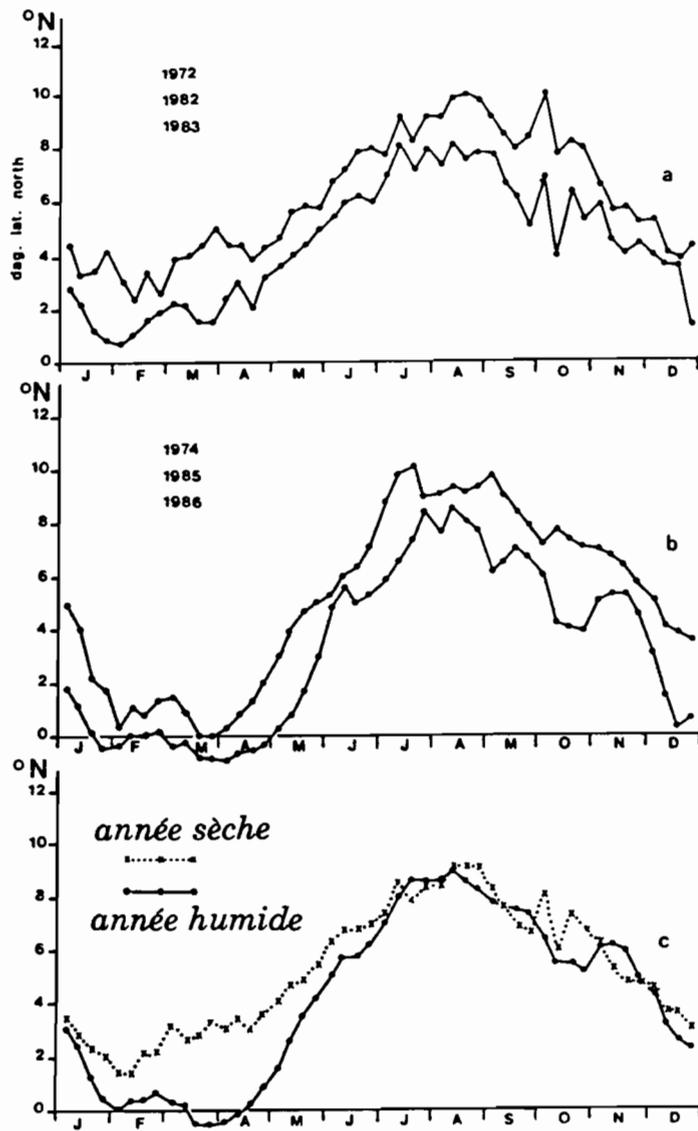


Figure 20: Enveloppe des positions de la ZITC pour trois années sèches (a), pour trois années humides (b) et courbe médiane (c), extrait de Citeau et al.,(1988a); en figure 20c année sèche en pointillé et année humide en trait continu.

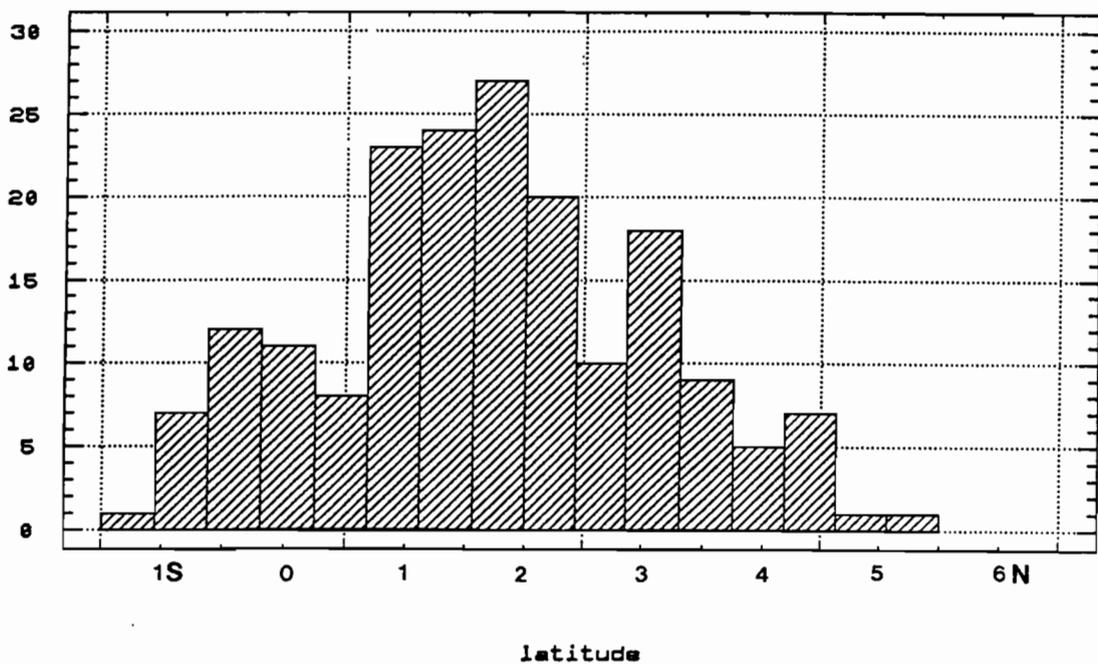


Figure 21: Nombre d'observations des positions en latitude de la ZITC rangées par classes de 0.4° entre mars et avril, de 1971 à 1991.

Le classement des positions observées entre mars et avril, de 1971 à 1991, montre que celles-ci se répartissent selon deux modes (fig. 21): l'un a son extremum vers 0°5S et le second vers 2°N. On observe que le premier mode correspond aux périodes pluvieuses et le second aux périodes sèches; la différence de taille des effectifs correspondants souligne sur la période étudiée, la prééminence des années sèches.

C'est généralement entre février et avril que la Zone de Convergence atteint sa position la plus méridionale, proche de l'équateur. La date à partir de laquelle va alors s'amorcer le déplacement saisonnier de la ZITC vers le Nord apporte une autre information exploitable. Elle indique en effet le moment où l'influence croissante de la zone d'action de l'anticyclone de Sainte-Hélène va se traduire par l'intensification des alizés de Sud-Est.

Nous avons emprunté à Garzoli et Katz (1984), la figure 22a où sont illustrées en fonction du temps (jours calendaires), les tensions du vent de surface au rocher Saint-Paul (1°N,29°W) en 1979 et en 1983. Dans cette région de l'océan (et dans le reste de l'Atlantique équatorial occidental), l'intensification du vent est particulièrement plus importante sur la composante zonale du vent.

La date à laquelle intervient cet événement peut être déterminée de façon suffisamment précise pour qu'en soit étudiée la variabilité. Ainsi un décalage d'un mois apparaît entre les dates du renforcement des alizés de Sud-Est en 1979 et 1983. Un décalage du même ordre et de même sens se retrouve dans l'analyse des dates respectives auxquelles la ZITC a commencé sa migration au Nord.

Nous avons donc entrepris de déterminer de façon systématique et d'après l'observation satellitaire, la date à partir de laquelle la ZITC se déplace continûment au Nord; c'est la date du changement de signe des tangentes aux courbes représentatives "*latitude ZITC = f(t)*".

Cette détermination a été effectuée à 28°W pour la période 1971-1987, puis rapportée à la date d'intensification de la tension zonale du vent à 0°,30°W (fig. 22b); les données de vent de surface utilisées proviennent de Picaut et *al.*, (1985) et Servain et *al.*, (1987). Une corrélation significative existe entre les deux événements ( $r=0.84$ ,  $n= 17$ ,  $t=5.99$ ).

Ceux-ci n'apparaissent pas en phase, l'intensification du vent de surface se manifestant 25 jours environ après le déplacement au Nord de la ZITC (telle que suivie par sa trace en altitude).

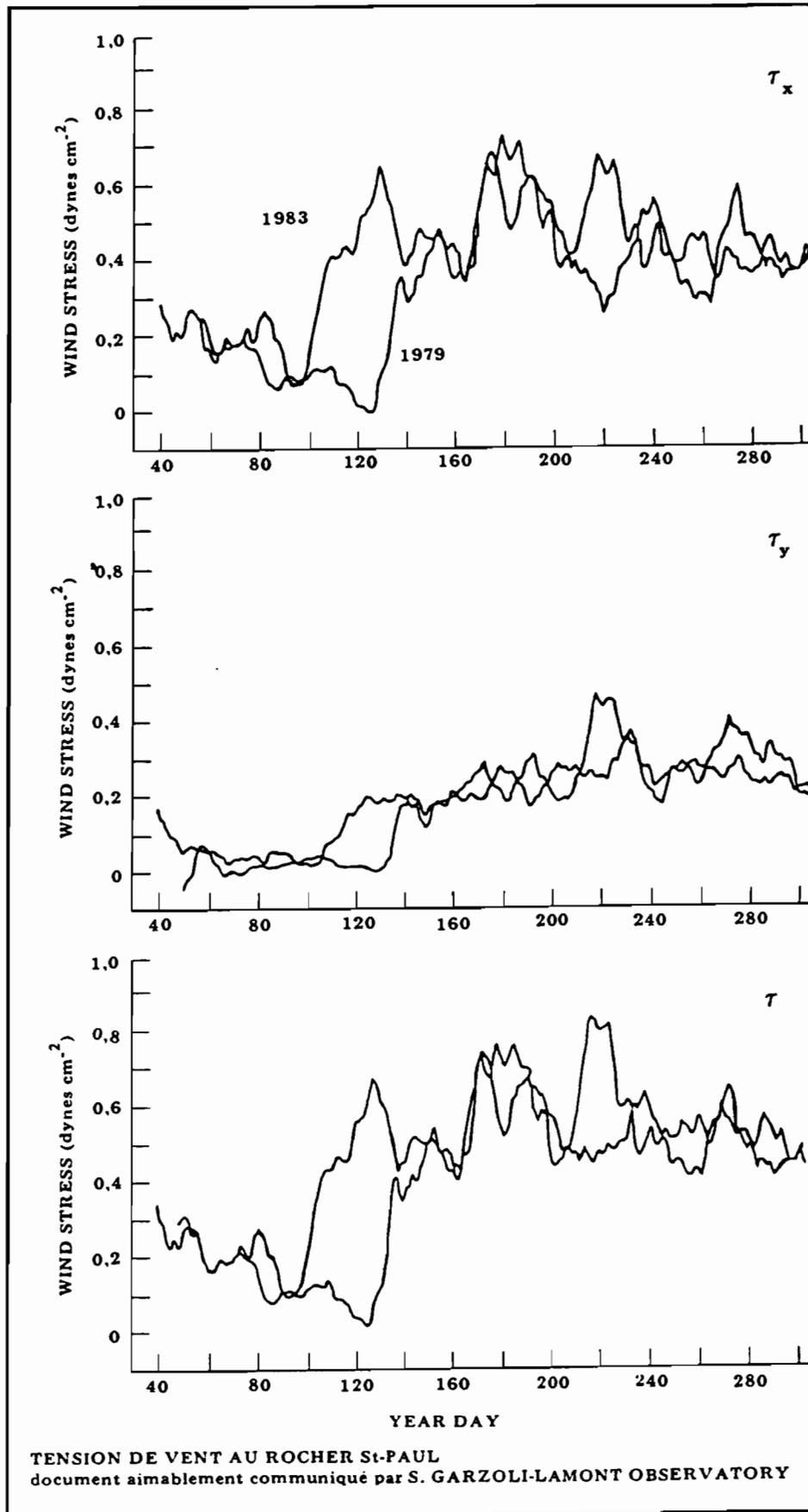
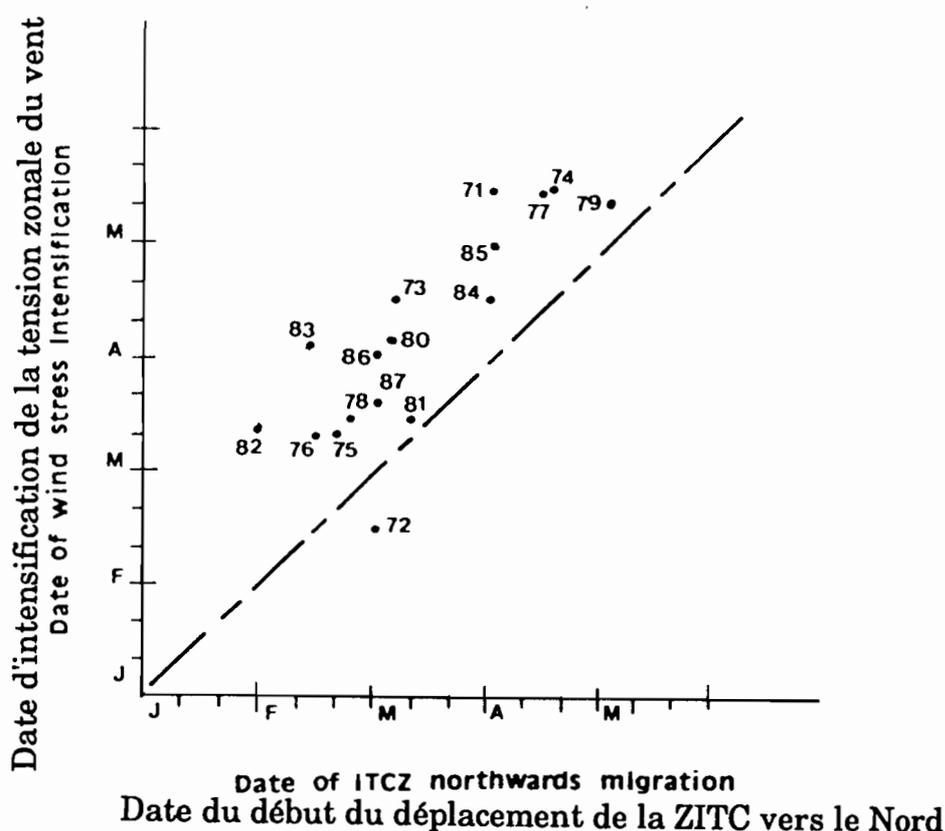


Figure 22a: Représentation de la tension du vent d'après les mesures effectuées au rocher Saint-Paul ( $1^{\circ}\text{N}$ - $29^{\circ}\text{W}$ ) en 1979 et 1983 d'après Garzoli et Katz (1984); en abscisses jours calendaires.



*Figure 22b: Corrélation entre les dates d'intensification de la composante zonale du vent à 0°,30°W et celles de la migration vers le Nord de la ZITC, de 1971 à 1987 (Citeau et al. 1989).*

L'analyse de cette chronique de la migration saisonnière de la ZITC permet de souligner le décalage temporel entre des années où le déplacement vers le Nord est intervenu de façon précoce (soit en février-mars: 1972, 1975, 1976, 1982, 1983), et celles où celui-ci s'est manifesté plus tardivement (soit en avril-mai: 1971, 1974, 1977, 1979, 1984, 1985).

En conclusion, si l'on admet que la position de la ZITC en juillet-août est pratiquement invariable à 28°W, la date à partir de laquelle la zone de convergence migre vers le Nord, ainsi que sa latitude à cette époque, suffiraient à schématiser le déplacement saisonnier d'une année déterminée.

Cette simplification et l'association qu'elle suggère entre un type d'année (sèche ou humide) et une date de déplacement vers le Nord de la ZITC, ou sa latitude au printemps boréal, ne reposent pour l'heure sur aucun schéma explicatif.

Ces paramètres, simples révélateurs de situations types observées sur les vingt dernières années semblent avoir une signification plus globale que le domaine tropical atlantique: en effet, en reprenant le même type d'observations systématiques le long de 60°E (océan Indien), Citeau *et al.*,(1988b) relèvent une similitude dans la chronologie des déplacements vers le Nord des zones de convergences au-dessus des océans Atlantique et Indien, avec une migration précoce en 1972, 1982 et 1983 et plus tardive en 1974 et 1984.

Sans entrer dans des développements hors des limites de ce mémoire, indiquons que ce couplage suggéré par les données satellitaires entre les ZITC atlantique et indienne est cohérent avec les liaisons déjà établies par Krishnamurti et Kanamitsu (1978), entre les moussons africaine et indienne.

La recherche de mécanismes explicatifs justifiant que tel schéma de migration saisonnière de la ZITC puisse être associé à un hivernage pluvieux ou sec au Sahel, amène à considérer le flux de vapeur d'eau alimentant la mousson et à son origine première, l'océan Atlantique.

### b) Intensité des "Upwellings" du golfe de Guinée

Le golfe de Guinée, zone d'origine de la mousson africaine, est le siège en été boréal de différents refroidissements ou "upwellings" équatoriaux et côtiers.

Leur connaissance s'impose car:

- le transfert de vapeur d'eau dépend pour partie, de la température de surface océanique,
- ce sont des indicateurs de l'intensification d'alizés de Sud-Est et indirectement du flux de mousson de Sud-Ouest qui en dérive.

En effet, le refroidissement équatorial, phénomène de loin le plus important, résulte principalement de deux mécanismes:

- l'intensification ou "*l'action éloignée*" du vent dans la région occidentale de l'océan Atlantique d'après, entre autres, Adamec et O'Brien (1978), Picaut (1983), Servain (1984),
- la divergence locale du vent dans le golfe de Guinée, selon Philander et Pacanowski (1981).

Sur les contributions respectives de ces mécanismes, Colin (1991) apporte les précisions suivantes: "*l'action éloignée*" du vent fournit la meilleure corrélation ( $r= 0.85$ ), si l'on considère la réponse en TSM avec un décalage compris entre 0 et 1 mois; la corrélation avec la divergence locale étant, quant à elle, la meilleure ( $r= 0.82$ ) avec un décalage de 2 mois. D'autres mécanismes enfin doivent être pris en compte, dont la diffusion océanique turbulente, responsable selon le même auteur de 45% du refroidissement total.

Les upwellings côtiers n'intéressent qu'une étendue marine limitée à la côte congolo-gabonaise et ivoiro-ghanéenne; là encore, les dynamiciens proposent différents mécanismes (upwellings d'Ekman et propagation d'onde de Kelvin côtière) décrits par Colin (1991), mais qui en définitive, résultent tous de la remontée vers le Nord de la zone d'action de l'anticyclone de Sainte-Hélène. La caractéristique des régions océaniques équatoriales est leur réponse rapide aux sollicitations du vent.

Les données disponibles sur les vingt dernières années permettent de reconstituer l'intensité de l'upwelling équatorial et de la rapprocher de la variabilité de la pluviométrie des régions sahéliennes.

Par ailleurs, la représentativité des TSM de la zone de référence (fig. 13) nous fonde à rapporter les résultats de cette étude aux analyses similaires d'Hastenrath et Lamb (1977), Lamb (1978) et Hastenrath (1984), entre températures de surface dans la région tropicale atlantique et pluviométrie sahélienne.

Les figures 23a et 23b représentent les anomalies de TSM calculées dans la zone de référence, à partir des données de Servain et *al.* (1987 et 1990), prenant pour norme la période des années 1964 à 1989.

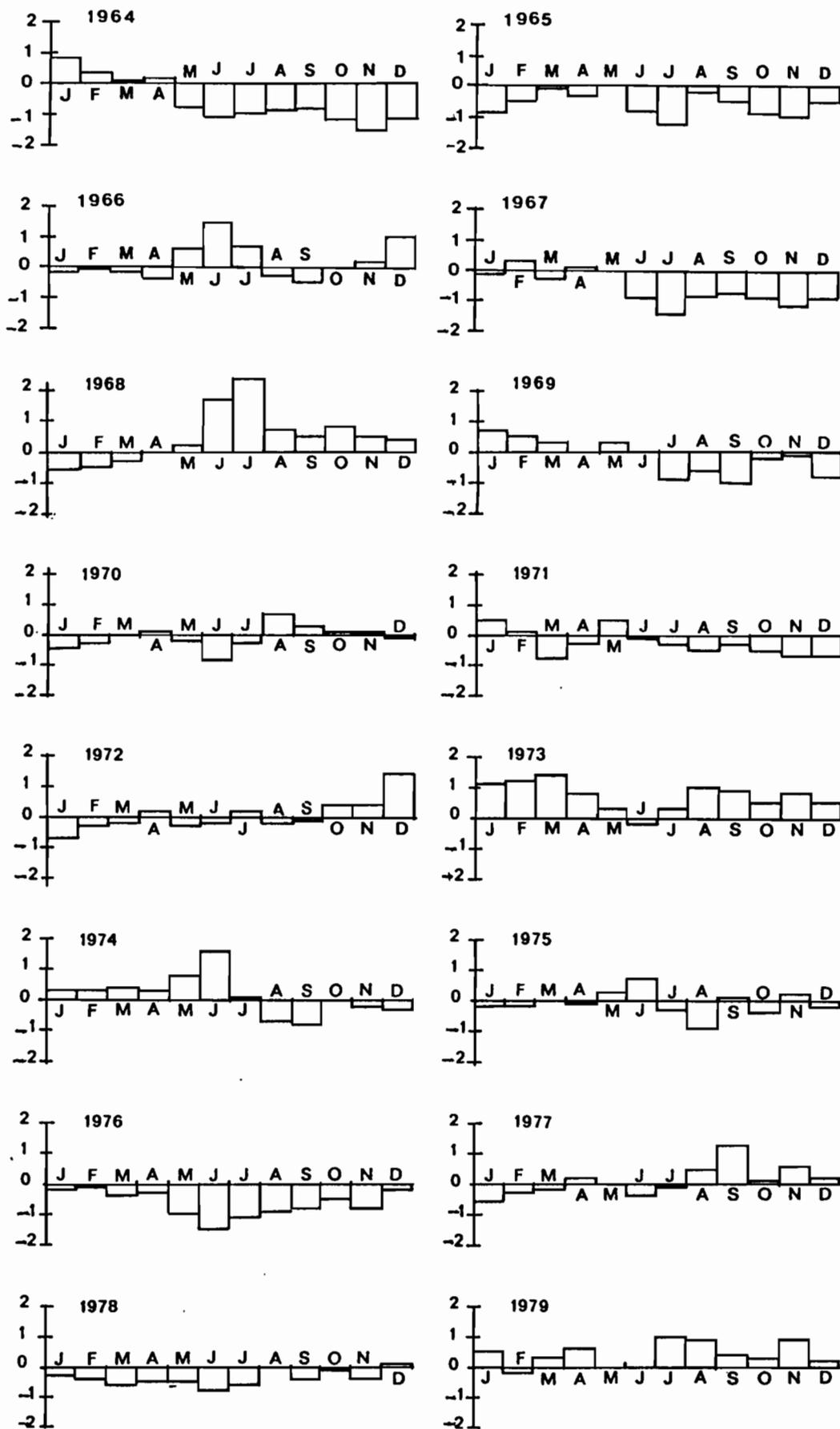


Figure 23a: Anomalies de température de surface calculées dans le domaine  $2^{\circ}\text{N}$ - $2^{\circ}\text{S}$ ,  $8^{\circ}\text{W}$ - $12^{\circ}\text{W}$  pour la période 1964-1979 à partir des données de Servain et al., (1987 et 1990).

