

ETUDE DES PLUIES DE HEUG SUR LE SENEGAL A L'AIDE DE DONNEES CONVENTIONNELLES ET IMAGERIE METEOSAT

STUDY OF HEUG RAINFALL IN SENEGAL USING CONVENTIONAL DATA AND METEOSAT IMAGERY

Par A.Th. GAYE*, S. FONGANG*, A. GARBA*, D. BADIANE*

RÉSUMÉ

Une étude climatologique des pluies hors-saison ou "pluies de Heug" a été réalisée à partir de données conventionnelles de la période 1930-1980. Les résultats montrent que pour cette période, les variations de l'intensité de ces pluies de saison sèche sont corrélées à la pluviométrie totale. La répartition spatiale fait par ailleurs ressortir un maximum dans la zone située entre 14.5°-17° nord et 14.5°-17.5° ouest. Une situation particulière de ces "pluies de Heug" ayant intéressé le Sénégal et le sud de la Mauritanie les 13 et 14 décembre 1992 a été analysée par imagerie satellitaire. Du fait de la brièveté et de la singularité des phénomènes, il s'est avéré opportun d'effectuer un suivi spatio-temporel à l'aide d'images infrarouge (IR) consécutives du satellite Météosat. Un échantillonnage semi-horaire des images nous a permis de réaliser un seuillage dynamique des structures nuageuses. Nous avons mis ainsi en évidence l'existence d'une cellule convective correspondant à un type de nuage moyen cumuliforme. La résolution de 5 x 5 km du canal utilisé permet d'estimer la vitesse de déplacement de la structure nuageuse entre les dates successives t et $t + \Delta t$. Cette étude montre que la petite pluie enregistrée à Dakar-Yoff est due à une cellule fortement convective qui a pris naissance au dessus de l'océan pour ensuite évoluer rapidement en direction du continent. Elle atteint son stade de maturité sur les côtes et parvient sur le continent où elle se dégrade. Des sondages de Dakar-Yoff ont permis de confirmer le caractère convectif des formations nuageuses à 700 Hpa liées à cet épisode pluvieux d'hiver sur le littoral sénégal-mauritanien. Le cisaillement du vent zonal associé à des anomalies positives de température de surface de la mer joue un rôle important.

Mots-clés

aérojet subtropical, cisaillement, climatologie, convection, Météosat, Heug.

SUMMARY

A climatological study of out-of-season or "Heug rainfall" was carried out using conventional data covering the 1930-1980 period. The results demonstrate that during this period, the variations in rainfall intensity in the dry season are correlated with the total pluviometry. Moreover the spatial distribution highlights a maximum in the zone situated between 14.5°N-17°N and 14.5°W-17.5°W. An unusual case of this "Heug rainfall" which had affected Senegal and southern Mauritania on the 13 and 14 December 1992 has been analysed using satellite imagery. Due to the briefness and singularity of the phenomena, it proved useful to carry out spatio-temporal monitoring using consecutive Meteosat infra-red images. Half-hourly sampling of these images enabled dynamic thresholding of cloud structures to be carried out. Thus, we have demonstrated the existence of a convective cell corresponding to a type of cumuliform mid-level cloud. The 5 x 5 km resolution of the channel which was used enabled the horizontal speed of the cloud motion to be estimated by computing the cloud structure motion vector between the successive dates t and $t + \Delta t$. This study shows that the light rainfall recorded at Dakar-Yoff was due to a very strong convective cell which originated above the ocean and then rapidly developed towards the continent. It achieved maturity over the shores and reached the continent where it broke down. Dakar-Yoff soundings have confirmed the convective character of the cloud formations at 700 Hpa linked to this winter rainy event over the Senegalese-Mauritanian littoral. The shearing of the zonal wind associated with sea surface temperature positive anomalies play an important role.

Key words

subtropical jet, shearing, climatology, convection, Meteosat, Heug.

* Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Ecole Nationale Supérieure Universitaire de Technologie, Uniservité Cheikh Anta Diop, BP 5085, Dakar-Fann, Sénégal. Tél. (221) 25.93.64 - Fax (221) 25.55.94.