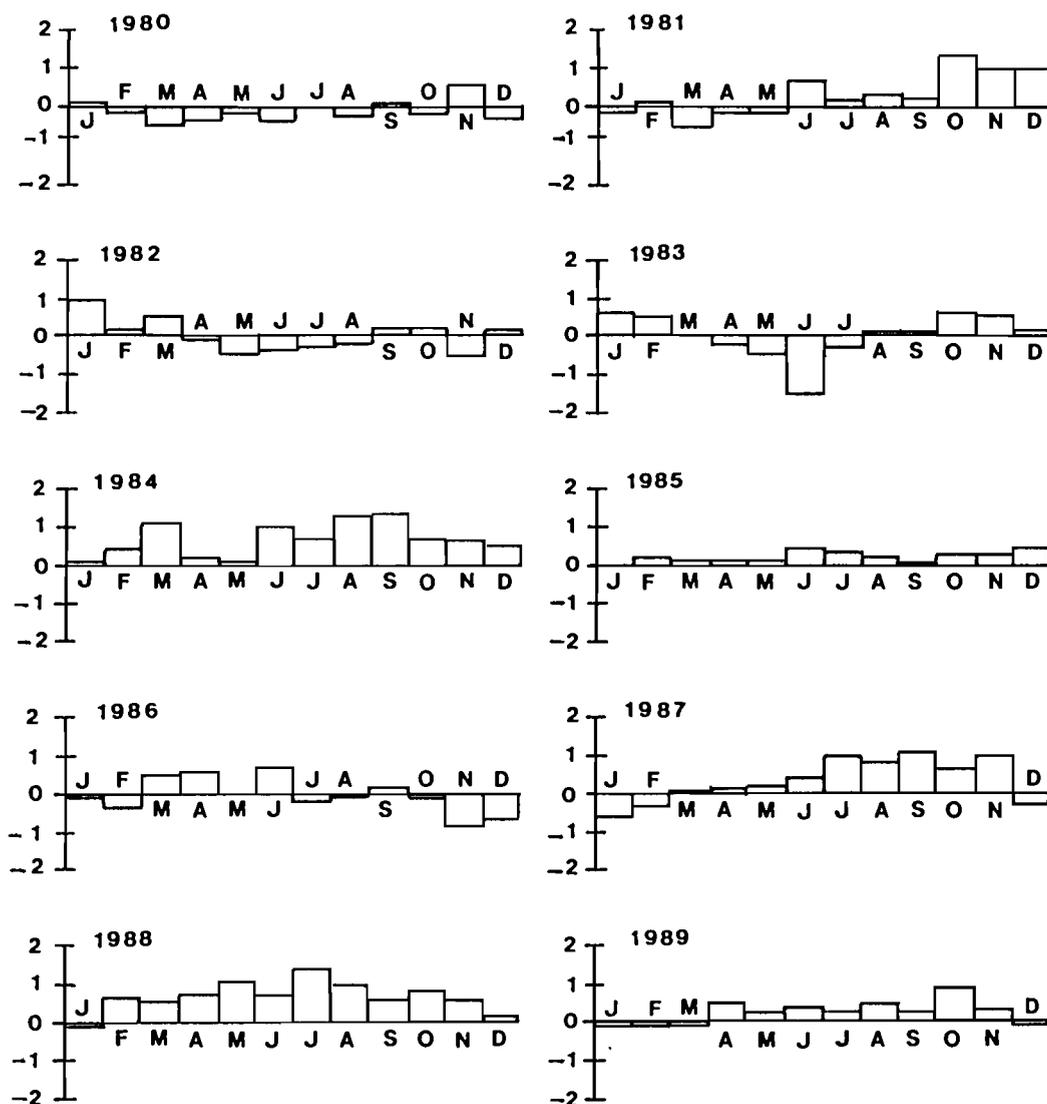


Figure 23b: Anomalies de température de surface calculées dans le domaine  $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}, 8^{\circ}\text{W}-12^{\circ}\text{W}$  pour la période 1980-1989 à partir des données de Servain et al., (1987 et 1990).

Durant la période pluvieuse de 1964 à 1969, les anomalies de TSM en été boréal sont toutes négatives à l'exception des années 1966 et 1968. Pour ces deux années, les index de Lamb et du fleuve Sénégal indiquent un déficit pluviométrique relatif (fig. 9), en accord avec les travaux que nous venons de citer.

A partir des années 1970, où la sécheresse s'accroît, la correspondance est également satisfaisante entre les pluviométries (relativement) plus favorables et les anomalies négatives de TSM en juillet, août et septembre des années 1971, 1974, 1975 et 1978.

De même, peut-on associer à des situations de déficits pluviométriques importants au Sahel, les anomalies positives de TSM des années 1973, 1977, 1979, 1984 et 1987.

Un certain nombre de cas restent cependant inexplicables:

Ainsi pour les années 1972, 1982 et 1983 à déficits pluviométriques importants, on relève que l'upwelling équatorial a été normal ou légèrement plus intense que la norme. Dans la situation inverse, pour l'année pluvieuse 1988 l'upwelling équatorial est faible (anomalies positives).

Parmi les interprétations possibles de ces résultats en désaccord avec les travaux cités plus haut, nous proposons de considérer:

- la valeur de la TSM de référence:

La valeur moyenne de la température de la zone de référence entre juillet et septembre, a en effet lentement varié depuis 1964 (fig. 24); elle indique un réchauffement de cette région légèrement supérieur à 1 degré pour une période de 25 ans.

Les anomalies froides des années 1965-1975 se trouvent donc majorées et les suivantes minorées.

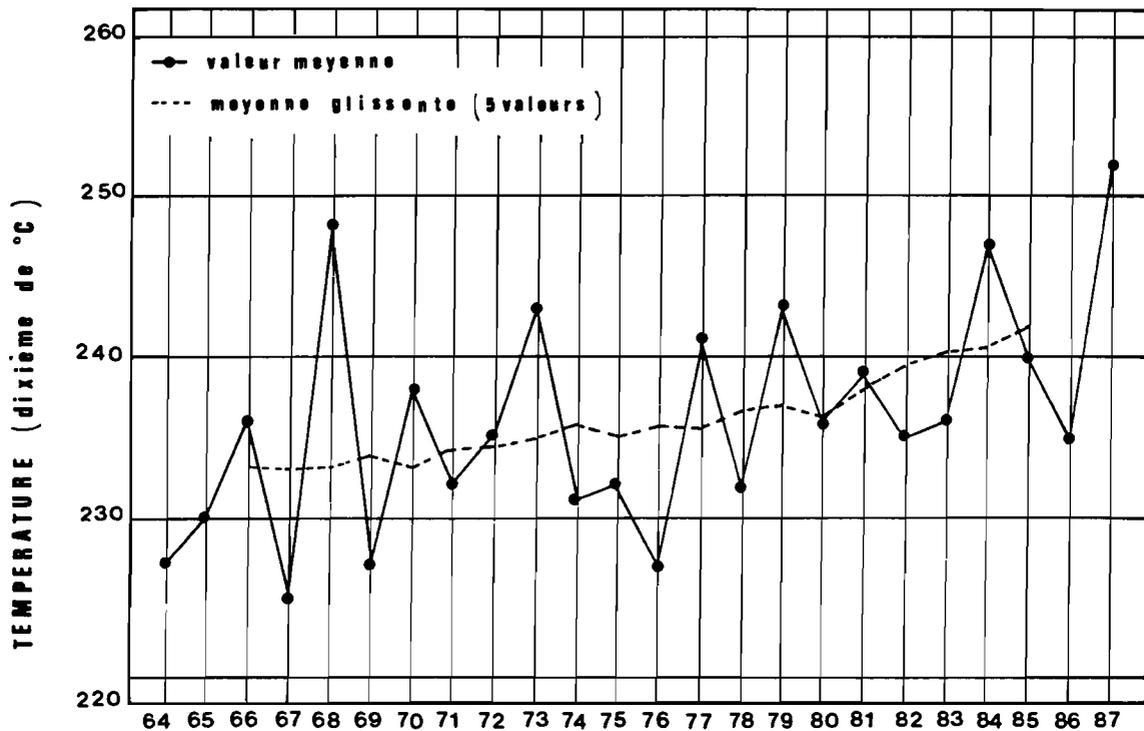


Figure 24: Température de surface moyenne en dixièmes de °C, dans la zone 2°N-2°S, 8°W-12°W, de 1964 à 1987 (en trait plein); en pointillés: moyenne mobile sur 5 valeurs; origine des données: Servain et al., (1987 et 1990).

- le mécanisme générateur de l'upwelling:

Ainsi que précédemment rappelé (Colin, 1991), l'upwelling équatorial, considéré dans cette étude comme la trace effective de l'installation des alizés de Sud-Est, peut avoir une origine éloignée (intensification du vent dans l'Ouest atlantique) et une origine locale. Les contributions respectives des deux mécanismes ne sont pas nécessairement identiques d'une année à l'autre (Colin *et al.*, 1987 et Colin, 1991). Il est, dans ces conditions, permis de considérer que les champs de vent associés à ces upwellings aient, après traversée de l'équateur et rotation en vents de Sud-Ouest, des conséquences différentes sur le flux de la mousson africaine et donc sur la pluviométrie des régions sahéliennes. Cette étude du flux dans les basses couches sera l'objet d'un paragraphe suivant.

En conclusion, le suivi des températures de surface dans la région équatoriale du golfe de Guinée, fournit un bon indicateur de l'installation des alizés de Sud-Est et partant du flux de mousson. Toutefois, l'association entre hivernage pluvieux et upwelling équatorial intense ne peut être systématique (pas plus que la proposition inverse); cette relation globalement vérifiée dans les années 1970 ne l'est plus dans les années 1980.

Il est proposé de considérer que pour un upwelling équatorial d'intensité déterminée, les mécanismes générateurs ("forcing local" ou "forcing éloigné" du vent) puissent se traduire de manière suffisamment différente dans les flux de basses couches pour en affecter significativement le flux de mousson et partant la pluviométrie sahélienne.

## V - Disponibilité de la Vapeur d'Eau en Afrique de l'Ouest

On peut admettre avec Cadet et Nnoli (1987), que la vapeur d'eau alimentant la mousson africaine puisse avoir une triple origine: le golfe de Guinée, la forêt équatoriale limitrophe (assimilable à une extension de la zone océanique), ou l'océan Indien (via une circulation d'altitude).

Parmi ces différentes sources, il est légitime de privilégier la contribution de l'Atlantique tropical à ce flux de mousson, suivant en cela les études de Cadet et Houston (1984) et Cadet et Nnoli (1987).

### *a) Variabilité de la vapeur d'eau au dessus de l'océan.*

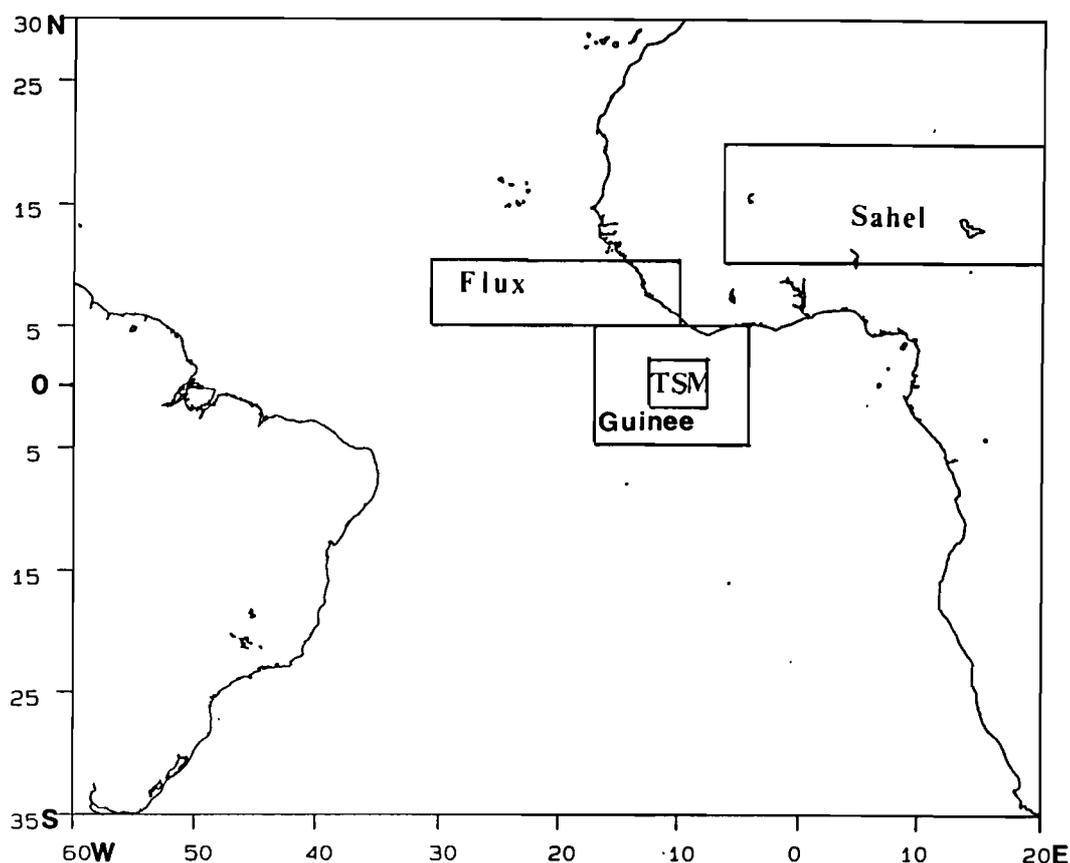
A l'échelle globale, il est assez naturel de relier la vapeur d'eau atmosphérique à la température de surface océanique: Stephens (1990) en étudiant la variabilité saisonnière de la vapeur d'eau à l'échelle de l'océan mondial, a montré qu'elle était en équilibre thermodynamique avec la TSM. La connaissance de cette dernière devrait suffire à déterminer la distribution horizontale de la vapeur d'eau des basses couches.

Appliquant ce principe à la région du golfe de Guinée, nous allons comparer le cycle saisonnier de la température de surface océanique à celui de la vapeur d'eau des basses couches de l'atmosphère.

Grâce aux nombreux travaux notamment de l'ORSTOM, le golfe de Guinée est assez bien connu en termes de cycle saisonnier, variabilité interannuelle, dynamique océanique... Deux saisons y prévalent, une saison chaude d'octobre à juin et une saison froide ou d'upwelling de juillet à septembre, auxquelles correspondent respectivement les positions méridionale et septentrionale de la ZITC. Les corrélations déjà établies entre les TSM du golfe de Guinée et celles de la zone (2N-2S,8W-12W), nous autorisent à en faire notre zone de référence du signal thermique saisonnier de cette région de l'Atlantique équatorial.

Pour le suivi de la vapeur d'eau d'origine océanique, considérons un domaine un peu plus étendu mais bien corrélé en TSM, avec la zone de référence: les méridiens et parallèles 5N, 5S, 2.5W, 17.5W délimitent un domaine où la corrélation est supérieure à 0.7 (fig. 13). Dans cette région de l'Atlantique, que nous appellerons "Guinée" l'humidité des basses couches (1000 à 700hPa) est calculée à partir des analyses du Centre Européen.

La figure 25 indique les différentes zones d'étude.



*Figure 25: Situation des différentes zones d'étude*

Le recours aux analyses du Centre Européen s'impose naturellement dans ce genre d'études, mais entraîne certaines contraintes utiles à rappeler:

- la période d'observation reste limitée (de 1980 à 1988 dans la présente contribution),
- les incertitudes liées aux données d'un modèle, en développement constant.

Certaines de celles-ci peuvent toutefois être levées par des mesures directes: ainsi le réseau de mesures de l'ASECNA nous permet une comparaison de l'humidité relative déduite des radiosondages de Dakar-Yoff, à celle de l'analyse du CEPMMT (fig. 26).

Cette comparaison révèle:

- une surévaluation de la vapeur d'eau au niveau 1000hPa, de 1983 à 1984,
- une estimation assez fiable de ce paramètre au niveau 850hPa, sur l'ensemble de la période étudiée,
- une surestimation au niveau 700hPa, pour la période 1982-1985,
- le niveau 500hPa reproduit fidèlement les observations déduites des radiosondages, en dehors de la période 1983-1984.

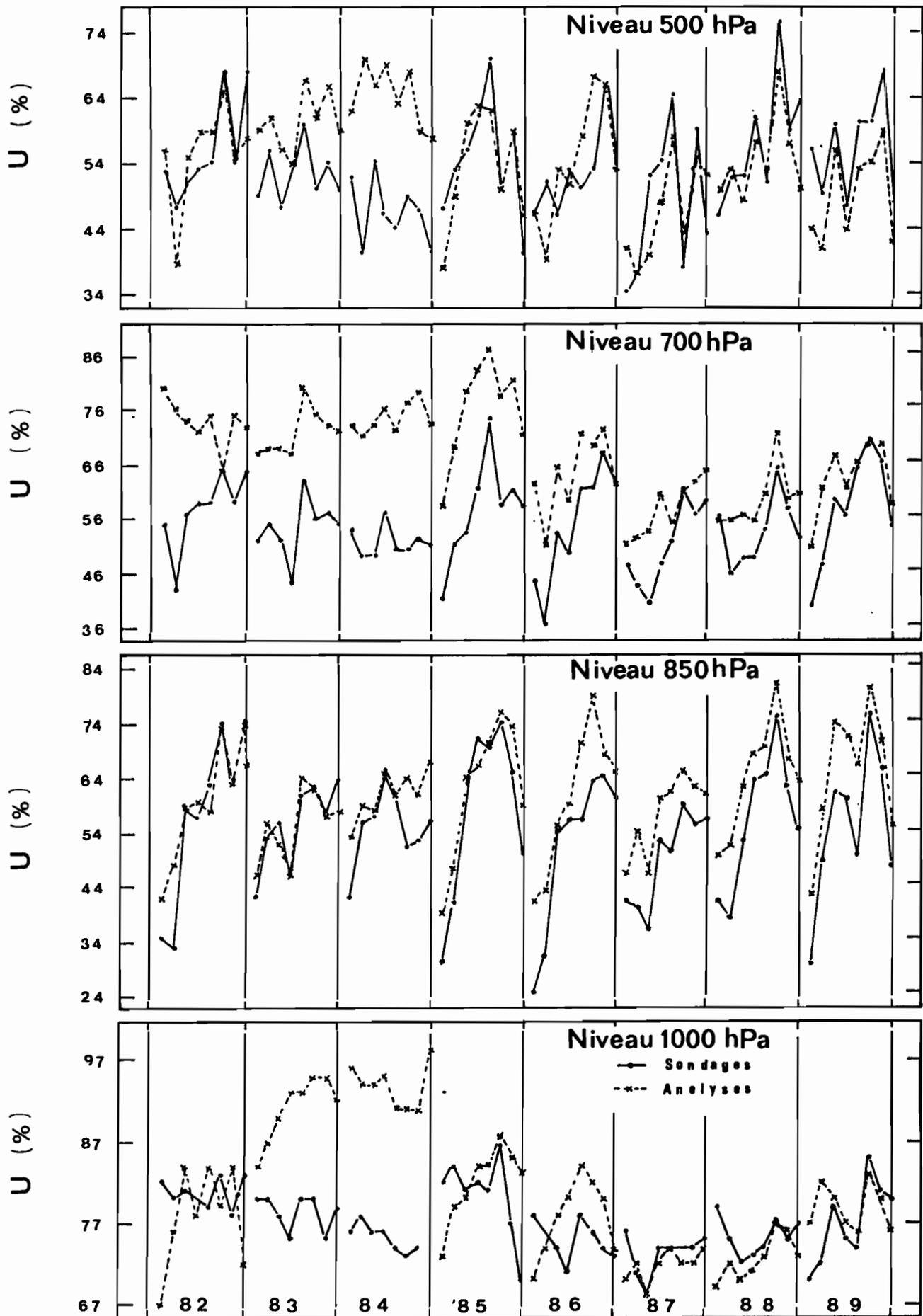


Figure 26: Humidités relatives à Dakar déduites des radiosondages ASECNA (trait continu) et des analyses du CEPMMT (trait pointillé), pour les mois de juin à septembre 1982 à 1988; les valeurs quotidiennes ont été moyennées.

Une connaissance plus précise ainsi qu'une chronique détaillée des modifications du modèle et de leurs conséquences peuvent être trouvées dans Laurent (1988) et Arpe (1990). Ces deux auteurs soulignent particulièrement la diminution de la vapeur d'eau en zone intertropicale et l'augmentation des vitesses verticales, comme résultat d'un changement de modèle en mai 1985.

Ces réserves posées, le contenu intégré en vapeur d'eau (1000-700hPa) de la zone Guinée et la TSM de la zone de référence présentent sur la période 1980-1988, des variations saisonnières cohérentes avec les résultats de Stephens déjà cité (fig. 27a):

- en 1980 et 1981, les deux paramètres varient de façon parallèle,
- de 1982 à 1984, les valeurs élevées du contenu intégré peuvent être attribuées à la surévaluation en vapeur d'eau signalée plus haut,
- l'extremum de vapeur d'eau en 1984 traduit de façon relative les valeurs élevées de la TSM à la même époque,
- en mai 1985, l'effet du changement de modèle se traduit par un ajustement et une diminution brutale du contenu intégré en vapeur d'eau.

En ce qui concerne les variations interannuelles, des points de divergence apparaissent néanmoins:

- durant les mois de juin à septembre des années 1985 à 1988, les variations interannuelles du contenu intégré en vapeur ne montrent pas de variations liées de façon significative aux upwellings assez contrastés de cette période (normaux en 1985 et 1986, faibles en 1987 et 1988).

Ce désaccord plus évident en termes d'anomalies se traduit par l'absence de corrélation significative ( $r=0.28$ ) entre la TSM du golfe de Guinée et le contenu intégré en vapeur d'eau de la zone Guinée sur la période 1980-1988 (fig. 26b). Ce résultat (prévisible) peut être attribué au fait que le vent qui intervient pour l'évaporation et le transport ait été jusqu'ici négligé.

En restant sur un plan purement qualitatif, il n'existe pas davantage d'évolution parallèle entre l'intensité des pluies au Sahel sur la période 1980-1988 et la vapeur d'eau disponible dans la zone Guinée. Celle-ci ne peut être considérée comme un facteur limitant de la pluviométrie sahélienne; la prise en compte du terme advectif est nécessaire.

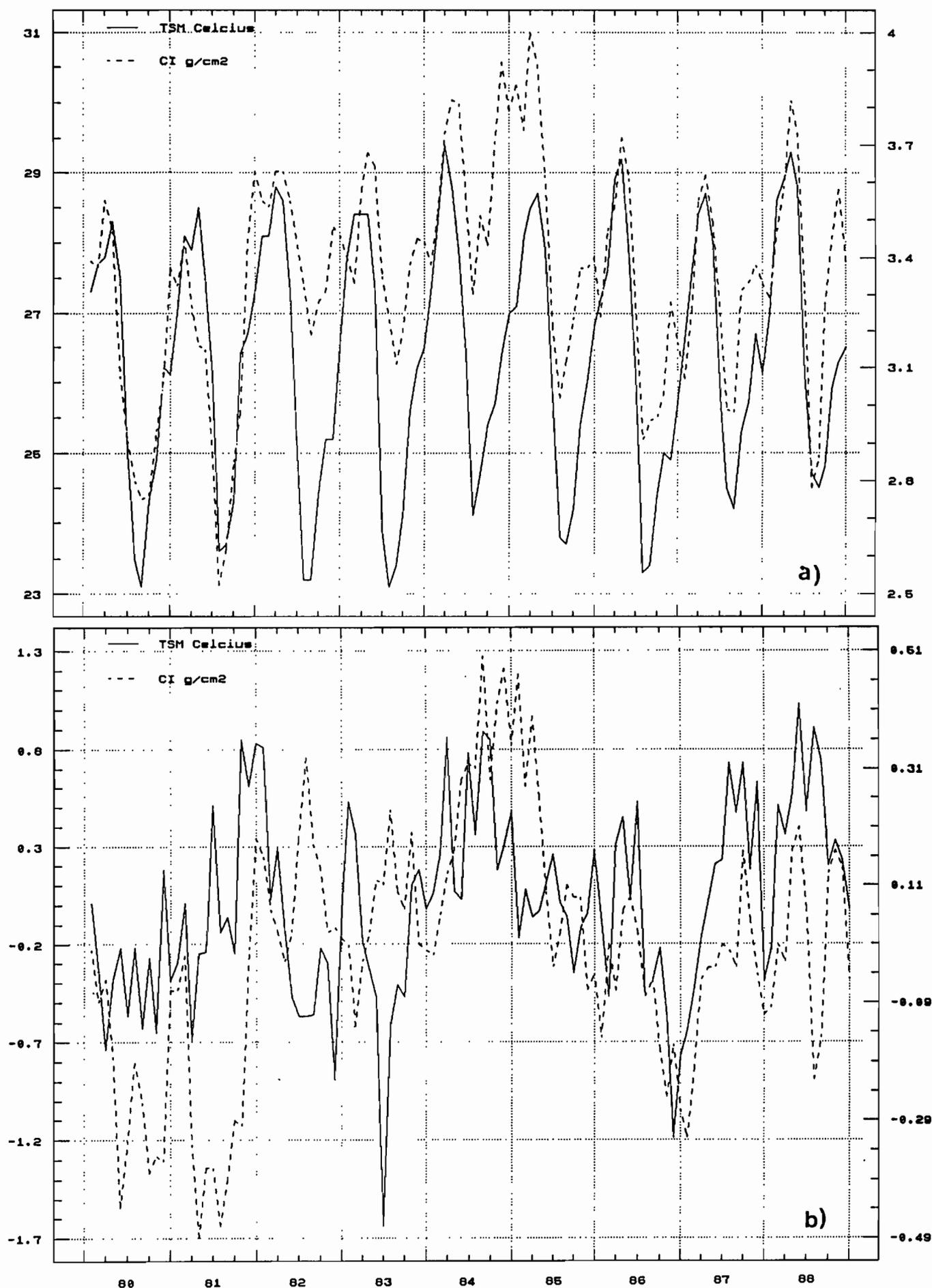


Figure 27: (a) TSM dans la zone 2N-2S,8W-12W et contenu intégré en vapeur d'eau de 1000 à 700hPa dans la zone Guinée (5N-5S,17.5W-2.5W) en  $\text{g}/\text{cm}^2$  de 1980 à 1988; (b) anomalies des mêmes paramètres.

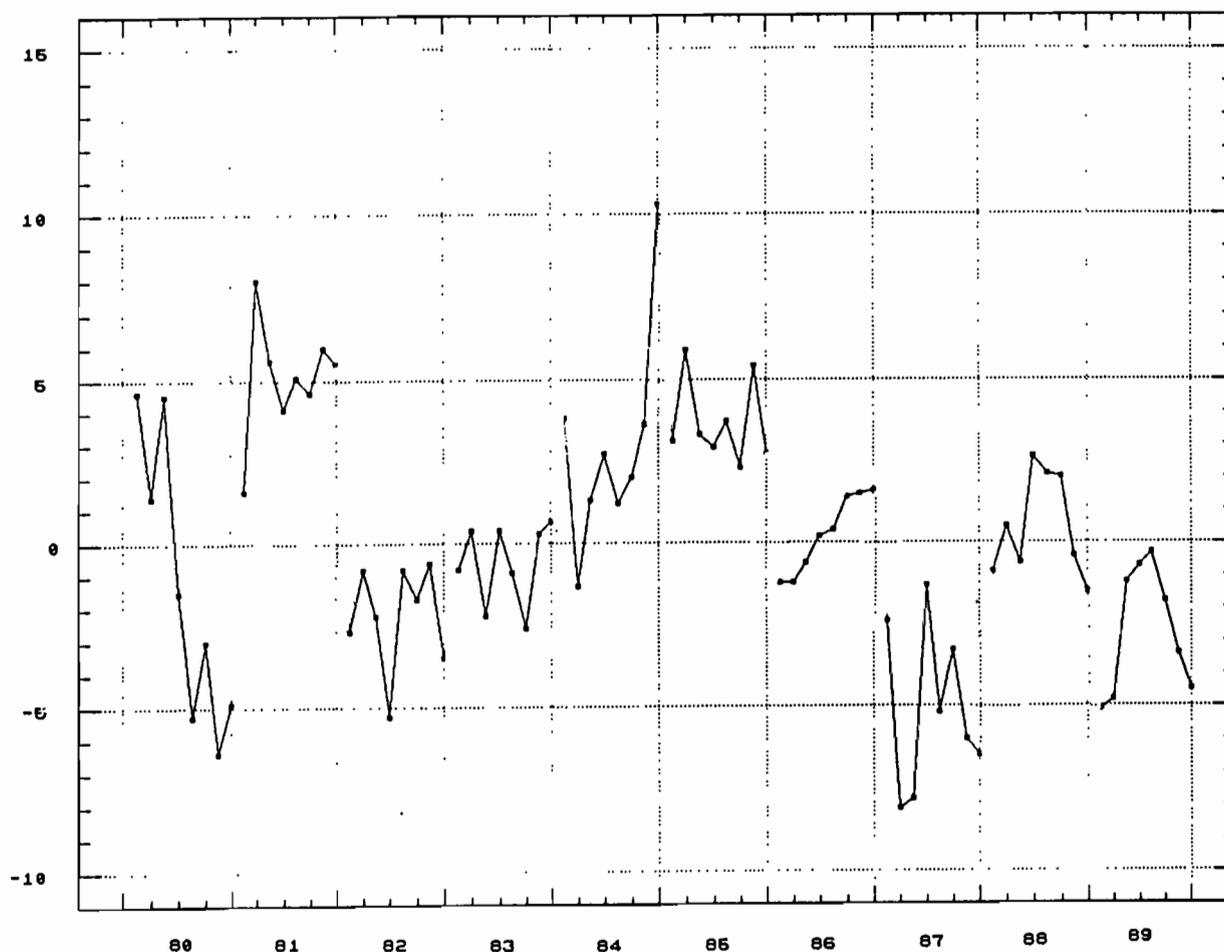
*b) Variabilité de la vapeur d'eau au dessus des régions sahéliennes.*

L'analyse de la variabilité du contenu en vapeur d'eau en zone sahélienne, objet d'une contribution précédente (Citeau et *al.*, 1989) est complétée ici, pour les années 1988 et 1989.

Définissons à l'intérieur des parallèles et méridiens 10N-20N,5W-20E, une zone appelée "Sahel".

Les anomalies de contenu intégré en vapeur d'eau dans cette zone, de 1000 à 300hPa, présentent sur la période 1980-1989, des variations interannuelles que l'on peut rapprocher de celles de la pluviométrie des pays sahéliens (fig. 28).

L'implantation d'un nouveau modèle en mai 1985 nous impose d'analyser séparément les anomalies de vapeur d'eau antérieures et postérieures à cette date.



*Figure 28: Anomalie du contenu intégré en vapeur d'eau (en kg/m<sup>2</sup>) par rapport à la moyenne 1980-1989, par quinzaine de juin à septembre 1980 à 1989, dans la zone Sahel (10N-20N,5W-20E), d'après les analyses du CEPMMT.*

Bien que la notion d'anomalie devienne dans ce contexte une grandeur toute relative, on observe que:

- les années pluvieuses 1985, 1986 et 1988 se distinguent par des anomalies de contenu en vapeur d'eau proches de la norme ou positives de juin à septembre.
- l'année 1987, seule situation récente de sécheresse indique des valeurs nettement déficitaires en vapeur d'eau dans la zone Sahel.

La période antérieure est plus délicate à analyser de façon objective:

- la vapeur d'eau atmosphérique ayant été surévaluée sur cette période, il est légitime d'admettre que des valeurs corrigées amèneraient les anomalies correspondantes en 1982 et 1983 (déjà négatives sur la figure 28) à des valeurs nettement inférieures à la "norme";
- le contenu plus élevé en vapeur d'eau de l'année 1984 (de façon relative aux années 1982 et 1983) est cohérent avec la tendance vers une sécheresse moins sévère (fig. 9);
- les années 1980 et 1981 ne sont pas interprétables avec les seuls éléments disponibles.

En conclusion, avec la prudence qu'impose de courtes séries de données et leurs incertitudes, il semble légitime d'associer les contenus en vapeur d'eau de 1000 à 300hPa dans la zone Sahel à la pluviométrie de ces régions et d'en faire un des facteurs limitants.

Cette observation qui peut sembler triviale, ne l'était pas à l'analyse des seuls radiosondages de Niamey pour les années 1969 et 1972. Elle révèle s'il en était besoin l'intérêt d'une analyse à grande échelle.

L'absence de toute corrélation entre la vapeur d'eau générée au-dessus de l'océan et celle disponible au-dessus du continent, nous amène à en rechercher les causes dans le terme transport.

### c) Facteur advectif

L'étude des flux de vapeur d'eau qui intéressent les pluies de l'Afrique de l'Ouest a déjà fait l'objet de différents travaux. Nous en rappelons les principaux résultats.

Parmi les études les plus anciennes, celle de De Félice et *al.* (1982) indique que l'essentiel du transport de la vapeur d'eau passant sur l'Afrique occidentale provient de l'Est et s'effectue dans les couches moyennes et supérieures de l'atmosphère (données ASECNA de 1970 à 1979).

Plus récemment Cadet et Nnoli (1987), à partir des analyses du Centre Européen pour l'année 1979, confirment l'importance du transport d'humidité par les flux d'Est en altitude; les auteurs proposent trois sources potentielles d'humidité: l'océan Indien, la forêt équatoriale et le golfe de Guinée (après advection horizontale, puis verticale).

Enfin Druyan (1987 et 1989) fait de l'advection de la vapeur d'eau, une composante sinon déterminante, du moins essentielle à une bonne pluviométrie sahélienne.

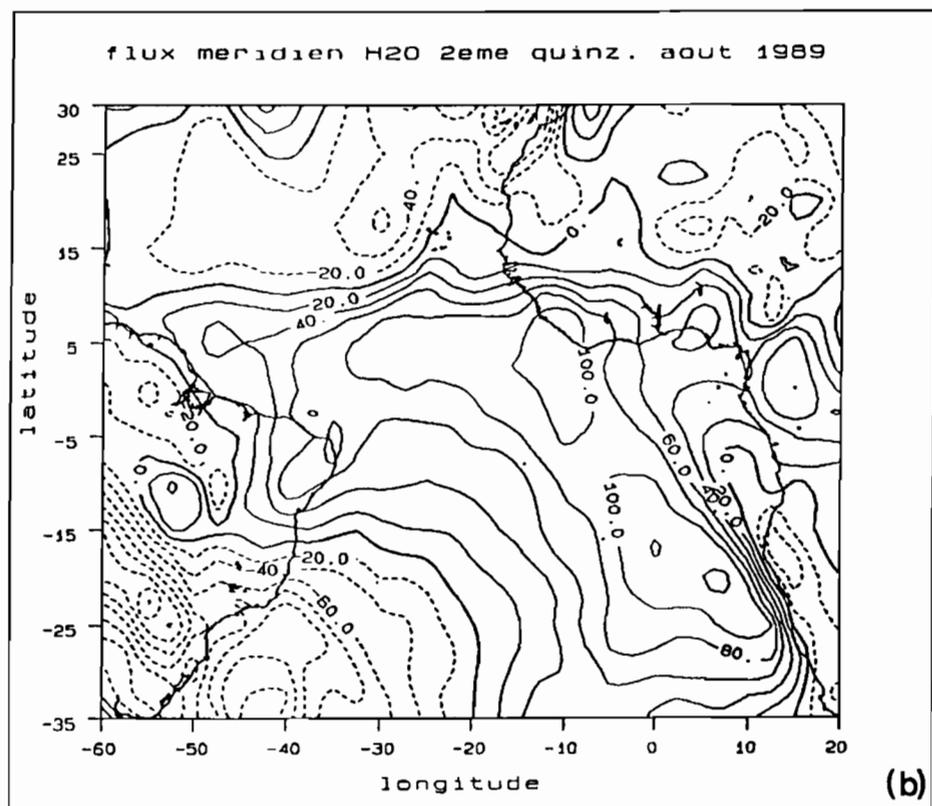
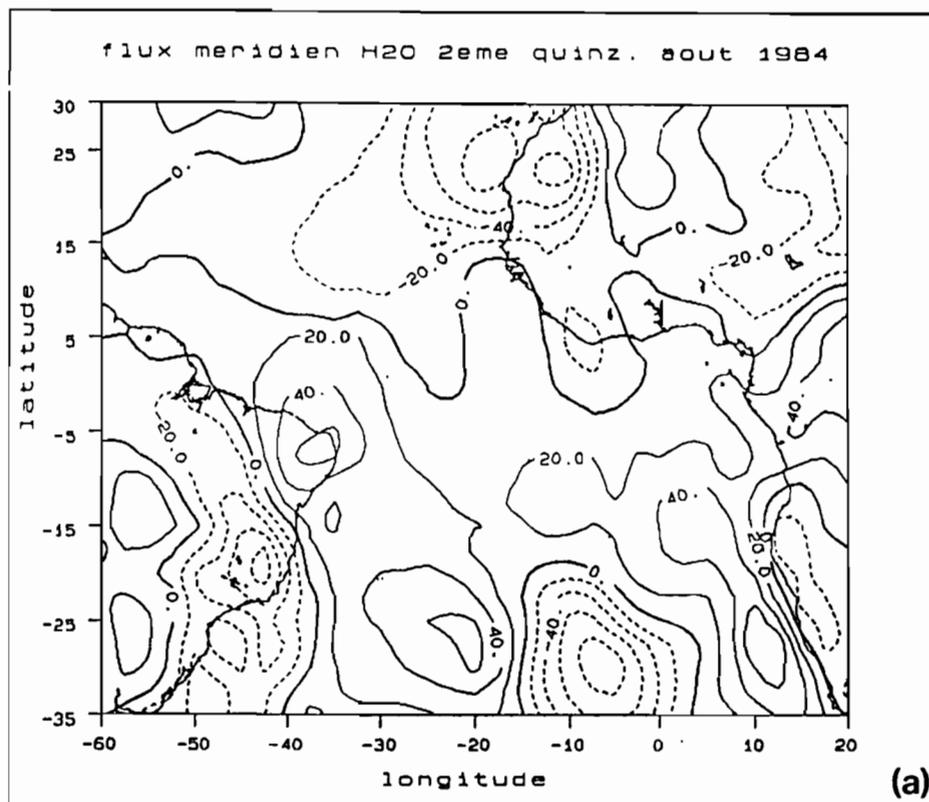
Privilégiant dans ce mémoire, l'hypothèse d'une origine atlantique de la vapeur alimentant la mousson africaine, nous avons exploité les analyses produites par le Centre Européen pour la période 1980-1989, sur le domaine d'étude (35°S-30°N,60°W-20°E) indiqué en introduction. Sur ce domaine, les cartes de répartition de la masse de vapeur d'eau par unité de surface (1000-300hPa) ne fournissent pas de résultats inédits et sont conformes à celles déjà publiées par De Félice et *al.*(1982).

La comparaison des flux de vapeur d'eau dans les basses couches (1000-700hPa) apporte quelques enseignements nouveaux et indique la variation nettement plus importante de la composante zonale que celle de la composante méridienne de ce flux (fig. 29a à 29d), entre une situation d'hivernage sévère (année 1984) et une saison pluvieuse (année 1989). Ces conclusions préliminaires tiennent compte des changements apportés au modèle en mai 1985.

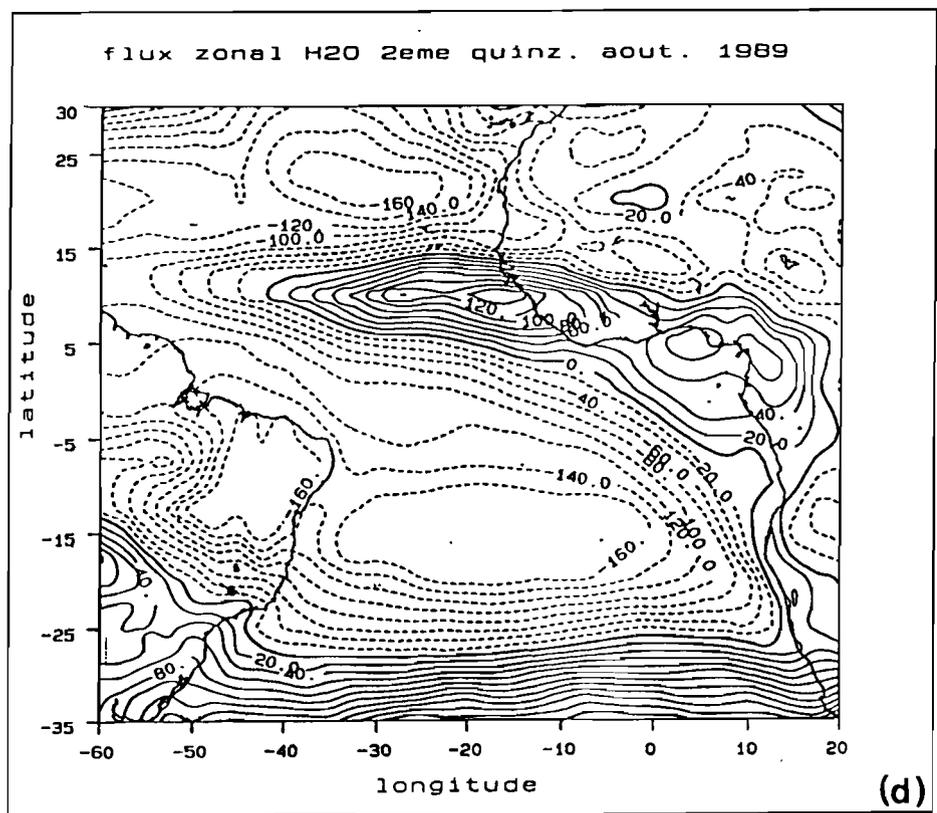
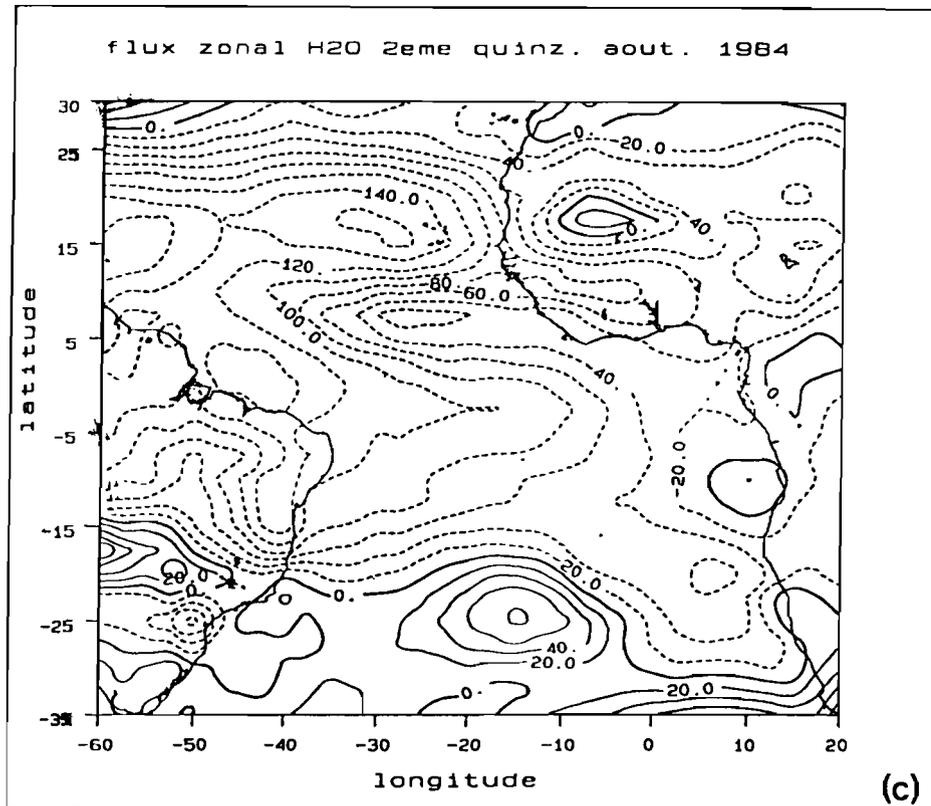
En effet:

- a) l'humidité est jusqu'à cette date, surestimée;
- b) les vents de basses couches ne présentent pas de modifications fondamentales liées au changement de modèle (Laurent, 1988 et Arpe, 1990): *"l'erreur de prévision est généralement inférieure à l'erreur d'observation...Dans les tropiques, cela reste souvent vrai pour les champs de vent dans la basse et moyenne troposphère"* (Laurent,1988); l'estimation du vent zonal à 200hPa a été légèrement améliorée.

En dépit du petit nombre de stations disponibles en zone intertropicale, le modèle reproduit correctement les grands événements climatiques (Laurent et *al.*, 1989).



Figures 29a et b: Composantes méridiennes du flux de vapeur d'eau entre 1000 et 700hPa en 1984 (a) et 1989 (b); unités en  $\text{kg}/\text{m.s}$ .



Figures 29c et d: Composantes zonales du flux de vapeur d'eau entre 1000 et 700hPa en 1984 (c) et 1989 (d); unités en kg/m.s.

Définissons un domaine géographique (5N-10N, 30W-10W) au droit du flux de mousson (fig. 25) et aux frontières duquel nous calculerons la valeur moyenne du flux entrant entre 1000 et 700hPa, sur la période 1980-1989. Les résultats de cette évaluation sont présentés en figure 30.

Les ordres de grandeur des flux obtenus sont peu différents de ceux publiés par De Félice et *al.* (1982) entre la surface et 850hPa.

Cette figure confirme également un résultat déjà avancé par Cadet et Houston (1984), sur l'absence de changement significatif dans le "*northward supply of water vapor between the drought and the non drought years*".

En ce qui concerne la composante zonale du flux de vapeur d'eau, sa variabilité dans les basses couches apparaît comme importante. Si l'on se place au niveau des variations interannuelles, celles du flux zonal de vapeur d'eau varient généralement dans le même sens que celles de la pluviométrie sahéenne sur la période 1980-1989.

Pour faciliter cette estimation des variations interannuelles, une ligne de base représentant les tendances observées sur les flux méridiens et zonaux a été reportée en figure 30.

Faisant provisoirement abstraction de ces tendances sur la période 1980-1989, il apparaît que:

- les années sèches (1982,1983,1984,1987) se signalent par de plus faibles valeurs absolues des flux d'Ouest,
- les années 1985, 1988 et 1989, où la pluviométrie sahéenne fut plus favorable, indiquent des flux d'Ouest plus importants. Seule, l'année 1986, qui fut également pluvieuse, ne présente pas d'anomalie remarquable en termes de flux.

Du fait de la surestimation de la vapeur d'eau par le modèle du CEPMMT avant mai 1985, l'introduction d'un terme correctif sur la période 1982-1984, ne modifierait pas mais renforcerait plutôt le sens des présentes conclusions.

En ce qui concerne la tendance apparente vers une augmentation des flux, deux hypothèses demeurent: artefact du modèle, ou réalité physique ?. Si nous privilégions cette dernière, on peut indiquer que l'existence de telles tendances sur le long terme n'ont pas un caractère exceptionnel, Hastenrath (1990) en avait déjà observé de similaires (mais dans le sens d'une diminution des flux) sur la période 1948-1983.

Le sondeur vertical (TOVS) du satellite NOAA, fournit actuellement une des meilleures opportunités de valider sur une grande échelle ce genre d'estimations. Les 24 canaux de cet instrument fournissent des radiances dont les "fonctions poids" sont réparties dans les différents niveaux de l'atmosphère. Ils permettent de reconstituer les profils verticaux de l'atmosphère. Le maillage

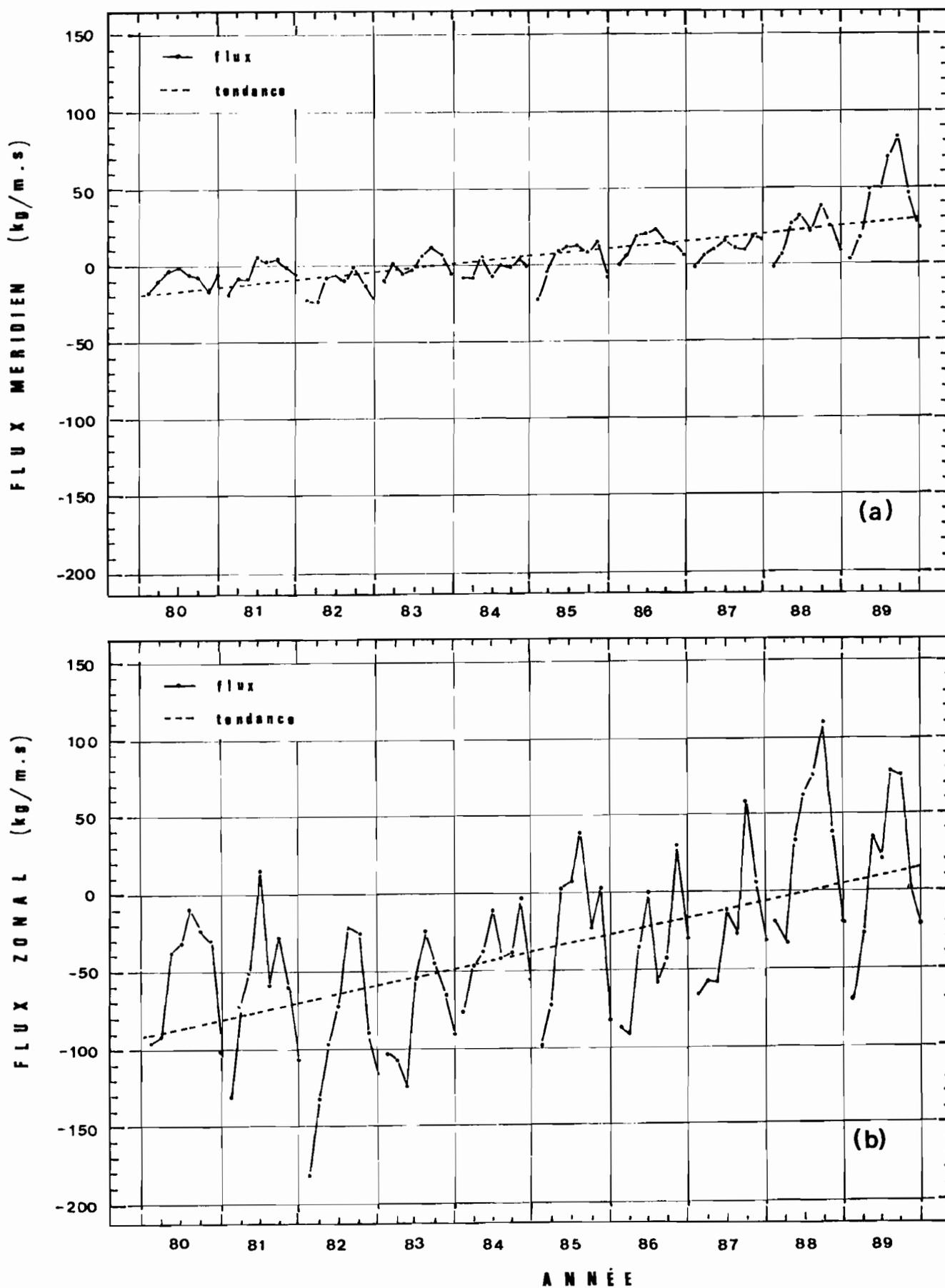


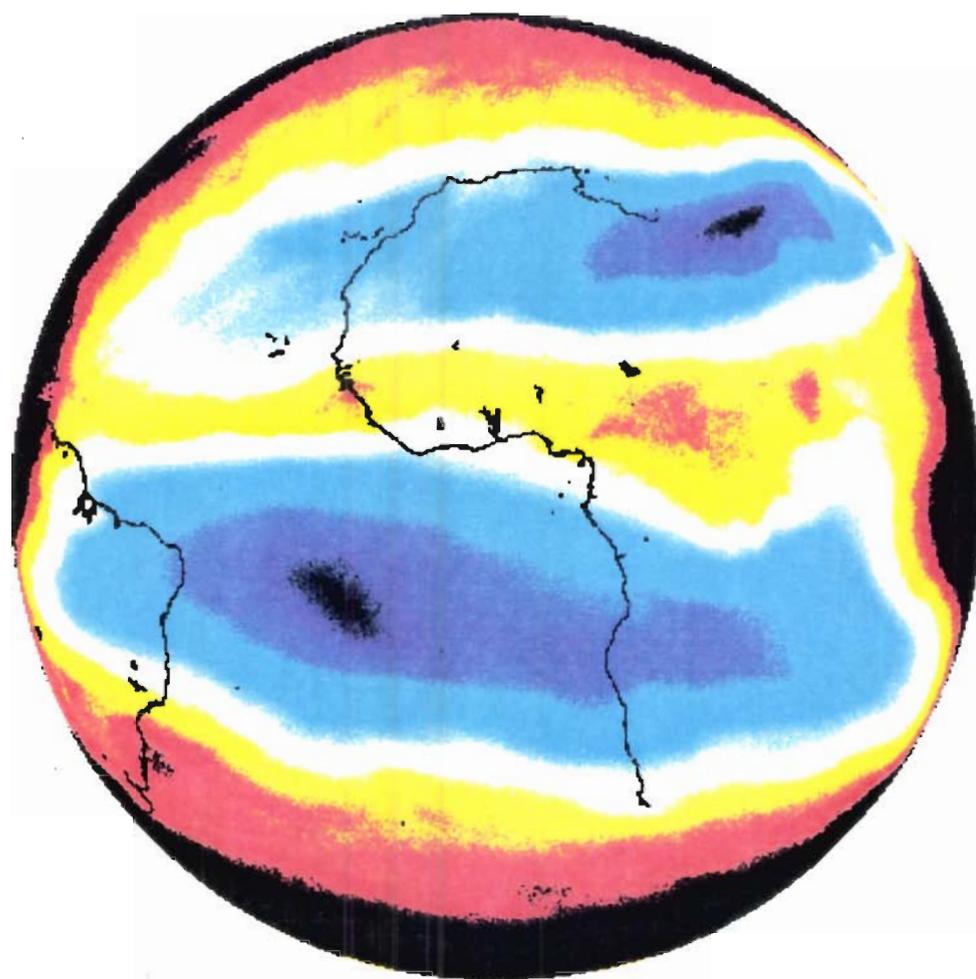
Figure 30: Valeur moyenne du flux méridien (a) et zonal (b) de vapeur d'eau de 1000 à 700hPa, entrant dans le domaine "Flux"(5N-10N, 30W-10W) en  $\text{kg/m.s}$ .

(fonction de la latitude et de l'inclinaison de l'orbite) reste en zone intertropicale, très supérieur à la densité du réseau d'observation actuellement disponible.

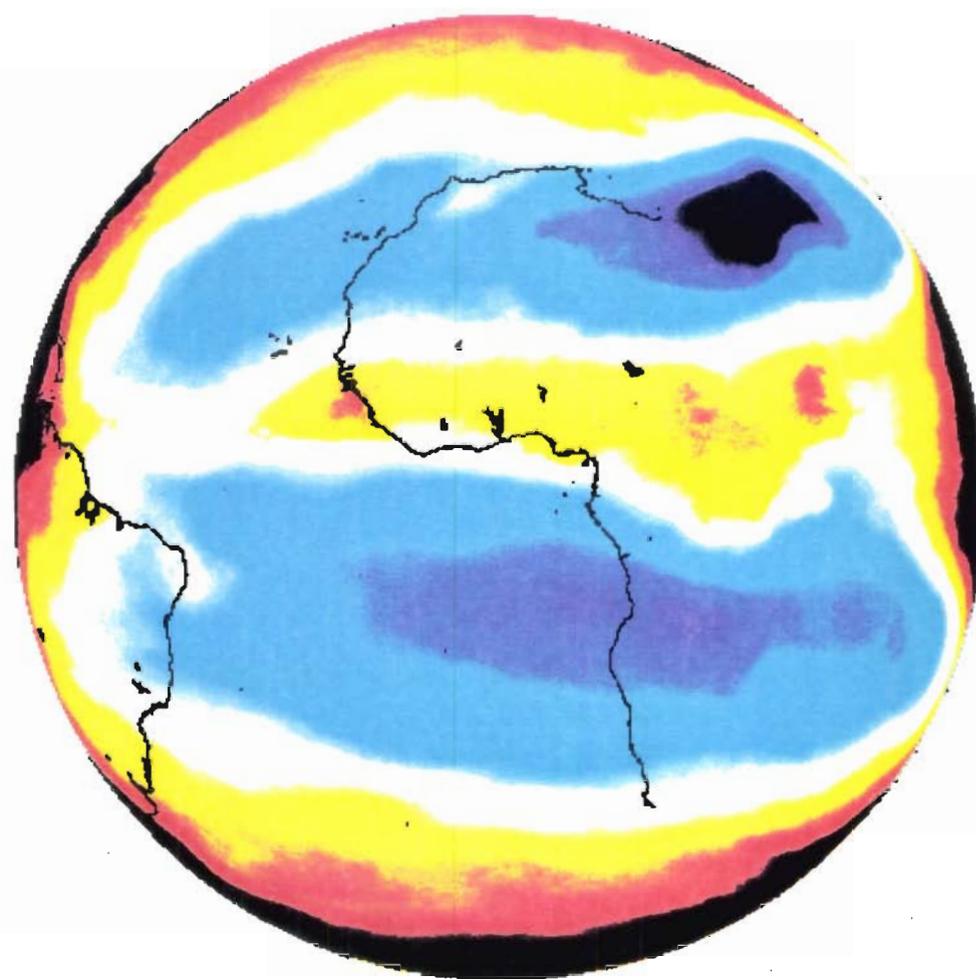
Les procédures de restitution des paramètres de l'atmosphère à partir des 24 canaux du TOVS ne sont pas triviales. Elles sont aujourd'hui maîtrisées par le CIMSS (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies/Madison/Wisconsin), la NOAA et le LMD (Chédin *et al.*, 1985).

Les facteurs limitants pour l'exploitation de cet instrument en Afrique sont liés à l'aspect récent de cette technologie et à la faible couverture en stations NOAA (Niamey et Nairobi). De façon plus générale, l'accès à ce type de données et leur exploitation demeurent donc encore assez lourds.

Nous avons donc choisi d'exploiter une autre information sur la vapeur d'eau atmosphérique, celle plus accessible du canal Vapeur d'eau de Meteosat.



(a)



(b)

*Planche Couleur: Moyenne des comptes numériques dans le canal Vapeur d'Eau de Meteosat pour a) le mois de juillet 1983 (année sèche au Sahel) et b) le mois de juillet 1989 (année humide).*

*Légende de couleurs: l'échelle de couleurs (bleu-foncé, bleu-clair, blanc, jaune, orangé, rouge) illustre une variation de l'humidité (évaluée en comptes numériques); le minimum est représenté en bleu foncé; le maximum en rouge.*

## VI- Exploitation du canal Vapeur d'eau de Meteosat et Comparaison avec les analyses du CEPMMT

Les données du canal Vapeur d'Eau de Meteosat permettent de déterminer la trace en altitude des zones de subsidence (Cf. section IIIc). La variabilité de position de ces zones de subsidence est un paramètre du climat dont Camberlin (1987) et Walker (1989) ont évalué l'influence sur la pluviométrie de l'Afrique occidentale et l'Afrique australe respectivement.

En nous inspirant de cette expérience, nous avons entrepris un suivi systématique des zones de subsidence de l'Afrique de l'Ouest et de l'Atlantique tropical, à partir des données du canal Meteosat-WV.

### *a) Localisation et suivi du minimum de vapeur d'eau déduit des images Meteosat-WV*

Les données Meteosat-WV utilisées proviennent de l'archive ISCCP-B2<sup>1</sup> acquises auprès de l'ESOC<sup>2</sup> (Darmstadt) pour la période 1983-1988 et de la station de réception du CRODT/UTIS<sup>3</sup> pour les années postérieures. Les synthèses d'images Meteosat-WV sont produites par mois, par quinzaine et quart de mois.

Les zones de subsidence correspondant aux hautes pressions des anticyclones des Açores, de Libye et de Sainte-Hélène sont reconnues par un minimum des comptes numériques dans le canal WV. Par commodité de langage, assimilons ces zones de subsidence à la trace en altitude des anticyclones correspondants. Leurs positions en latitude et longitude ont été déterminées pour les mois de juillet à septembre des années 1983 à 1991 et représentées en figure 31.

Celle-ci révèle:

- la relative stabilité de la position en latitude de ces centres de hautes pressions, en période d'hivernage;
- la grande variabilité des positions en longitude de l'anticyclone de Sainte-Hélène (11E à 28W);
- la plus faible variabilité des positions occupées par les anticyclones des Açores (10W à 25W) et de Libye (22E à 48E).

---

<sup>1</sup> *International Satellite Cloud Climatology Project*

<sup>2</sup> *Centre Européen de Contrôle du Satellite Meteosat à Darmstadt (Allemagne)*

<sup>3</sup> *Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye/Unité de Traitement d'Imagerie Satellitaire, Dakar (Sénégal)*

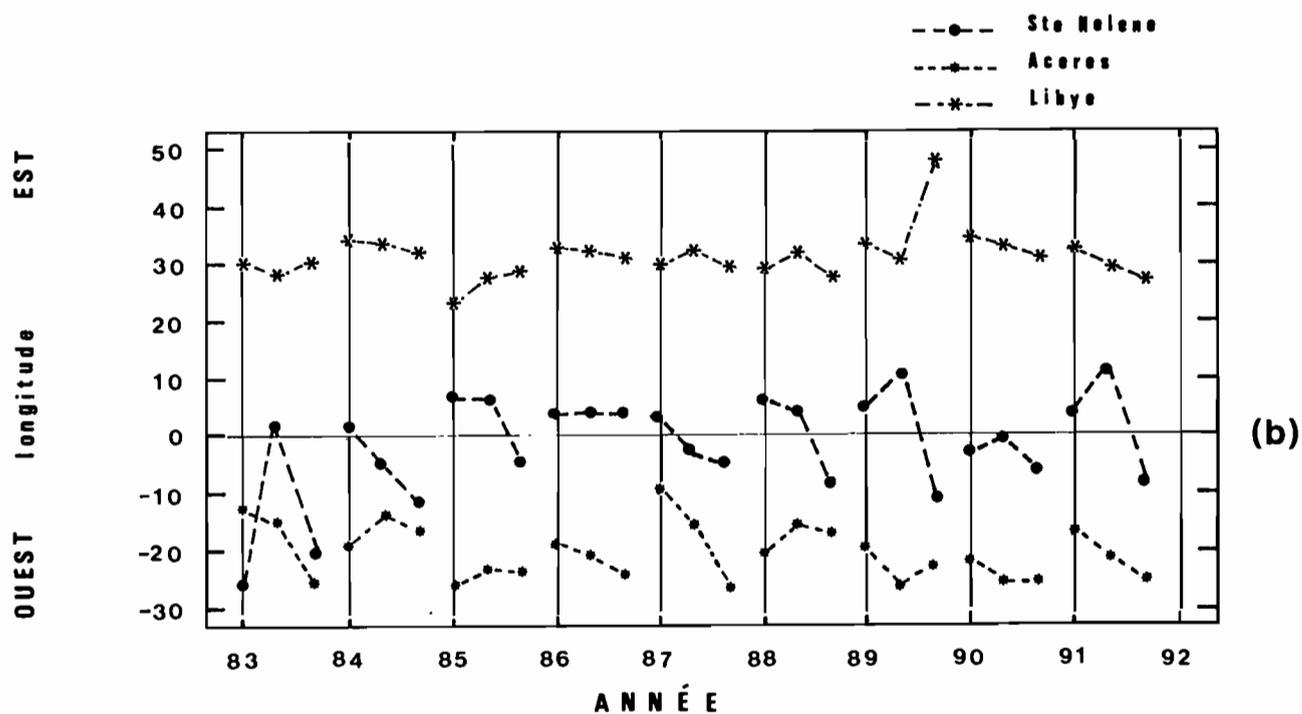
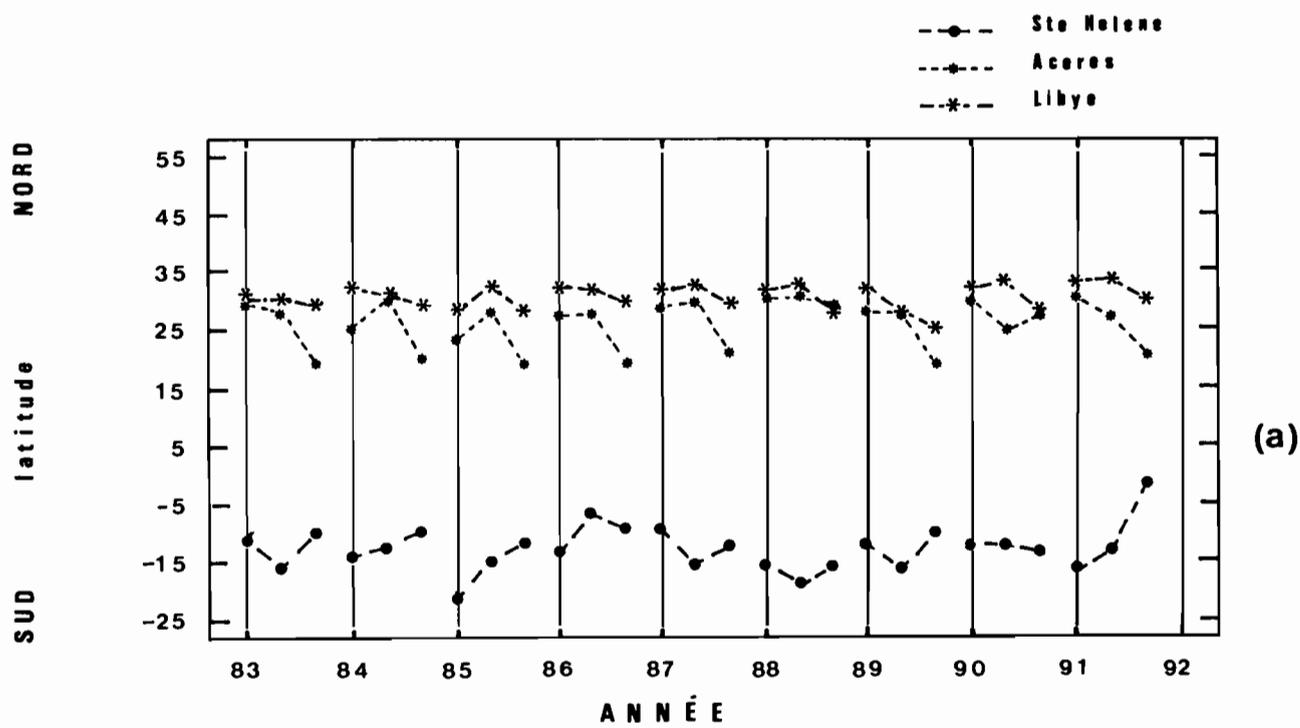


Figure 31: Positions en latitude (a) et longitude (b) des anticyclones des Açores, de Libye et de Sainte-Hélène (au niveau 500hPa), pour les mois de juillet à septembre des années 1983 à 1991, d'après les images Meteosat-WV.

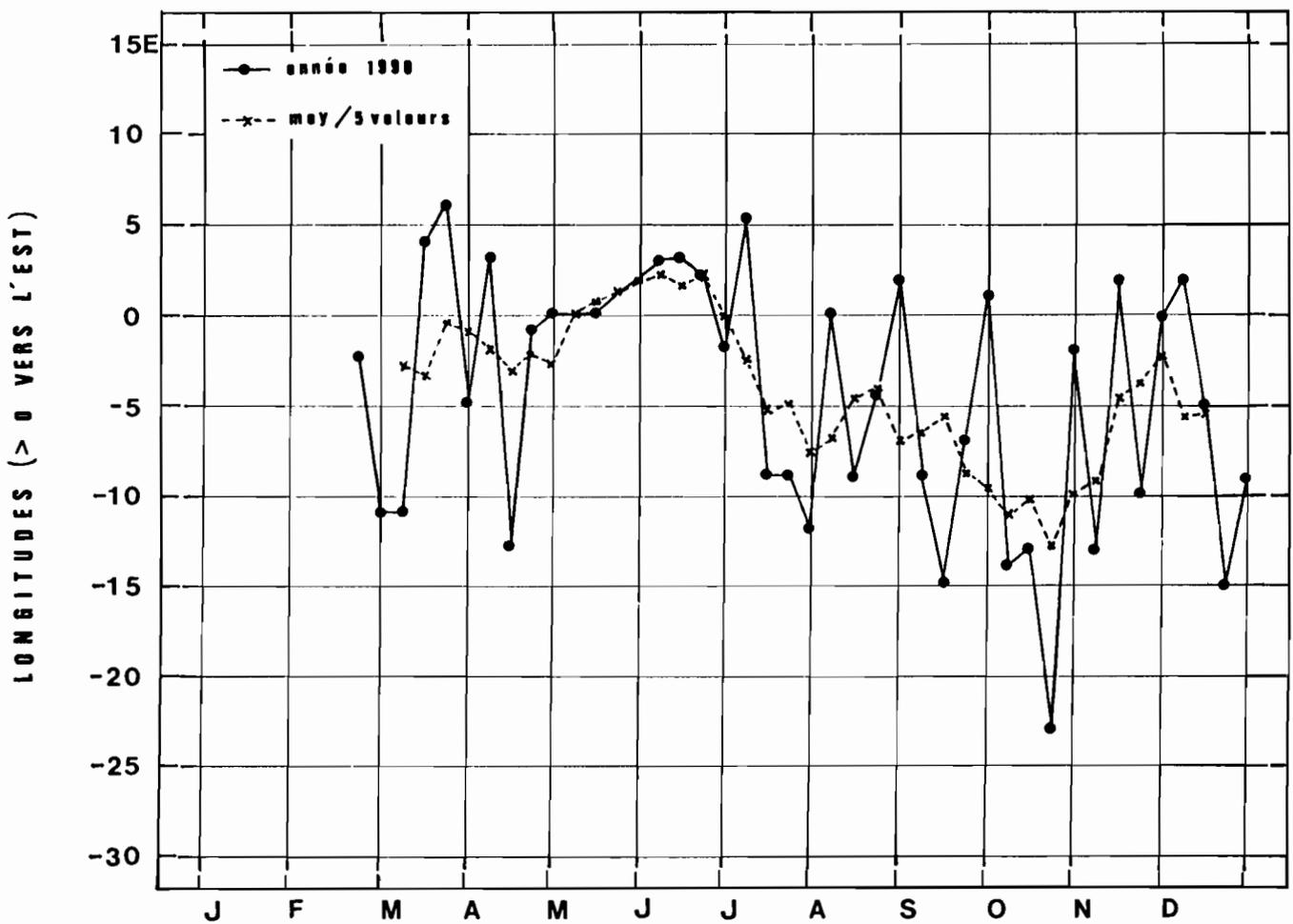


Figure 32: Longitude de l'anticyclone de Sainte-Hélène d'après les données Meteosat-WV de mi-février à décembre 1990 (par quart de mois).

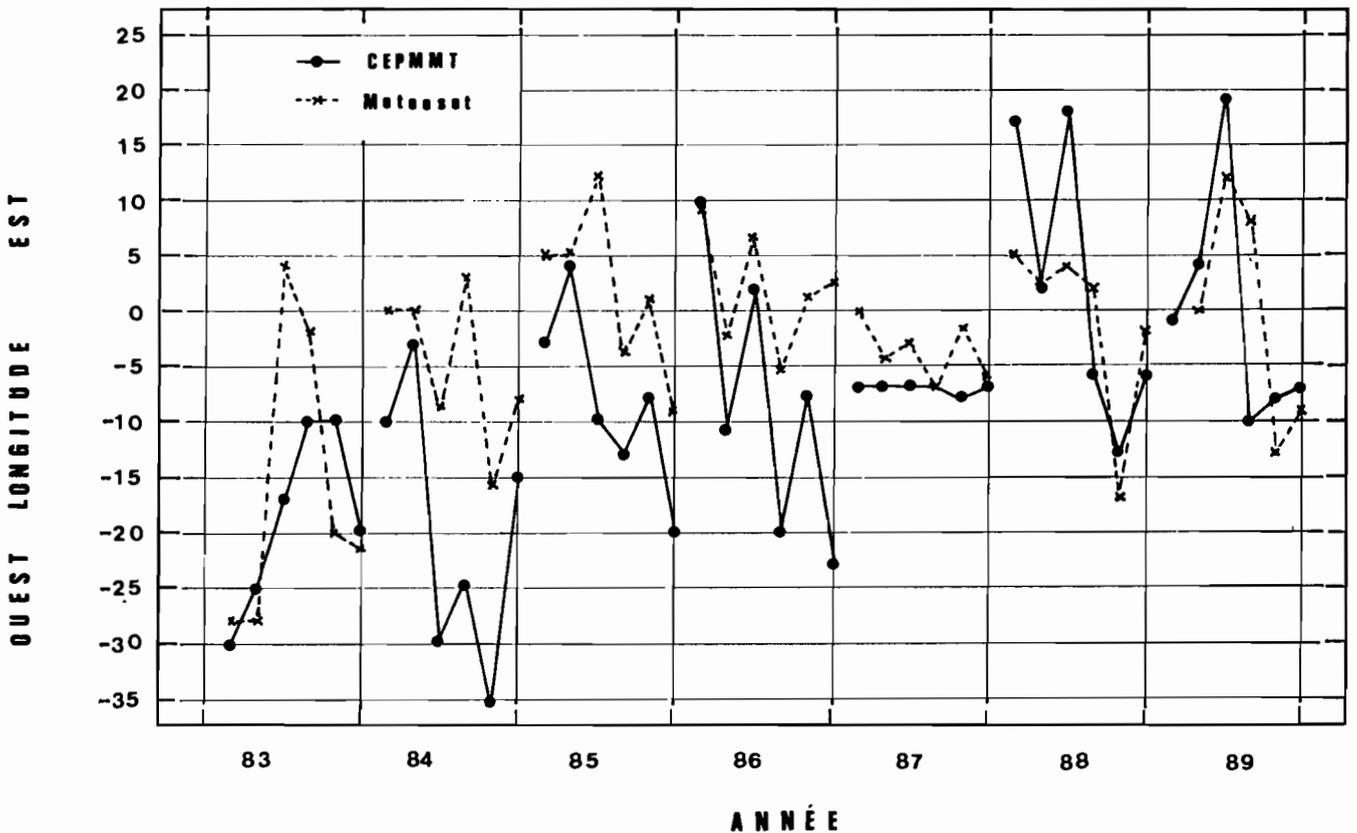


Figure 33: Longitude du minimum d'humidité en Atlantique Sud d'après les données Meteosat-WV (trait pointillé) et les analyses du CEPMMT au niveau 500hPa (trait continu).

Analysée avec un pas de temps plus fin (quart de mois), la variabilité des positions en longitude de l'anticyclone de Sainte-Hélène reste importante. Elle était de l'ordre de  $10^\circ$  sur la période de mi-février à décembre 1990 (fig. 32). En filtrant les positions observées sur cette période, par moyenne glissante sur 5 valeurs, on retrouve le cycle saisonnier décrit par Walker (1989) à une différence près: la position la plus occidentale de l'anticyclone en 1990, a été observée en octobre et non en août.

L'hypothèse que nous avons privilégiée d'une origine Sud-Atlantique du flux de mousson africaine, nous amène à étudier de façon plus détaillée les positions de l'anticyclone de Sainte-Hélène.

Si aucun résultat original ne ressort de l'analyse des latitudes occupées par cet anticyclone de 1983 à 1989, celles occupées en longitude apportent quelques enseignements nouveaux.

Les données Meteosat-WV suggèrent en effet, que l'anticyclone de Sainte-Hélène a occupé une position plutôt orientale durant les hivernages pluvieux des années 1985, 1988 et 1989. A l'inverse, une position plus occidentale de l'anticyclone de Sainte-Hélène est observée durant les hivernages plus secs des années 1983, 1984 et 1987 (fig. 33).

L'analyse similaire de Camberlain (1987) sur la position de l'anticyclone de Sainte-Hélène et la pluviométrie sahélienne aboutit à des conclusions en apparence opposées. Observons toutefois que la nature des données exploitées dans chaque étude n'est pas la même: les champs de pression de surface utilisés par Camberlain diffèrent des radiances Meteosat-WV, représentatives d'une humidité à un niveau voisin de 500hPa; les densités des observations respectives (en Atlantique-Sud) sont elles-même très différentes. Ces points de méthodologie limitent donc la possibilité d'un strict parallèle entre les champs de pression utilisés par Camberlain et les images du canal Vapeur d'Eau de Meteosat...

Si le principal atout de la donnée satellitaire tient dans la couverture géographique offerte, la chronique des observations disponibles reste encore un peu courte pour une étude à vocation climatique. Ainsi les conclusions préliminaires que nous proposons à l'analyse des données du canal Vapeur d'Eau de Meteosat, ne reposent-elles que sur une dizaine d'années d'observations.

Cette limitation peut être levée en faisant appel à une source d'information indépendante, les analyses du Centre Européen, auxquelles nous pouvons appliquer la même procédure analytique.

*b) Minimum de vapeur d'eau déduit des analyses du CEPMMT*

A partir des analyses du CEPMMT, des moyennes en humidité relative au niveau 500hPa ont été élaborées par quinzaine de 1983 à 1989: la longitude du minimum de vapeur d'eau (zone de subsidence) associée à l'anticyclone de Sainte-Hélène est reportée en figure 33. La série des positions observées en longitude diffère peu de celle décrite par les positions du minimum de radiance dans le canal Meteosat-WV. Le parallélisme entre les deux courbes semble meilleur pour les années récentes et peut traduire une amélioration du modèle du CEPMMT. Ce graphique conforte, sous une autre forme, la corrélation déjà établie entre ces deux modes d'information sur le minimum de vapeur d'eau à 500hPa.

En renouvelant sur ces données en longitude, la procédure de regroupement par année sèche et par année humide (déjà employée pour les positions de la ZITC), différentes familles de courbes sont obtenues. Celles déduites des analyses du CEPMMT sur la période de juin à septembre sont présentées en figure 34.

Les courbes médianes, correspondant respectivement aux années relativement sèches (1983,1984,1987) et humides (1985,1986,1988,1989), présentent un écart constant de 10 à 15 degrés de longitude de juin à la mi-août. Après cette date, ces courbes se rejoignent progressivement jusqu'à la fin septembre.

Le test de Student appliqué aux petits échantillons que constitue chacune de ces familles permet de dire qu'elles sont significativement différentes au seuil 0.01 (18 situations en année sèche, 24 en année humide,  $t_c = -3.43$ ).

Le même exercice appliqué aux séries de positions en longitude obtenues à partir de Meteosat, est également significatif (24 situations en année sèche, 32 situations en année humide,  $t_c = -3.63$ ).

Cette statistique reste cependant fragile à divers égards tant du fait de l'imprécision des mesures que de la faible durée d'observation. La proposition d'un mécanisme physique peut seul, lui donner quelque crédit.

On peut admettre avec Janicot (1990), que les anticyclones subtropicaux, la ZITC et les sources de chaleur sont en situation d'équilibre et que leurs " *variations d'intensité et de position...influencent sur la pluviométrie en Afrique de l'Ouest*".

L'océan et la ZITC sont deux lieux où se manifestent les échanges d'énergie. Quelles sont leurs relations avec la position de l'anticyclone de Sainte-Hélène ?

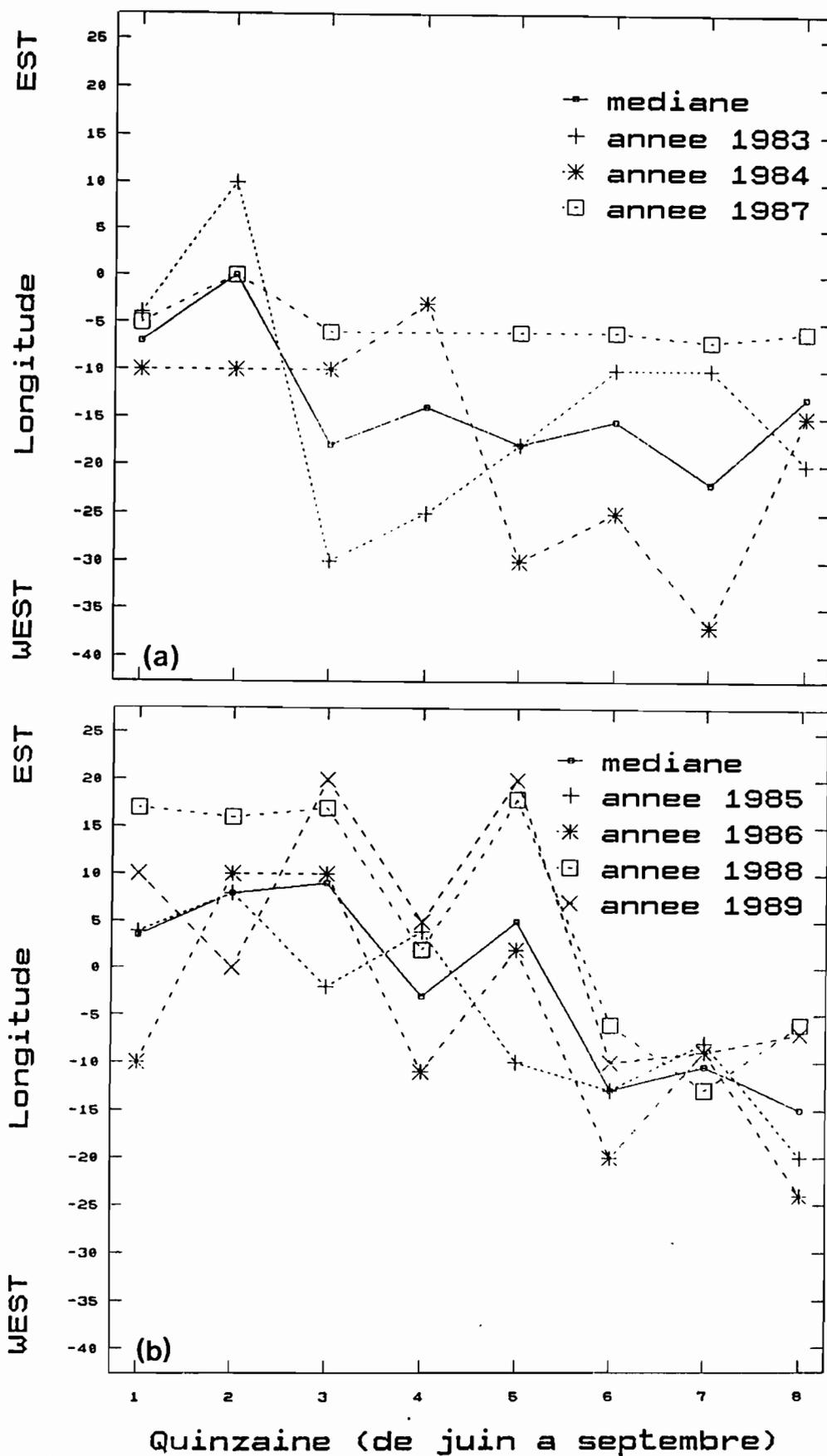


Figure 34: Longitude du minimum d'humidité relative en Atlantique Sud au niveau 500hPa, d'après les analyses du CEPMMT: (a) années sèches et (b) années humides.

## VII- Analyse de la position de l'anticyclone de Sainte-Hélène

### a) relation avec la température de surface de l'océan

L'intensité du flux de la mousson africaine est liée à celle des alizés de Sud-Est dont elle dérive. Ceux-ci dépendent eux-mêmes du gradient de pression existant au sein de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Tout paramètre capable de renforcer ou affaiblir ce centre de hautes pressions de l'Atlantique sud, doit avoir des répercussions similaires sur le flux de mousson.

La température de surface en Atlantique Sud peut être l'un de ces paramètres.

Au voisinage du Tropique Sud en effet, il existe un important contraste thermique entre le bord oriental de l'océan, siège de l'upwelling permanent de Benguela et le bord occidental, zone de retour d'eaux équatoriales superficielles (fig.35). Au plus fort de la saison des alizés de Sud-Est (également saison de l'hivernage sahélien), la région de l'upwelling de Benguela se signale par des eaux froides voisines de 20°C, qu'entraîne un courant de dérive vers le Nord-Ouest; à la même latitude, la région occidentale de l'Atlantique Sud, reçoit des eaux en provenance du courant sud-équatorial, dont la température avoisine 25°C.

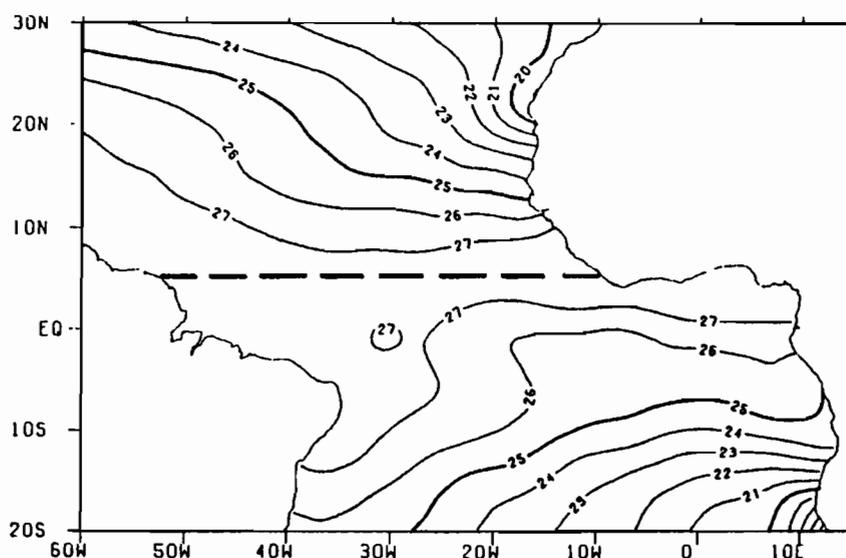


Figure 35: Moyenne des températures de surface en °C dans l'Atlantique tropical sur la période 1964-1989; le trait discontinu situe approximativement l'équateur thermique d'après Servain (1991).

Les flux de chaleur sensible et de chaleur latente dont nous rappelons les formulations

$$Qh = p C_p C_h U_{10} (TSM - T_{air})$$

$$Qe = p C_e U_{10} L (H_{tsm} - H_{air})$$

(avec  $p$  densité de l'air,  $C_p$  chaleur spécifique de l'air,  $C_h$  chaleur spécifique de l'eau,  $U_{10}$  vent à 10m,  $T_{air}$  température de l'air sec,  $C_e$  coefficient de transfert de chaleur latente,  $L$  chaleur latente de vaporisation,  $H_{tsm}$  humidité spécifique de l'air saturé à la température de la mer,  $H_{air}$  humidité spécifique de l'air à 10m),

sont liés à la vitesse du vent à 10m et respectivement au gradient de température air/mer et au gradient d'humidité entre la surface et 10m.

Si nous considérons comme invariants la vitesse et la température de l'air, ces flux dépendent de la température de surface de l'océan.

L'existence d'importants gradients zonaux en TSM engendrera des flux de chaleur sensible et de chaleur latente très différents entre l'Est et l'Ouest de l'océan Atlantique. Ces flux auront pour conséquence de renforcer les zones de subsidence au-dessus des eaux froides et de les affaiblir en présence d'eaux chaudes.

Il est proposé de considérer que l'importante variation de température de surface existant entre les deux bords de l'Atlantique Sud, puisse affecter la stabilité de l'anticyclone de Sainte-Hélène par le seul jeu de son déplacement en longitude; elle contribue à un renforcement des flux de basses couches, quand l'anticyclone est plus à l'Est, et à un affaiblissement pour une position occidentale du centre de hautes pressions de l'Atlantique Sud.

### *b) Relation avec la position de la ZITC*

La présentation des relations entre la ZITC et la position de l'anticyclone de Sainte-Hélène rend nécessaire la division de la ZITC en une partie océanique et une partie continentale. On peut admettre que le méridien de Dakar (17°W) fournit en été boréal, une bonne séparation de ces deux domaines.

Pour une situation d'équilibre donnée entre la position de la ZITC et celle des anticyclones subtropicaux atlantiques, un déplacement vers l'Ouest de l'anticyclone de Sainte-Hélène doit induire une migration plus au Nord de la partie occidentale de la ZITC (essentiellement océanique).

A l'opposé, un déplacement vers l'Est de l'anticyclone de Sainte-Hélène devrait de même, repousser plus au Nord la partie orientale de la ZITC (essentiellement continentale).

Cette division de la ZITC selon une branche océanique et une branche continentale, permet de prendre en compte des conclusions en apparence opposées sur les liaisons entre la pluviométrie sahélienne et la position de la ZITC:

Au-dessus de l'océan en effet, les positions de la ZITC en juillet-août ne nous sont pas apparues comme significativement différentes en années sèches ou en années humides. On peut les associer ou non à des positions occidentales de l'anticyclone de Sainte-Hélène, cette dernière situation étant peu favorable à une intensification du flux de mousson, d'après notre précédente analyse.

Au-dessus du continent africain, ainsi que le rappelle Janicot (1990), une position plus septentrionale de la ZITC constitue au contraire une référence de "bon hivernage" au Sahel. On peut admettre que cette position de la ZITC résulte elle-même d'une position plus orientale de l'anticyclone de Sainte-Hélène, favorable ici à un renforcement des flux de basses couches.

En ce qui concerne les positions de la ZITC océanique, les différences significatives mises en évidence sur la période de mars à mai, peuvent être interprétées comme le signe d'une position plus à l'Ouest (*ou respectivement Est*) de l'anticyclone de Sainte-Hélène, coïncidant avec une remontée précoce (*ou respectivement tardive*) de la ZITC.

Le caractère prédictif qui a pu leur être associé repose sur l'exploitation d'une série couvrant une vingtaine d'années; il suggère qu'une certaine permanence de la position en longitude de l'anticyclone de Sainte-Hélène (de février à août) ait existé lors d'années typiquement sèches ou typiquement humides.

Ces considérations permettent aussi de proposer un lien entre certaines situations de sécheresse sévère, observées à la fois au "*Nordeste*" brésilien et au Sahel. La comparaison de l'index de pluviométrie établi par Hastenrath (pour le Nord-Est du Brésil) à celui de Lamb, permet de relever certaines années (1972, 1982, 1983) remarquables par l'importance des déficits pluviométriques observés à la fois au "*Nordeste*" et au Sahel, alors que les saisons des pluies intéressant ces deux régions sont distantes d'environ six mois (Uvo, 1987). Une position occidentale de l'anticyclone de Sainte-Hélène au printemps boréal aura pour conséquence de repousser plus au Nord la ZITC, situation peu favorable à cette époque, à une bonne saison des pluies au "*Nordeste*" (Uvo, 1987); la permanence de cette position occidentale en été boréal, se traduira également selon notre analyse par des déficits pluviométriques au Sahel.

En conclusion, la position en longitude de l'anticyclone de Sainte-Hélène apporte un élément de compréhension original qui avait été pressenti par différents météorologistes des régions tropicales: une position orientale de l'anticyclone est cohérente avec le renforcement des flux de basses couches, l'observation d'un upwelling équatorial fort, des positions plus au nord de la ZITC continentale et une bonne pluviométrie au Sahel; les situations opposées sont également vraies.

Les séries temporelles étudiées ici étant relativement courtes, le rapprochement entre les données satellitaires et les analyses produites par les modèles a pour principal intérêt de valider les mécanismes avancés.

Le renforcement des flux de basses couches étant considéré comme un paramètre déterminant de la qualité de l'hivernage dans les pays sahéliens, il est utile d'en compléter l'analyse par l'étude de la circulation associée en altitude.

### VIII- Analyse de la circulation en altitude.

Les flux de basses couches étudiés dans les pages précédentes constituent une partie des cellules de Walker et de Hadley.

L'évaluation des flux de retour situés à un niveau d'altitude supérieur, sera faite en exploitant les fonctions de courant et potentiels de vitesse.

Bien qu'il soit aujourd'hui établi que la meilleure démarche de calcul de ces fonctions consiste à travailler à l'échelle globale, les contraintes de notre environnement de travail nous ont conduit à rechercher une valorisation des analyses déjà acquises sur un domaine d'extension géographique limitée. Celle-ci nous amène donc à exploiter les méthodes développées pour ce cas de figure par Krishnamurti (1986).

Les résultats qui vont suivre doivent donc être considérés comme ceux d'une "expérience-pilote", prélude à de plus amples développements.

#### a) *Rappels et Méthode*

Les éléments qui suivent ont été extraits de Krishnamurti (1986) et Cadet (1987).

Tout vecteur vitesse est décomposable en une partie rotationnelle et une partie divergente:

$$\vec{V} = \vec{V}_{\text{div}} + \vec{V}_{\text{rot}}$$

Ceci entraîne:

$$\text{rot } \vec{V} = \text{rot}(\vec{V}_{\text{rot}}) \quad \text{et} \quad \text{div } \vec{V} = \text{div}(\vec{V}_{\text{div}})$$

Sous une autre forme, ceci revient à écrire, en désignant par  $u$  et  $v$  les composantes zonale et méridienne de  $V$ , qu'il existe des fonctions  $\varphi$  et  $\psi$  telles que:

$$u = -\partial\psi/\partial x - \partial\varphi/\partial y$$

$$v = -\partial\varphi/\partial x + \partial\psi/\partial y$$

Après dérivation et addition on obtient deux équations de Poisson définissant la fonction de courant et le potentiel de vitesse:

$$\Delta\varphi = -\text{rot } \vec{V}$$

$$\Delta\psi = -\text{div } \vec{V}$$

La résolution de ces équations impose la définition des conditions aux limites de notre domaine d'étude, borné par les frontières 30N-35S et 20E-60W.

La taille de celui-ci satisfait les limites minimales (60° de longitude et de 40° de latitude) à partir desquelles Krishnamurti (1986) propose d'appliquer la méthode suivante:

- en ce qui concerne l'initialisation de la fonction de courant sur le contour, Krishnamurti (1986) considère qu'une approximation convenable peut être obtenue, en écrivant que la composante de la vitesse normale au contour, a une circulation nulle le long de celui-ci;

- les résultats d'une intégration étant vrais à une constante près, on initialise  $\varphi$  à 0 dans le coin nord-ouest, les autres valeurs du contour étant calculées de proche en proche de façon à satisfaire la condition indiquée;

- l'étape de résolution proprement dite de l'équation de Poisson, utilise une méthode itérative dite de relaxation; nous avons suivi celle, également décrite par Krishnamurti (1986).

- en ce qui concerne l'initialisation du potentiel de vitesse  $\psi$ , Krishnamurti (1986) le fixe à 0 sur le contour.

Cette méthode appliquée aux analyses du CEPMMT au niveau 200hPa et pour la période de juillet à septembre des années 1980 à 1989, donne les résultats suivants:

- les cartes de fonction de courant obtenues (fig. 36) sont comparables à celles produites à l'échelle globale, par le CAC (Climatic Analysis Center) de la NOAA (fig. 37a). Elles seront exploitées un peu plus loin;

- en revanche, les cartes en potentiel de vitesse s'éloignent davantage des standards usuels (fig. 37b), produits à l'échelle globale; la proximité du contour et le choix des valeurs aux limites influence très sensiblement l'allure des isolignes (fig. 38).

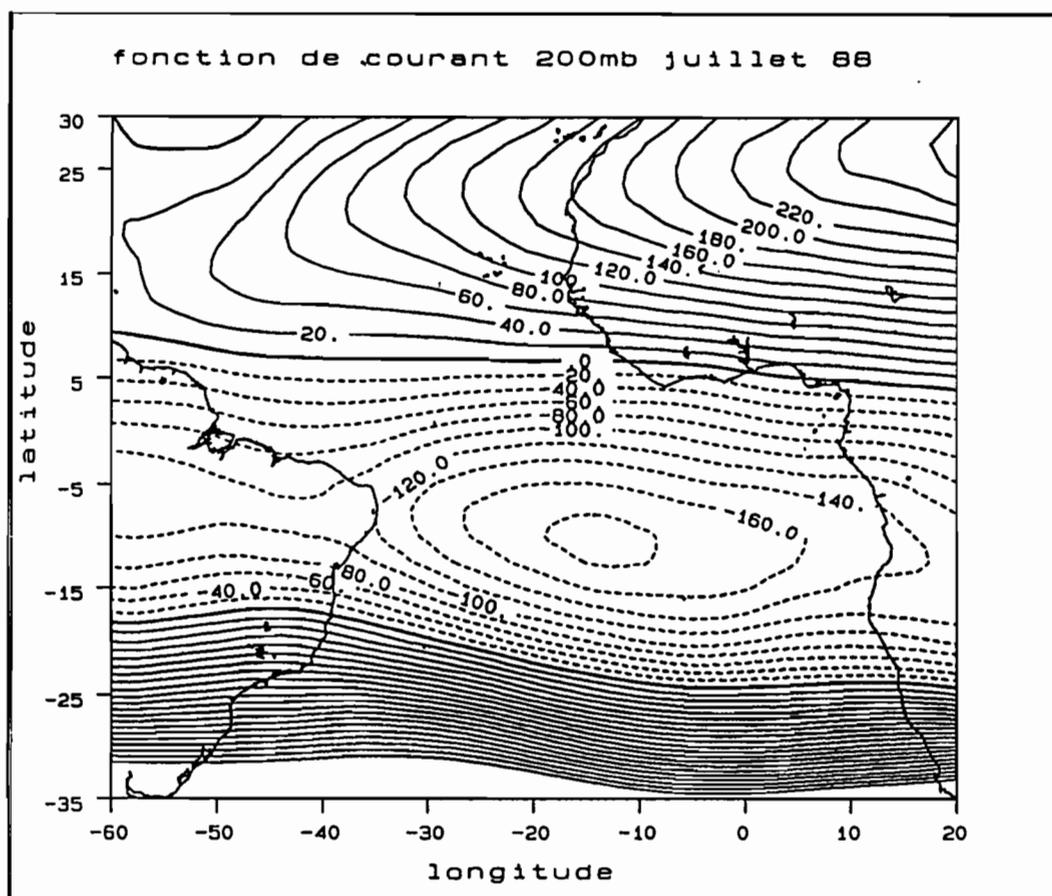
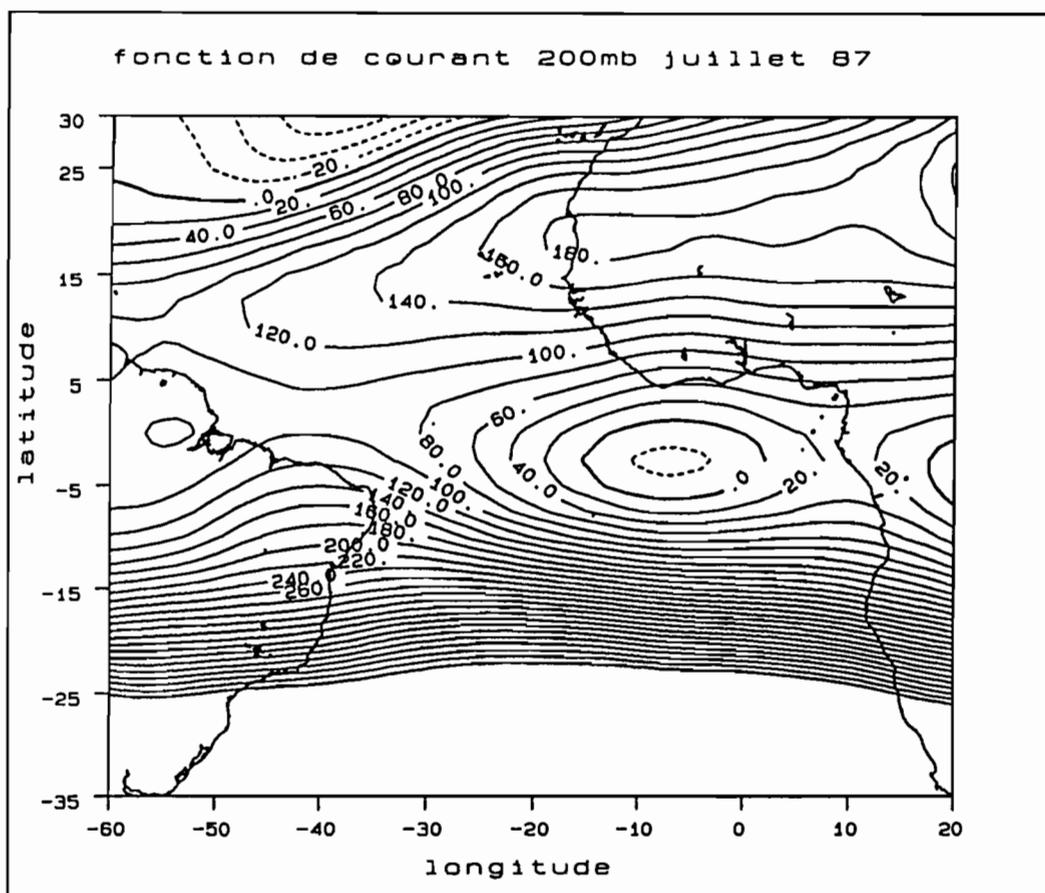
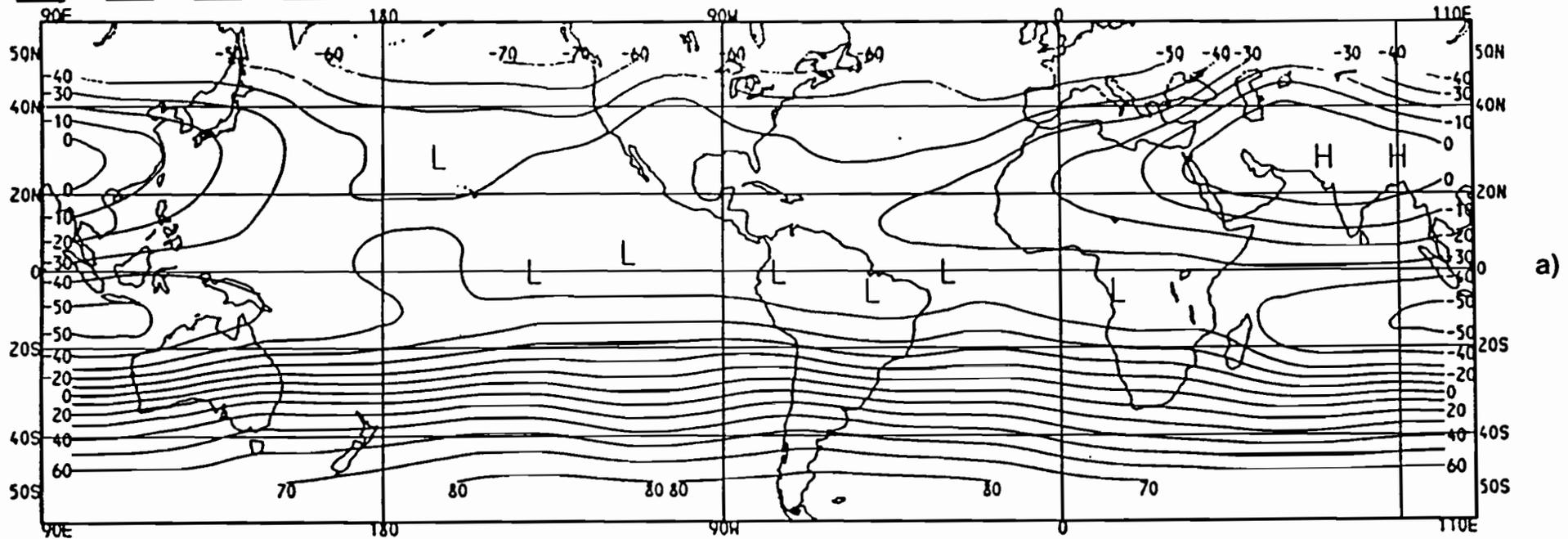
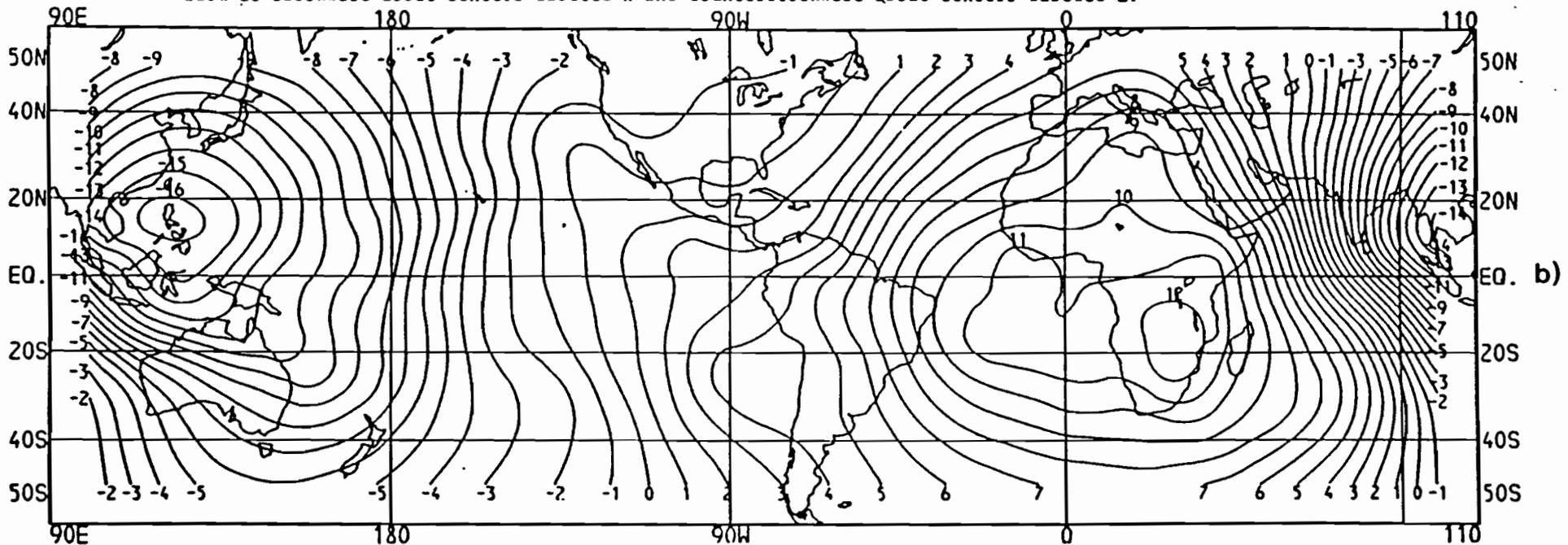


Figure 36: Fonction de Courant au niveau 200hPa en juillet 1987 et juillet 1988, d'après les analyses du CEPMMT (unité  $10^6 m^2 s^{-1}$ ).

Figure 37: Fonction de courant (a) et Potentiel de vitesse (b) à 200hPa en juin-juillet-août 1984 d'après les bulletins CAC/NOAA; (unité  $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ).



- 200 MB STREAM FUNCTION, JJA 1984 (NMC final analysis). Winds are analyzed on  $2.5^\circ$  grid and interpolated to a  $5^\circ$  Mercator grid for computation of the stream function. Contour interval is  $10 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ . This non-divergent component of the flow is directed along the contours with speed proportional to the gradient. The flow is clockwise about centers labeled H and counterclockwise about centers labeled L.



- 200 MB VELOCITY POTENTIAL, JJA 1984 (NMC final analysis). Velocity potential computed from the mean 200 mb wind. Winds are analyzed and velocity potential is computed on  $2.5^\circ$  global grid and interpolated to a  $5^\circ$  Mercator grid for display. Contour interval is  $1 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ . This field represents the divergent part of the wind vector. The vector is directed perpendicular to the contours with speed proportional to the gradient. This flow is directed from low to high values.

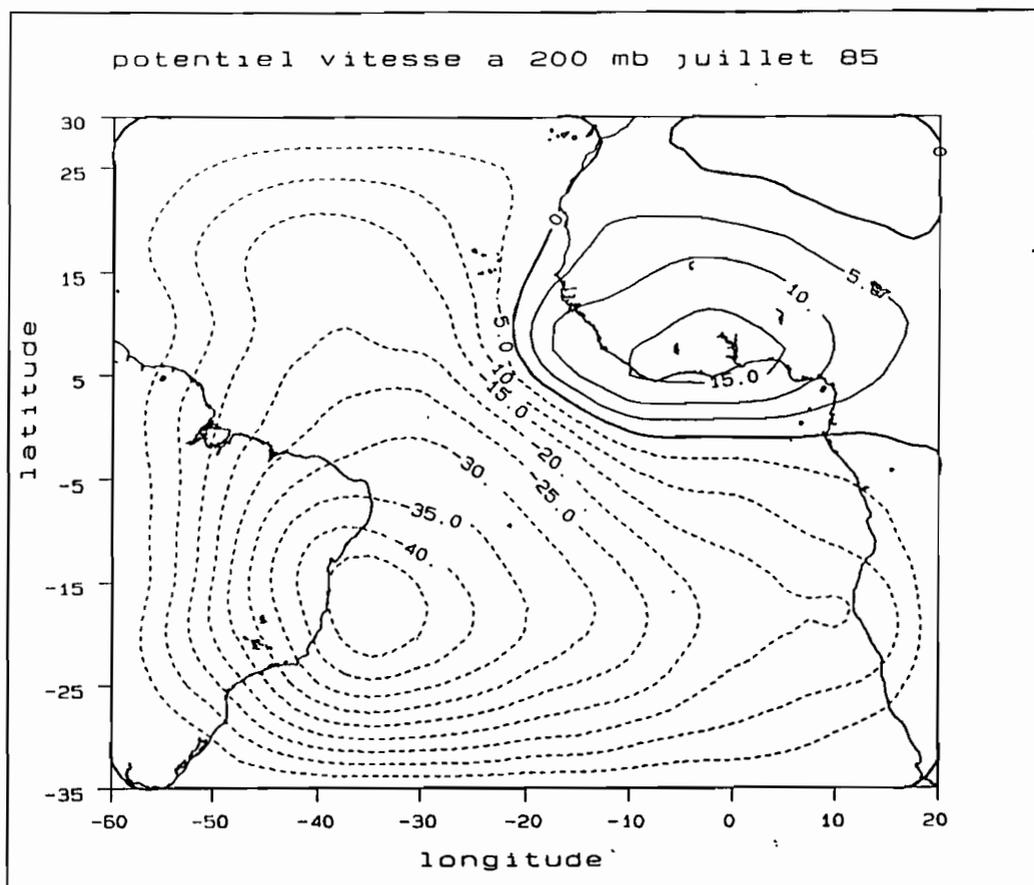
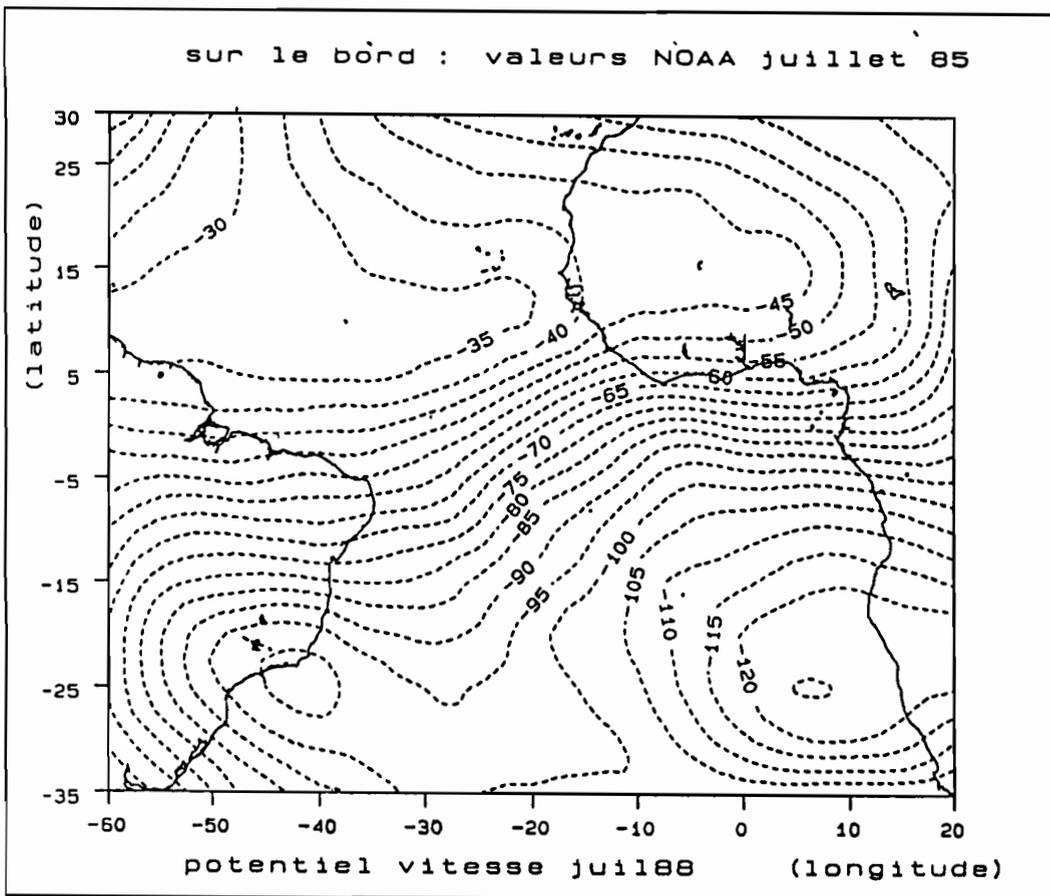
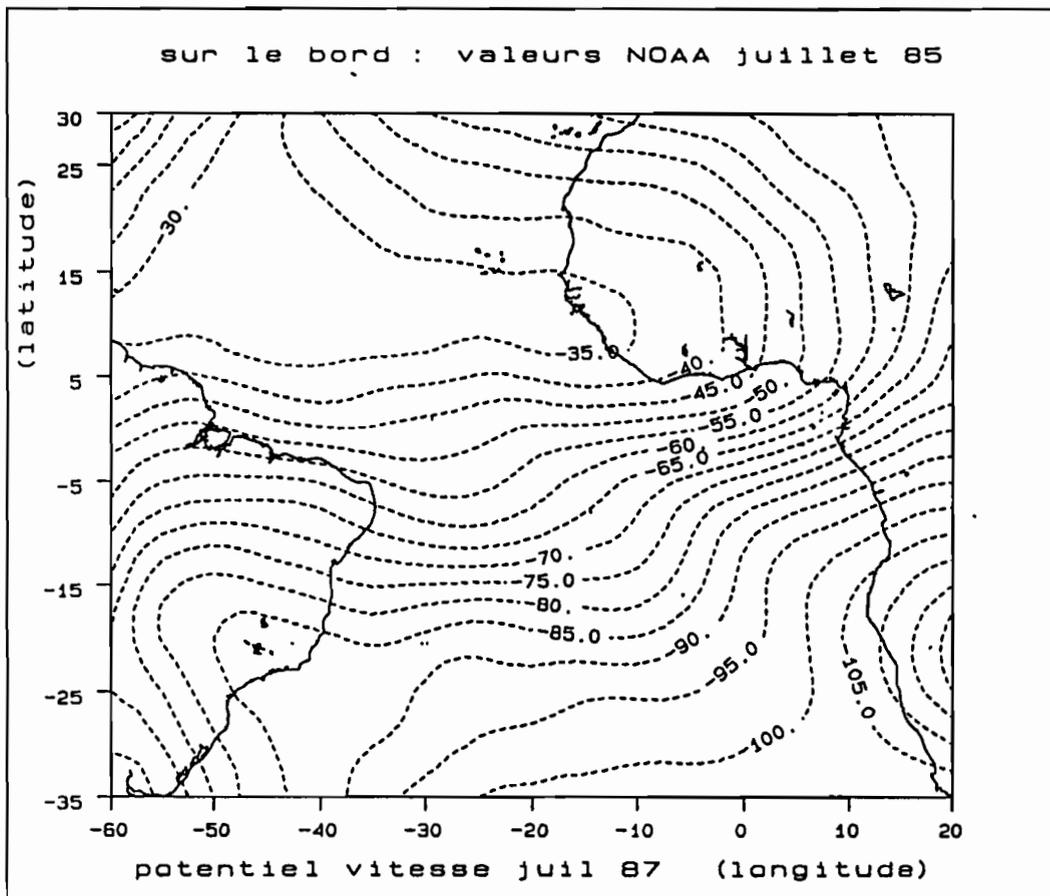


Figure 38: Potentiel de Vitesse à 200hPa en juillet 1985, à partir des analyses du CEPMMT; contour initialisé à 0 (unité  $10^5 m^2 s^{-1}$ ).

Considérant avoir atteint les limites d'application de la méthode, nous avons choisi d'initialiser les valeurs au contour du domaine à partir de valeurs plus proches de la réalité, celles d'une "climatologie" construite à partir des quelques cartes en potentiel de vitesse publiées pour les années 1984 et 1985 dans les bulletins du CAC/NOAA.

Les résultats plus conformes à notre attente, justifient à posteriori cette approche (fig. 39).

Si cette adaptation enlève à la méthode une certaine indépendance, elle permet néanmoins la comparaison de façon relative, de différentes situations de 1980 à 1989.



*Figure 39: Potentiel de Vitesse à 200hPa en juillet 1987 et juillet 1988, à partir des analyses du CEPMMT; contour initialisé par les données NOAA (unité  $10^5 m^2 s^{-1}$ ).*

Les fonctions de courant et potentiel de vitesse permettent d'atteindre certains éléments de la circulation d'altitude:

*b) Exploitation de la fonction de courant*

Les cartes des fonctions de courant que nous avons obtenues, mettent en évidence au niveau 200hPa, une circulation d'Est dont le maximum de gradient se situe vers 10°N.

Nous assimilons celui-ci à une composante du Jet Tropical d'Est (JTE), dont on sait qu'il est présent entre 100 et 200hPa, à une latitude voisine de 10 à 15°N en été boréal. La détermination du gradient méridien de  $\Psi$  dans cette région, permet de préciser la latitude du noyau de vitesse et son intensité.

Ce calcul a été effectué le long de 2.5°E (méridien voisin de Niamey) pour les mois de juillet à septembre des années 1980 à 1989; l'intensité correspondante du JTE est rapportée à la figure 40.

Si l'on rapproche ces résultats des valeurs du flux zonal de vapeur d'eau dans les basses couches (Citeau et al., 1991), on observe:

- le parallélisme de leurs variations interannuelles, indication d'une corrélation significative (*au niveau 0.01*) entre l'intensité du Jet Tropical d'Est (JTE) et celles du flux de basses couches ( $r=0.63$ ,  $n=30$ ,  $t=4.29$ ),
- l'indication d'un accroissement général (en valeur absolue) des flux ou des vitesses, imputable soit aux améliorations successives du modèle, soit à l'existence d'une tendance sur le long terme, telle celle indiquée par Hastenrath (1990) sur la période 1948-1983.
- la coïncidence entre l'intensification de ces flux (en altitude et dans les basses couches) lors des épisodes pluvieux des années 1985, 1988 et 1989; leur affaiblissement lors d'années typiquement sèches comme 1982, 1983 et 1987.

Nous retrouvons ici un résultat déjà signalé par Dhonneur (1974) en ce qui concerne l'intensité du JTE.

La similitude des variations (en valeur absolue) de ces flux de basses couches et d'altitude, suggère qu'ils puissent être liés au sein d'une cellule de Walker, dont le renforcement déterminerait une meilleure pluviométrie sahélienne, confortant un concept avancé par Janicot (1990).

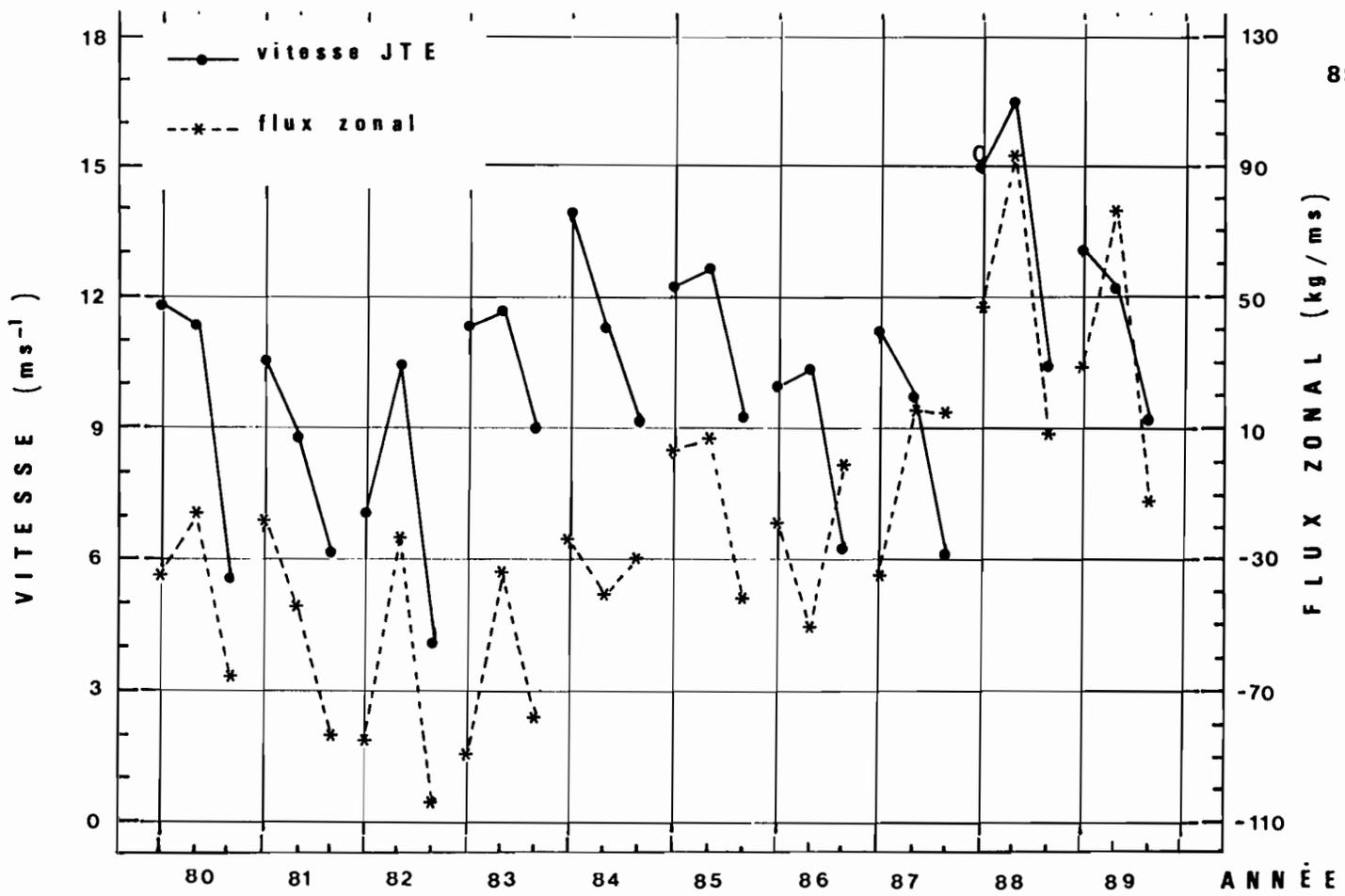


Figure 40: Vitesse du JTE à 200hPa en m/s et flux zonal de vapeur d'eau entre 1000 et 700hPa dans la boîte "Flux" en kg/ms.

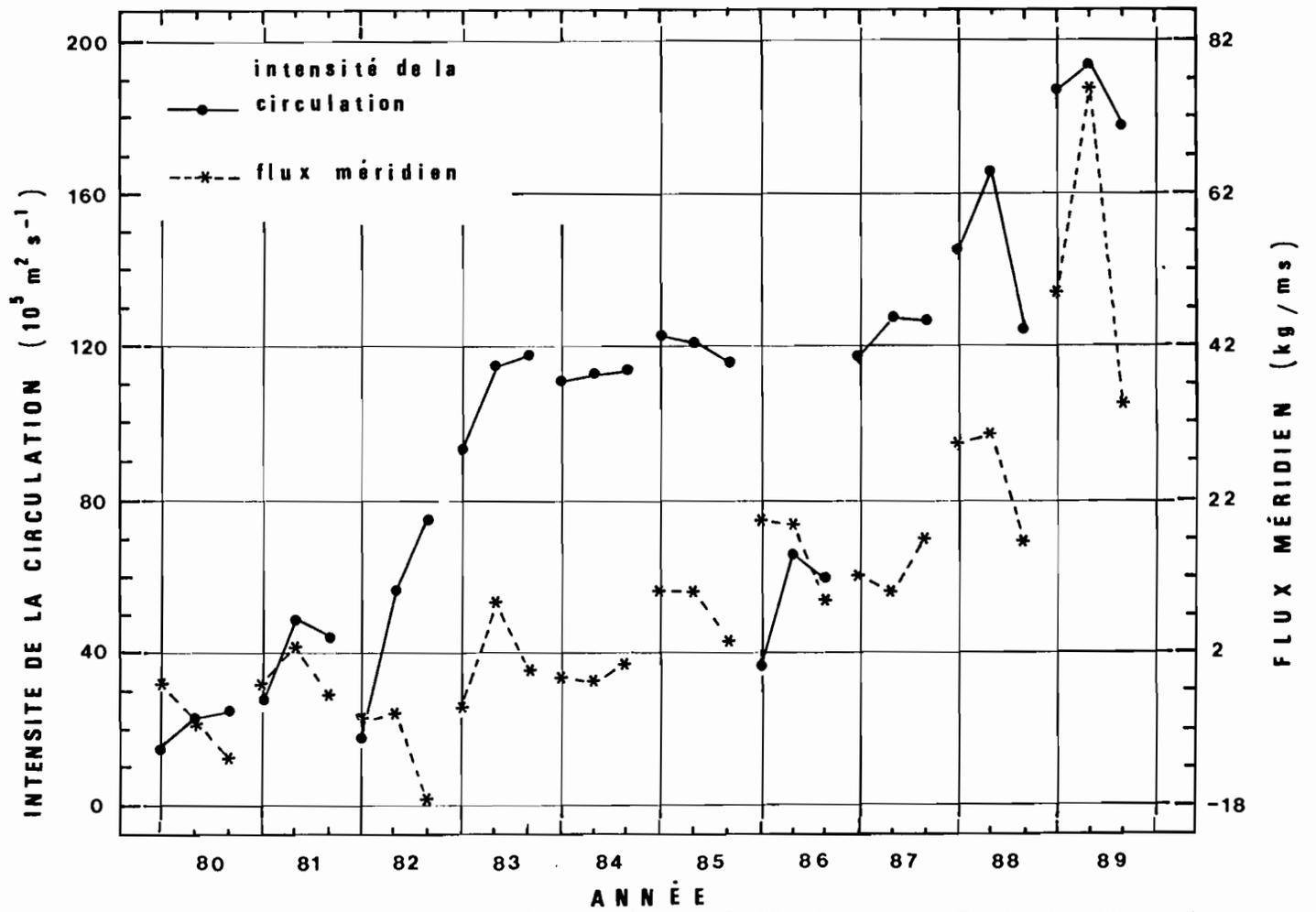


Figure 41: Intensité de la circulation de Hadley à 200hPa (unité 10<sup>5</sup>m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>) et flux méridien de vapeur d'eau entre 1000 et 700hPa dans la boîte "Flux" en kg/ms.

c) *Exploitation du potentiel de vitesse:*

La circulation méridienne représentée par la cellule de Hadley peut être obtenue en intégrant le long d'un parallèle, le gradient méridien de  $\psi$  (Krishnamurti, 1978):

$$I_H = - \int (\partial\psi/\partial y) dx$$

Définissons pour le calcul de  $I_H$ , un domaine de l'Afrique de l'Ouest, borné par 20°E-30°W, 0°-20°N.

La grandeur  $I_H$  a été calculée le long de chaque parallèle de ce domaine et seule en a été retenue la valeur maximale; les résultats sont rapportés en figure 41.

De façon similaire à ce qui a été fait précédemment, ces résultats ont été comparés aux flux méridien de vapeur d'eau dans les basses couches.

Les mêmes conclusions peuvent être faites sur le parallélisme entre les deux variables ou les tendances apparentes sur la période 1980-1989.

La corrélation entre le flux méridien de basses couches et l'intensité de la branche supérieure de la cellule de Hadley est significative au niveau 0.01 ( $r=0.73$ ,  $n=30$ ,  $t= 5.65$ ). Cependant la méthode d'initialisation des conditions aux limites pouvant être mise en question, nous limiterons là notre analyse.

En conclusion, sur la période 1980-1989, les analyses du Centre Européen permettent de mettre en évidence l'existence d'un couplage entre le JTE et les flux zonaux de basses couches. Le renforcement de la cellule de Walker intervient en coïncidence avec les saisons des pluies plus favorables qui ont intéressé le Sahel en 1985, 1988 et 1989; les situations opposées sont également vraies.

Dans la limite de validité des conditions aux limites choisies, le renforcement de la cellule de Hadley apparaît dans les mêmes conditions.

\*\*\*\*\*

## IX- Conclusions

Ce mémoire avait pour objet l'analyse de quelques indicateurs et paramètres du climat sahélien, en exploitant une base de données originale intégrant l'information satellitaire (Meteosat et Noaa).

Cette étude, effectuée sur la période de 1971 à nos jours, si elle a confirmé certaines relations connues entre les anomalies de pluviométrie au Sahel et les positions de la ZITC ou les valeurs de TSM, a aussi révélé quelques limites de ces schématisations. Ainsi, les situations climatiques (TSM, ZITC et pluviométrie) observées qui y échappent, trouvent-elles des explications plus satisfaisantes en faisant référence aux mécanismes responsables du refroidissement équatorial atlantique (forcing local ou forcing éloigné du vent).

Le flux de mousson qui dérive des alizés de Sud-Est présente de 1980 à 1989, une forte variabilité de sa composante zonale, d'après l'exploitation des analyses du CEPMMT; la composante méridienne reste peu variable sur la même période. La coïncidence entre l'accroissement de la composante zonale du flux de mousson et l'augmentation de la pluviométrie sahélienne souligne l'importance du facteur advectif.

L'anticyclone de Sainte-Hélène qui en est l'origine, a été indirectement suivi par l'intermédiaire du canal Vapeur d'Eau de Meteosat. Celui-ci permet d'observer la zone de subsidence associée à cet anticyclone, à un niveau voisin de 500hPa. La chronique des différentes positions que celle-ci a occupées en longitude, de 1983 à 1989, suggère qu'une situation orientale de l'anticyclone de Sainte-Hélène correspond à des hivernages pluvieux au Sahel, la situation opposée (positions plus occidentales) se rapportant à des hivernages secs.

Ces conclusions préliminaires sont confirmées par une exploitation des analyses du CEPMMT. L'interprétation suivante en est proposée: l'existence d'un gradient zonal de TSM (de l'ordre de 5°C) au niveau du tropique Sud entre les eaux froides de Benguela (à l'Est) et les eaux chaudes d'origine équatoriale recyclées à l'Ouest, peut induire des échanges océan-atmosphère (chaleur sensible et chaleur latente) contrastés entre ces deux régions de l'Atlantique Sud. Toutes choses restant égales par ailleurs, ces échanges de chaleur sont de nature à renforcer l'anticyclone de Sainte-Hélène au-dessus d'un océan froid (position orientale de l'anticyclone) et à l'affaiblir au-dessus d'eaux tropicales chaudes dans la situation opposée.

Enfin, une analyse des flux d'altitude (200hPa) confirme l'importance du Jet Tropical d'Est pour de bons hivernages sahéliens; la simultanéité du renforcement du JTE et du flux zonal de basse suggère leur bouclage au sein d'une cellule de Walker.

Relevé des conclusions par paragraphe:

Indicateurs de Sécheresse:

Une diversité de définitions ou d'appréciations de situations de sécheresse au Sahel a rendu nécessaire la comparaison de différents indicateurs climatiques tels:

- l'index de Lamb,
- le débit des grands fleuves sahéliens (Sénégal et Niger) qui intègrent les pluies sur leurs bassins versants mais gardent une certaine "mémoire" en cas de sécheresse prolongée,
- la salinité de certains fleuves sahéliens de type "estuaire inverse"; la salinité de ces fleuves (qui n'ont pas de débit au sens propre) permet de suivre l'évolution des précipitations sur leur bassin versant. Les salinités du fleuve Saloum, qui appartient à la zone soudano-sahélienne, ont été exploitées dans cette étude.

De 1971 à 1987, l'ensemble de ces index présente une très grande similitude de variations, ce qui permet de classer sans ambiguïté les épisodes secs ou humides. Le fait que l'index du fleuve Niger présente des variations parfois en retard sur ceux des fleuves Sénégal et Saloum, rappelle l'existence de frontières climatiques entre le Sénégal et le Niger.

Sur la période 1964-1970, où la pluviométrie a été plus favorable, ces index varient avec une dispersion plus grande mais de façon parallèle, à l'exception du fleuve Saloum où les salinités perdent de leur pertinence comme indicateur climatique.

Détermination de paramètres du climat à partir de données satellitaires:

Les données issues de satellites météorologiques permettent de déterminer simplement:

- La position de Zone Intertropicale de Convergence.

Hors des zones continentales, la position de la ZITC fournit de façon approchée la zone de minimum de vent de surface; la chronique des positions occupées permet d'apprécier la date de l'intensification des alizés de Sud-Est, prélude au refroidissements équatoriaux dans l'Atlantique central et oriental.

- Les températures de surface de l'océan.

Une modélisation simple de l'absorption atmosphérique, appliquée aux données Meteosat, fournit une restitution des températures de surface avec une précision de 0.8°C. Cette contribution des données satellitaires à l'océanographie est aujourd'hui une routine opérationnelle, particulièrement précieuse dans les zones faiblement couvertes par les lignes de navigation. Les données satellitaires permettent de confirmer la stabilité géographique de la zone à refroidissement

maximum (0°,10°W) en Atlantique équatorial. Les variations en TSM de cette région bien corrélées avec celles du reste du golfe de Guinée, nous fondent à en faire une zone de référence.

- la localisation des zones de subsidence associées aux anticyclones subtropicaux. Le canal Vapeur d'Eau de Meteosat permet sur des images composites de localiser sans ambiguïté les zones de subsidence associées aux anticyclones de Libye, des Açores et de Sainte-Hélène.

Etude de séries temporelles de deux paramètres climatiques importants:

a) ZITC: La position en latitude de la ZITC suivie le long de 28°W, ne révèle pas de différences marquantes au coeur de la saison dite d'hivernage pour les pays sahéliens, que l'année soit humide ou sèche. Si des différences notables peuvent être décelées, elles apparaissent au contraire durant la période qui précède l'hivernage, soit de mars à mai.

Le choix d'un suivi en dehors de zones continentales permet dans une certaine mesure de piéger des signatures d'un phénomène à l'échelle globale; ainsi il existe un parallélisme entre migration de la ZITC en océan Indien et ZITC en océan Atlantique.

b) Température de surface de l'océan: La région centrale de l'upwelling équatorial (2N-2S,8W-12W) a été choisie comme zone de référence des TSM du golfe de Guinée.

Les corrélations entre upwellings normaux ou forts et bonne pluviométrie sahélienne, sont fondées pour les années 1970. Cette corrélation apparaît moins nettement pour la décennie 1980-1990 et demande une explication nouvelle que nous proposons ainsi:

- les variations en TSM sur la période 1964-1987 indiquant une diminution régulière de l'intensité du refroidissement équatorial (1°C sur 20 ans), posent d'abord la question de la valeur de la référence dans le calcul des anomalies en TSM,

- les deux mécanismes générateurs de l'upwelling équatorial (forcing local ou forcing éloigné du vent) peuvent être associés à des flux de basses couches et des flux de mousson différents, contribuant eux-mêmes à des saisons des pluies contrastées.

Disponibilité de la vapeur d'eau en Atlantique et en Afrique de l'Ouest

L'exploitation des analyses du Centre Européen montre que le cycle saisonnier de la vapeur d'eau disponible au dessus de l'océan suit celui de la TSM. Toutefois, à l'échelle régionale et en termes d'anomalies, ce parallélisme n'apparaît plus; l'absence de corrélation semblable à celle établie par

Graham Stephens (1990), indique que la TSM (à notre échelle de travail) ne suffit pas à déterminer la vapeur d'eau d'origine océanique. La valeur de cette dernière varie peu de juin à septembre des années 1985 à 1988 (modification du modèle en mai 1985).

Au-dessus des régions continentales, le contenu intégré en vapeur d'eau de 1000 à 300hPa présente des anomalies positives pour les hivernages pluvieux au Sahel (1985,1986,1988) et négatives dans les hivernages secs (1982,1983,1987). L'année 1984 reste délicate à interpréter, l'analyse ayant surestimé la valeur de la vapeur d'eau et les index de la pluviométrie sahélienne indiquant une inversion de la tendance observée jusque-là.

Facteur advectif: L'analyse des flux de vapeur d'eau de basse couche, confirme la faible variabilité de la composante méridienne (résultat déjà connu) et montre la forte variabilité de la composante zonale.

Prenant en compte les modifications apportées au modèle du Centre Européen, les analyses suggèrent que les hivernages favorables au Sahel coïncident avec l'accroissement du transport zonal (1985,1988,1989); l'année 1986 qui fut pluvieuse ne peut être expliquée qu'en prenant l'ensemble du flux (méridien et zonal).

#### Analyse des données du Canal Vapeur d'Eau de Meteosat et comparaison avec les analyses du CEPMMT

L'analyse des données du canal vapeur d'eau de Meteosat permet de suivre à un niveau voisin de 500hPa, la zone de subsidence associée à l'anticyclone de Sainte-Hélène. La chronique des positions observées de 1983 à 1989 suggère une position plus occidentale de l'anticyclone de Sainte-Hélène en hivernage sec et plus orientale pour des hivernages pluvieux au Sahel. Les analyses du CEPMMT confirment ces résultats préliminaires sur la période 1980-1989.

Justification physique proposée: Au gradient zonal de TSM existant au Tropique Sud, entre les eaux froides de Benguela (20°C) à l'Est et celles d'origine équatoriales situées à l'Ouest, doit correspondre un gradient similaire d'échanges océan-atmosphère (chaleur sensible et chaleur latente). Toutes choses restant égales par ailleurs, celui-ci aura pour effet de renforcer l'anticyclone de Sainte-Hélène si ce dernier se trouve à l'Est ou l'affaiblir dans la situation opposée. Le flux de mousson dérivant du flux d'alizés de Sud-Est, renforcé (ou affaibli selon le cas), contribuera à une amélioration (ou à une diminution) de la pluviométrie sahélienne.

En été boréal, un déplacement de l'anticyclone de Sainte-Hélène vers l'Est a pour conséquence de déplacer la "branche continentale" de la ZITC plus au Nord, situation reconnue comme favorable à un bon hivernage sahélien. Un déplacement vers l'Ouest de l'anticyclone, entraîne la "branche océanique" de la ZITC plus au Nord; cette situation n'a pas été reconnue comme favorable à la pluviométrie sahélienne.

Les positions de la ZITC à 28°W, observées au printemps boréal, suggèrent qu'en année typiquement sèche l'anticyclone de Sainte-Hélène ait dès cette époque de l'année occupé une position occidentale, et inversement une position orientale en année typiquement humide.

Enfin, une approche de la circulation d'altitude (niveau 200hPa) sur la période 1980-1989 suggère l'existence d'un couplage entre le JTE et les flux zonaux de basses couches. Le renforcement de la cellule de Walker apparaît en coïncidence avec les saisons des pluies au Sahel. Les limitations de la méthode utilisée (pour le potentiel de vitesse) ne permettent pas de conclusions sur la circulation méridienne.

#### Propositions d'expériences nouvelles

L'exploitation des courtes séries présentées, nous a conduit à avancer quelques hypothèses sur les liaisons entre les flux de basses couches et les upwellings équatoriaux, ou entre la position de l'anticyclone de Sainte-Hélène et l'intensité des alizés de Sud-Est. Ces conclusions ont un caractère préliminaire. Elles peuvent cependant être l'amorce de travaux plus approfondis dans les directions suivantes:

- l'importance des flux alimentant la mousson africaine semble être un terme déterminant de la pluviométrie sahélienne, mais les données de validation ne reposent que sur l'exploitation des analyses du CEPMMT; la confirmation de ce résultat peut aujourd'hui être obtenue avec les données du TOVS, pour lesquelles les techniques "d'inversion" permettent une reconstitution des profils verticaux de l'atmosphère, en humidité et vent, de façon régulière et indépendante des modèles,

- si les transferts méridiens d'énergie au niveau océanique, sont une des motivations essentielles de WOCE, l'importance des gradients zonaux de TSM au niveau du Tropique Sud et leur conséquence sur les échanges d'énergie océan-atmosphère, mérite une meilleure connaissance de ces régions contrastées de l'Atlantique Sud; l'importante collecte de données réalisées au cours de WOCE y constitue une opportunité rare.

- le canal Meteosat-WV fournit une information sur les zones à minimum de vapeur d'eau (à un niveau voisin de 500hPa) associées aux anticyclones subtropicaux. La relation existant entre ceux-ci, tels que déterminés par des mesures de surface et l'image des zone subsidence fournie par Meteosat, demande une étude méthodologique plus approfondie.

- Afin de mieux évaluer la relation (connue) entre température de surface océanique (région équatoriale Est Atlantique) et pluviométrie sahélienne, il serait utile de connaître les flux de basses couches que l'on rencontre dans une situation de "forcing local" et ceux rencontrés dans une situation de "forcing éloigné" du vent.

- l'étude des circulations d'altitude qui a été esquissée ici, indique des résultats qui demandent à être confirmés en effectuant les calculs de fonction de courant et de potentiels de vitesse sur un domaine global.

---

## X- Bibliographie:

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.

Arkin, P., 1979. The relationship between fractional cloud coverage of high cloud and rainfall accumulations during Gate over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1382-1387.

Arpe, K., 1990. Impacts of changes in the ECMWF analysis-forecasting scheme on the systematic error of the model. Document interne CEPMMT, Reading, 48pp.

Brunet-Moret, 1969. Homogeneisation des précipitations. *Cah. Orstom, sér. hydro.*, vol XVI, 3-4, 147-170.

Cadet, D.L. and S.H. Houston, 1984. Precipitable water over Africa and the Eastern/Central Atlantic ocean during the 1979 summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62,5**, 761-774.

Cadet D.L., 1987: Cours de Météorologie Tropicale. Ecole Nationale de la Météorologie, Toulouse, 223pp.

Cadet, D.L. and N.O. Nnoli, 1987. Water vapor transport over Africa and the Atlantic Ocean during the summer 1979. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 581-602.

Camberlin, P., 1987. Les réactions du champ pluviométrique ouest-africain aux forçages atmosphériques et océaniques d'échelles régionale et planétaires. *Mémoire de Maîtrise*, Tome 2, Centre de Recherches de Climatologie, Dijon.

Chedin, A., N.A. Scott, C. Wahiche, P. Moulinier, N.Husson, G. Rochard, J. Quere and M. Derrien, 1985. The "3I" procedure applied to the retrieval of meteorological parameters from NOAA-7 and NOAA-8. *Technical Proceedings of the Second International TOVS Study Conference*, Igls, Austria, 11-38.

Citeau, J., B. Piton and B. Voituriez, 1981. Remote sensing of the upwelling season in the eastern tropical Atlantic ocean. Report of the final meeting of the SCOR WG 47, April 198, Venice, Italy, Nova Univ. Press ed., Dania, Fl., 283-292.

Citeau, J., B. Guillot et R. Lae, 1984. Opération Listao. Reconnaissance de l'environnement physique en Atlantique intertropical à l'aide des satellites Meteosat et Goes-E. *I.D.T.*, **63**, 28p., Orstom/Paris éd.

Citeau, J., J.C.Bergès, H. Demarcq et G. Mahé, 1988a. The watch of ITCZ migrations over the tropical Atlantic ocean as an indicator in drought forecast over the sahelian area, *TOAN*, 45, 1-3.

Citeau, J., J.C.Bergès, H. Demarcq et G. Mahé, 1988b. Position de la zone intertropicale de convergence à 28°W et température de surface de l'océan. *Veille Climatique Satellitaire*, 21, 3-7.

Citeau, J., L. Finaud, J.P.Cammas and H. Demarcq, 1989. Questions relative to ITCZ migrations over the tropical Atlantic ocean, sea surface temperature and Senegal river runoff. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 41, 181-190.

Citeau J. et H. Demarcq, 1990: Restitution de la température de surface océanique en zone intertropicale à partir des données du satellite Meteosat. *Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco*, n°spécial 6, 149-172.

Citeau, J., Mahé G. and Goryl Ph., 1991a. Some elements for understanding and forecast the west african monsoon using Meteosat and ECMWF data, *Annales Geophysicae*, XVI General Assembly Wiesbaden 22-26 April 1991, Supplement to vol. 9, C177.

Citeau J., Goryl Ph. et Pesin A., 1991b: Position de la Zone Intertropicale de Convergence à 28°W et observations relatives à l'anticyclone de Sainte-Hélène. *Veille Climatique Satellitaire*, 37, 1-4.

Colin, C. and S.L. Garzoli, 1987. In situ wind measurements and ocean response in the Equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL experiment. *J. Geophys. Res.*, 92, C4, 3741-3750.

Colin, C., 1991. Sur les "upwellings" équatorial et côtier (5°N) dans le golfe de Guinée. *Oceanologica Acta*, 14, 3, 223-240.

De Félice, P., A. Viltard et M. Camara, 1982. Vapeur d'eau dans la troposphère en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*. VIe 29 et 30, 129-134.

Desbois, M., L. Picon, T. Kayiranga and B. Gnamien, 1986. African climatology studies using ISCCP B2 data. *Proceedings of the 6th Meteosat Scientific User's Meeting, Amsterdam, 25-27 november 1986. EUM P 01, 2*, Eumetsat ed., Darmstadt (RFA)

Dhonneur, G., 1974. Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique occidentale et centrale. *Thèse de docteur ingénieur*, Univ. de Dakar 1974/10/16, 2 vol.

- Druyan L., 1987. GCM studies of the African summer monsoons, *Clim. Dyn.*, **2**, 117-126.
- Druyan L., 1989. Advances in the study of sub-saharan drought, *International Journal of Climatology*, **9**, 77-90.
- Dudhia, A., 1986. Intercalibration of Meteosat and AVHRR. *AES experts meeting "Measuring the greenhouse effect"*, Toronto Canada, 15-19 Sept 1986.
- Fletcher, R.D., 1945. The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere, *Journal of Meteorology*, vol. **2**, **3**, 167-173.
- Frank, W.M., 1983. The structure and energetics of the east Atlantic intertropical convergence zone. *J. Atmos. Sci.* **40**, 1916-1929.
- Gac J.Y. et H. Faure, 1987. Le "vrai" retour à l'humide au Sahel est-il pour demain ?. *C.R. Acad. Sci..Paris*, **305**, Sér.II, 777-781.
- Gac, J.Y, M. Carn et D. Orange, 1991. L'impact de la sécheresse actuelle sur le bilan hydrologique du fleuve Sénégal à Bakel. *Projet CEE (EQUESEN)*, 119pp.
- Garzoli, S.L. and E.J. Katz, 1984. Winds at St. Peter and St. Paul Rocks during the first Sequal year. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 715-718.
- Gruber A., 1972. Fluctuations in the position of the ITCZ in the Atlantic and Pacific oceans. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 193-197.
- Hastenrath S. and Lamb P., 1977. Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, n°8.
- Hastenrath, S., 1984. Interannual variability and annual cycle: Mechanism of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1097-1107.
- Hastenrath, S., 1990: Long-term changes of surface circulation in the tropical Atlantic sector associated with the decrease of Sahel rainfall 1948-1983. WMO/Tropical Meteorology Research Programme, Report 36, *WMO/TD*, **353**, 17-20.
- Hisard, Ph., 1980: Observations de réponses de type "El Nino" dans l'Atlantique tropical oriental, Golfe de Guinée. *Oceanol. Acta.*, **3**, 69-78.
- Hiez, G., 1986. Les supports théoriques du Vecteur régional. *Colloques et Séminaires*, Deuxièmes journées hydrologiques de l'Orstom, Orstom éd, 3-15.

Janicot S.,1985. Analyse spatiotemporelle du champ de précipitations annuelles sur l'Afrique de l'ouest et l'Afrique centrale. *Veille Climatique Satellitaire*, 10,32-44, Orstom Lannion éd.

Janicot S., 1990. Variabilité des précipitations en Afrique de l'ouest et circulation quasi-stationnaire durant une phase de transition climatique. *Thèse de Doctorat, Paris VI*, 193pp.

Krishnamurti, T.N. and M. Kanamitsu, 1978. Northern summer planetary-scale monsoons during drought and normal rainfall months. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 331-347.

Krishnamurti, T. N., 1986: Workbook on numerical weather prediction for the tropics for the training of Class I and Class II meteorological personnel. *WMO Technical Publications*, 669, 79-103.

Lacombe, H., 1965: Cours d'océanographie physique (théories de la circulation générale; houle et vagues). Gauthiers-Villars, Paris éd., 392pp.

Lamb P.,1978. Case studies of the tropical Atlantic surface circulation during recent subsaharan weather anomalies:1967 and 1968, *Mon. Wea. Rev.*,106,4,482-491.

Lamb, P.,1985a. West African rainfall index. *Climate Diagnostic Bulletin*, 85/10,NOAA/Nws ed.,Washington.

Lamb, P.,1985b. Rainfall in Subsaharan West Africa during 1941-83. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 131-139.

Lamb, P. and R. Peppler, 1989. Further case studies of tropical atlantic circulations patterns associated with subsaharan drought. *Proc. Thirteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C..

Lambergeon D., Dietara S. et Janicot S.,1981. Comportement du champ de vent sur l'Afrique occidentale, *La Météorologie*, VIème série, 25.

Laurent, H., 1988. Evaluation de la qualité de prévision sur l'Afrique boréale du modèle du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 177pp.

Laurent, H., A. Viltard and P. de Félice, 1989. Performance evaluation and local adaptation of the ECMWF system forecasts over northern Africa for summer 1985. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1999-2009.

Mahé G., H. Demarcq and J.Citeau, 1990. Evolution des températures de surface de l'upwelling équatorial atlantique de 1964 à 1988. *Veille Climatique Satellitaire*, **33**, 37-43.

McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Voltz and J.S. Garing, 1972. Optical properties of the atmosphere. *AFCRL*, 72-0497.

McGee, O.W. and S.L. Hastenrath, 1966. Harmonic analysis of the rainfall over South Africa, *Notos*, **15**, 78-89.

Nicholson, S.E., 1980. The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 473-487.

Nicholson ,S.E.,1981. Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in west Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2191-2208.

Nicholson,S.E.,1983. Sub-Saharan rainfall in the years 1976- 1980: Evidence of continued drought. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1646-1654.

Nicholson, S.E., 1988. Atlas of african rainfall and its interannual variability. Dept. of Meteorology, The Florida State University, 237pp.

Olivry, J.C.,1983. Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégal et aux îles du Cap Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cahiers Orstom, Sér. Hydrol.*, **20**,1,47-69.

Palutikoff, J.P., J.M. Lough and G. Farmer, 1981. Senegal river runoff. *Nature*, **293**, 414.

Pagès, J. and J. Citeau, 1990. Rainfall and Salinity of a sahelian estuary between 1927 and 1987. *Journal of Hydrology*, **113**, 325-341.

Philander, S.G.H. and R.C. Pacanowski, 1981. The oceanic response to cross equatorial winds (with application to coastal upwelling in low latitudes). *Tellus*, **33**, 20-210.

Phulpin, T. and P.Y. Deschamps, 1980. Estimation of sea surface temperature from AVHRR infrared channels measurements, in: *Coastal and marine application of remote sensing. Proc. of the Sixth annual conference of the Remote Sensing Society*, 18-19th dec. 1979, University of Dundee, A.P. Cracknell ed., 47-58.

Picaut, J., 1983. Sur les mécanismes des variations thermiques dans le golfe de Guinée. Thèse de doctorat, U.B.O. Brest, 199pp.

Picon, L. and M. Desbois, 1986. Correlation of Meteosat monthly statistics of radiance with general circulation parameters as analysed by the ECMWF. *Proceedings of the 6th Meteosat Scientific User's Meeting, Amsterdam, 25-27 november 1986.EUM P 01, 2*, 197-200, Eumetsat ed., Darmstadt (RFA)

Poc, M.M., M. Roulleau, N.A. Scott and A. Chédin, 1980. Quantitative studies of Meteosat water vapor channel data. *J. of App. Meteor.*, **19**, 868-876.

Ramond, D., H. Corbin, M. Desbois, G. Szejwach and P. Waldteufel, 1981. The dynamics of polar Jet Stream as depicted by the Meteosat WV channel radiance field. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317-333.

Rochette C., 1974. Le bassin du fleuve Sénégal. *Monographies hydrologiques Orstom*. Orstom Paris éd. 325pp.

Rodier, J., 1964. Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo. *Mémoire Orstom, Paris*, **6**, 137pp.

Schmetz, J., 1989. Operational calibration of the Meteosat water vapor channel by calculated radiances. *Applied Optics*, vol 28, **15**, 3030-3038.

Schupelius, G.D., 1976. Monsoon rains over West Africa. *Tellus*, **28**, 533-536.

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., M. Seva, S. Lukas, G. Rougier, 1987. Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature: 1980-1984, *Ocean Air Interactions*, **1**, 109-182.

Servain, J. and S. Lukas, 1990. Climatic atlas of the tropical atlantic wind stress and sea surface temperature: 1985-1989. *S.D.P Ifremer*, 143pp.

Servain, J., 1991. Simples climatic indices for the tropical atlantic ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, **96**, 15,137-15,146.

Sircoulon, J., 1976. Les sècheresses et les étiages: la récente sècheresse des régions sahéliennes. Société Hydrotechnique de France, 30pp.

Sircoulon, J., 1990. Impact possible des changements climatiques à venir sur les ressources en eau des régions arides et semi-arides. *World Climate Programme Applications*. WCAP-12, WMO/TD n° 380, 87pp.

Stephens, G.L., 1990. On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 3, 634-645.

Tyson, P.D., 1986. *Climatic Change and Variability in southern Africa*, Oxford University Press, Cape Town, 220pp.

Uvo, B., 1987. Relation entre la position de la ZITC et la pluviométrie au "Nordeste". Rapport de stage effectué au CRODT/UTIS.

Vowinckel, E., 1955. Southern Hemisphere weather map analysis; five-year mean pressures, *Notos*, 4, 17-50.

Walker N.D., 1989. Sea surface temperature-rainfall relationships and associated ocean atmosphere coupling in the southern africa region. *CSIR Report*, 683, Stellenbosch, 173pp.

## XI- Table des Matières

### a) Liste des chapitres

Remerciements	page 1
Préface et Objectifs	6
Résumé	8
Abstract	11
Introduction	14
I- La sécheresse sahélienne: diversité de son évaluation	16
II- Variabilité du climat sahélien: état des connaissances	29
III- Intérêt de l'information satellitaire pour la détermination de quelques paramètres du climat	33
a) Température de surface de l'océan	34
b) Détermination de la position de la Zone Intertropicale de Convergence	39
c) Localisation des centres anticycloniques subtropicaux	42
IV- Analyse de deux paramètres importants de la variabilité du climat de l'Afrique de l'Ouest:	47
a) Positions de la Zone de Convergence en Atlantique tropical	47
b) Intensité des "Upwellings" du golfe de Guinée	53
V- Disponibilité de la Vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest	58
a) Variabilité de la vapeur d'eau au-dessus de l'océan	58
b) Variabilité de la vapeur d'eau au-dessus des régions sahéliennes	63
c) facteur advectif	65
VI- Exploitation du canal Vapeur d'Eau de Meteosat et comparaison avec les analyses du CEPMMT	72
a) Localisation et suivi du minimum de vapeur d'eau déduit des images Meteosat-WV	72
b) Minimum de vapeur d'eau déduit des analyses du CEPMMT	76
VII- Analyse de la position de l'anticyclone de Sainte-Hélène	78
a) Relation avec la température de surface de l'océan	78
b) Relation avec la position de la ZITC	80
VIII- Analyse de la circulation en altitude	82
IX- Conclusions	91
X-Bibliographie	97
XI- Table des Matières	104
a) Liste des chapitres	104
b) Liste des articles produits en rapport avec le mémoire	105
c) Liste des illustrations	106

*b) Liste des Articles produits en rapport avec le mémoire (jointes en annexe)*

Citeau J, Y. Gouriou, JP. Lahuec et B. Guillot, 1984. Quelques commentaires sur les déplacements saisonniers de la zone de convergence en Atlantique intertropical, *Met-Mar*, 124bis, 68-71.

Citeau J, B. Guillot, R. Lae and RM. Thépenier, 1984. Warm and cold oceanic events in the tropical Atlantic and their relationship with the intertropical convergence zone, *TOAN*, 23, 19-20

Citeau J, JC. Berges., H. Demarcq et G. Mahé, 1988. The watch of ITCZ migrations over the tropical Atlantic ocean as an indicator in drought forecast over the sahelian area, *TOAN*, 45, 1-3.

Citeau J., L. Finaud, J.P. Cammas and H. Demarcq, 1989: Questions relative to ITCZ migrations over the tropical Atlantic ocean, sea surface temperature and Senegal river runoff. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 41, 181-190.

Citeau J. et H. Demarcq, 1990: Restitution de la température de surface océanique en zone intertropicale à partir des données du satellite Meteosat. *Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco*, n° spécial 6, 149-172.

Mahé G., H. Demarcq and J. Citeau, 1991: Evolution des températures de surface de l'upwelling équatorial atlantique de 1964 à 1988. *Veille Climatique Satellitaire*, 33, 37-43.

Pagès J. and J. Citeau, 1990: Rainfall and salinity of a sahelian estuary between 1927 and 1987. *Journal of Hydrology*, 113, 325-341.

*Articles Soumis pour publication:*

Citeau J, Ph. Goryl, G. Mahé et H. Demarcq: Interprétation de données Meteosat et d'analyses du CEPMMT pour la compréhension de la pluviométrie sahélienne. Soumis à la revue *La Météorologie*.

Arnault S., J. Boutin, J. Etcheto and J. Citeau: Satellite data: Toward a new way to study the tropical ocean dynamics. Soumis à *Geophys. Res. Let.*

Mahé G., H. Demarcq and J. Citeau. Evolution of the intensity of the equatorial atlantic upwelling from 1854 to 1990 and its relation with the global climate changes. Soumis à *Journal of Climate*.

*c) Liste des illustrations*

- Figure 1a: Stations utilisées par Lamb (1985b) pour le calcul d'un index pluviométrique des régions sahéliennes. p.17
- Figure 1b: Index normalisé de Lamb pour les régions sahéliennes, par années de 1941 à 1989 p.17
- Figure 2: Le bassin versant du fleuve Sénégal (d'après Rochette, 1974) p.19
- Figure 3: Anomalies de débit du fleuve Sénégal à Bakel de 1903 à 1991 (Gac et al., 1991) p.20
- Figure 4: Index de Lamb et Anomalies normalisées du débit du fleuve Sénégal sur la période 1964-1987 p.21
- Figure 5a Variations de l'hydraulicité annuelle  $H_i$  à Bakel et Koulikoro (avec  $H_i = [D_i - D]/D$ ) d'après Sircoulon (1990). p.22
- Figure 5b: Débits en ( $m^3/s$ ) des fleuves Niger ( $Q_n$ ) et Sénégal ( $Q_s$ ), d'après Gac et al.,(1991). p.23
- Figure 6: La région du Saloum (1: zone intertidale, 2: zone inondable, 3: salines de Kaolack) d'après Pagès et Citeau, (1990). p.24
- Figure 7: Salinités à Kaolack (aimablement communiquées par Mr. Pipien des "Salins du Siné-Saloum") p.25
- Figure 8: Minimum de salinité ( $g/l$ ) à Kaolack et débit ( $m^3/s$ ) du fleuve Sénégal (période 1926-1986): les courbes en pointillé les plus proches de l'axe de symétrie délimitent l'intervalle de confiance (au niveau 95%) de la droite de régression théorique; les courbes les plus éloignées indiquent l'intervalle de confiance (au niveau 95%) de la prédiction d'une salinité pour un débit donné. p.26
- Figure 9: Anomalies normalisées des débits des fleuves Sénégal et Niger, du minimum de salinité (valeurs multipliées par -1) à Kaolack et de l'index de Lamb. p.27

Figure 10: Bandes spectrales comparées des radiomètres infrarouge thermique des satellites NOAA et Meteosat-2, d'après Dudhia (1986); en abscisses: longueur d'onde ( $\mu\text{m}$ ) ou nombre d'onde; en ordonnées: réponse spectrale (sans dimension) ou rapport des énergies mesurées à l'entrée et à la sortie de chaque radiomètre.

p.35

Figure 11 Températures de surface ( $^{\circ}\text{C}$ ) en Atlantique tropical du 17 au 23 juin 1982 (Citeau et al., 1984).

p.37

Figure 12: Synthèse par maximum de température de brillance, des images Meteosat-IR du 1/7 au 8/8/1986 et du 16/7 au 31/7 1988: la zone du minimum thermique est encadrée.

p.38

Figure 13: Corrélations entre les anomalies de TSM en juillet, août et septembre de la zone de référence (2N-2S, 8W-12W) et celles du reste du domaine Atlantique intertropical de 1964 à 1988; pour  $r > 0.6$ ,  $n=75$ ,  $t= 6.4$  la corrélation est significative au niveau 99%; source des données Servain et al., 1987 et 1990)

p.38

Figure 14: Coupe méridienne schématique d'après Hastenrath et Lamb (1977), de la région de discontinuité des vents (trait tireté), de l'axe de la convergence maximum (C), des vents et de leur directions, en juillet et août en Atlantique tropical.

p.39

Figure 15: Positions de la ZITC observées à  $28^{\circ}\text{W}$  de 1971 à 1987

p.41

Figure 16: Positions en latitude et longitude des anticyclones de Sainte-Hélène (fig. 16a et b) et des Mascareignes (fig. 16c et d) d'après Walker (1989), citant Vowinckel (1955), MacGee et Hastenrath (1966) et Tyson (1986).

p.42

Figure 17: Fonctions de contribution à l'énergie mesurée par le canal WV, en atmosphère standard (A), humide (F) et sèche (J), d'après Poc et al. (1980); atmosphère définies par McClatchey (1972).

p.43

Figure 18: Corrélations entre les radiances Meteosat-WV et les contenus intégrés en vapeur d'eau du sommet (300hPa) au niveau indiqué en abscisse (données: radiosondages ASECNA).

p.45

Figure 19a: Moyenne d'images Meteosat-WV en juillet 1985 (comptes numériques calibrés).

p.46

Figure 19b: Carte de l'humidité relative moyenne (en %) au niveau 500hPa (CEPMMT) en juillet 1985.

p.46

Figure 20: Enveloppe des positions de la ZITC pour trois années sèches (a), pour trois années humides (b) et courbe médiane (c), extrait de Citeau et al.,(1988a); en figure 20c année sèche en pointillé et année humide en trait continu.

p.48

Figure 21: Nombre d'observations des positions en latitude de la ZITC rangées par classes de  $0.4^\circ$  entre mars et avril, de 1971 à 1991.

p.48

Figure 22a: Représentation de la tension du vent d'après les mesures effectuées au rocher Saint-Paul ( $1^\circ\text{N}-29^\circ\text{W}$ ) en 1979 et 1983 d'après Garzoli et Katz (1984); en abscisses jours calendaires.

p.50

Figure 22b: Corrélation entre les dates d'intensification de la composante zonale du vent à  $0^\circ,30^\circ\text{W}$  et celles de la migration vers le Nord de la ZITC, de 1971 à 1987 (Citeau et al. 1989).

p.51

Figure 23a: Anomalies de température de surface calculées dans le domaine  $2^\circ\text{N}-2^\circ\text{S},8^\circ\text{W}-12^\circ\text{W}$  pour la période 1964-1979 à partir des données de Servain et al., (1987 et 1990).

p.54

Figure 23b: Anomalies de température de surface calculées dans le domaine  $2^\circ\text{N}-2^\circ\text{S},8^\circ\text{W}-12^\circ\text{W}$  pour la période 1980-1989 à partir des données de Servain et al., (1987 et 1990).

p.55

Figure 24: Température de surface moyenne en dixièmes de  $^\circ\text{C}$ , dans la zone  $2^\circ\text{N}-2^\circ\text{S},8^\circ\text{W}-12^\circ\text{W}$ , de 1964 à 1987 (en trait plein); en pointillés: moyenne mobile sur 5 valeurs; origine des données: Servain et al., (1987 et 1990).

p.56

Figure 25: Situation des différentes zones d'études

p.59

Figure 26: Humidités relatives à Dakar déduites des radiosondages ASECNA (trait continu) et des analyses du CEPMMT (trait pointillé), pour les mois de juin à septembre 1982 à 1988; les valeurs quotidiennes ont été moyennées.

p.60

Figure 27: (a) TSM dans la zone 2N-2S,8W-12W et contenu intégré en vapeur d'eau de 1000 à 700hPa dans la zone Guinée (5N-5S,17.5W-2.5W) en g/cm<sup>2</sup> de 1980 à 1988; (b) anomalies des mêmes paramètres.

p.62

Figure 28: Anomalie du contenu intégré en vapeur d'eau (en kg/m<sup>2</sup>) par rapport à la moyenne 1980-1989, par quinzaine de juin à septembre 1980 à 1989, dans la zone Sahel (10N-20N,5W-20E), d'après les analyses du CEPMMT.

p.63

Figures 29a et b: Composantes méridiennes du flux de vapeur d'eau entre 1000 et 700hPa en 1984 (a) et 1989 (b); unités en kg/m.s.

p.66

Figures 29c et d: Composantes zonales du flux de vapeur d'eau entre 1000 et 700hPa en 1984 (c) et 1989 (d); unités en kg/m.s.

p.67

Figure 30: Valeur moyenne du flux méridien (a) et zonal (b) de vapeur d'eau de 1000 à 700hPa, entrant dans le domaine "Flux"(5N-10N, 30W-10W) en kg/m.s.

p.69

Figure 31: Positions en latitude (a) et longitude (b) des anticyclones des Açores, de Libye et de Sainte-Hélène (au niveau 500hPa), pour les mois de juillet à septembre des années 1983 à 1991, d'après les images Meteosat-WV.

p.73

Figure 32: Longitude de l'anticyclone de Sainte-Hélène d'après les données Meteosat-WV de mi-février à décembre 1990 (par quart de mois).

p.74

Figure 33: Longitude du minimum d'humidité en Atlantique Sud d'après les données Meteosat-WV (trait pointillé) et les analyses du CEPMMT au niveau 500hPa (trait continu).

p.74

Figure 34: Longitude du minimum d'humidité relative en Atlantique Sud au niveau 500hPa, d'après les analyses du CEPMMT: (a) années sèches et (b) années humides.

p.77

Figure 35: Moyenne des températures de surface en °C dans l'Atlantique tropical sur la période 1964-1989; le trait discontinu situe approximativement l'équateur thermique d'après Servain (1991).

p.78

Figure 36: Fonction de Courant au niveau 200hPa en juillet 1987 et juillet 1988, d'après les analyses du CEPMMT (unité 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>).

p.84

Figure 37: Fonction de courant (a) et Potentiel de vitesse (b) à 200hPa en juin-juillet-août 1984 d'après les bulletins CAC/NOAA;(unité  $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ).

p.85

Figure 38: Potentiel de Vitesse à 200hPa en juillet 1985, à partir des analyses du CEPMMT; contour initialisé à 0 (unité  $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ).

p.86

Figure 39: Potentiel de Vitesse à 200hPa en juillet 1987 et juillet 1988, à partir des analyses du CEPMMT; contour initialisé par les données NOAA (unité  $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ).

p.87

Figure 40: Vitesse du JTE à 200hPa en m/s et flux zonal de vapeur d'eau entre 1000 et 700hPa dans la boîte "Flux" en kg/ms.

p.89

Figure 41: Intensité de la circulation de Hadley à 200hPa (unité  $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ) et flux méridien de vapeur d'eau entre 1000 et 700hPa dans la boîte "Flux" en kg/ms.

p.89

Planche Couleur: Moyenne des comptes numériques dans le canal Vapeur d'Eau de Meteosat pour a) le mois de juillet 1983 (année sèche au Sahel) et b) le mois de juillet 1989 (année humide).

Légende de couleurs: l'échelle de couleurs (bleu-foncé, bleu-clair, blanc, jaune, orangé, rouge) illustre une variation de l'humidité (évaluée en comptes numériques); le minimum est représenté en bleu foncé; le maximum en rouge.

p.71