1. INTRODUCTION

Le long épisode de sécheresse qu'a connu le Sahel et la dégradation continue de son environnement sont au centre des préoccupations des chercheurs qui s'intéressent à cette sous-région. Les précipitations dans cette partie du continent africain sont comprises entre les isohyètes 200 et 800 mm (Freudenberger, 1989). Elles surviennent pour la plupart en été boréal. La saison de pluies a lieu pendant la période où la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) atteint sa position la plus septentrionale et le flux de mousson humide dépasse l'équateur, pénètre profondément à l'intérieur du continent (Lamb et al., 1978, a, b, 1983). Il existe cependant, durant la saison sèche en hiver boréal, des perturbations pluvieuses liées à l'aérojete subtropical et aux advections d'air froid polaire. Mais du fait de leur faible apport pluviométrique (moins de 4 %), elles n'ont pas été très étudiées. Quelques chercheurs qui s'y sont intéressés ont montré que le thalweg barométrique d'altitude lié à l'aérojete subtropical est orienté sud-ouest/nord-est et s'étend de la moyenne à la haute troposphère sur l'Afrique de l'ouest (De Félice, 1976). Ce thalweg résulte des transferts de chaleur sensible entre les régions tropicales et tempérées par l'action conjuguée des ondes ou des tourbillons des haute et moyenne troposphère des régions tropicales (Dhonneur, 1985). Après le thalweg une formation nuageuse responsable des manifestations pluvio-orageuses dites pluies de Heug apparaît.

On étudie ici une climatologie de ces précipitations ainsi qu'une perturbation particulière qui s'est produite du 13 au 14 décembre 1992. Dans le deuxième paragraphe, on présente la zone d'étude et les données utilisées. Le troisième paragraphe a trait à l'étude climatologique d'une période de 51 ans. Le quatrième porte sur la description du phénomène et la méthodologie d'analyse. La cinquième et dernière partie montre les résultats des traitements effectués.

2. DONNÉES ET ZONE D'ÉTUDE

2.1. Zone d'étude

Cette étude couvre la région située entre les latitudes 8° nord et 25° nord et les longitudes 5° est et 25° ouest. La région est choisie à dessein assez large pour couvrir le Sénégal, une partie du Mali, de la Mauritanie et de l'océan Atlantique. Ce qui permet d'étudier les perturbations en mer et sur le continent. Cette zone est comprise entre les isohyètes 200 mm et 1000 mm. Dans la région, l'année est partagée en une longue saison sèche et une saison des pluies selon la position plus ou moins au nord de la Zone de Convergence InterTropicale. Cette migration longitudinale de la ZCIT est liée aux positions relatives des anticyclones des Açores et de Sainte-Hélène et de la dépression thermique libyenne. Pendant la saison sèche qui s'étend de novembre à mai, des perturbations pluvio-orageuses appelées pluies de Heug peuvent se produire dans la région.

1. INTRODUCTION

The long dry episode which has affected the Sahel and the non-stop degradation of its environment are at the centre of problems facing research workers who study this sub-region. In this part of the African continent, precipitations are between the 200 mm and 800 mm isohyets (Freudenberger, 1989). They mostly occur during the boreal summer. This rainy season occurs during the period when the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) reaches its northernmost position and the wet monsoon flux moves across the equator, deeply inland over the continent (Lamb and Al., 1978 a, b, 1983). However, there exists, during the dry season in boreal winter, rainy perturbations linked to the sub-tropical jet and to advections of cold polar air. But due to their small pluviometric contribution (less than 4 %), they have not been studied in detail. Some research workers who have studied them have shown that the altitude barometrical thalweg linked to the sub-tropical jet is orientated South West-North East and extends from the mid to the upper troposphere over West Africa (de Félice, 1976). This thalweg results from sensitive heat transfers between the tropical and temperate regions, by the joint action of waves or vortex of the upper and middle troposphere of the tropical regions (Dhonneur, 1985). After the thalweg, a cloud formation responsible for thunder-storm events, called Heug rainfall, occurs.

In the section below, a climatology of these precipitations as well as an unusual perturbation which occurred from the 13 to 14 December 1992 is studied. In the second section, the study zone and the data which are used are presented. The third section deals with the climatological study of a 51 year period. The fourth section focuses on the description of the phenomenon and the analysis method. The fifth and last section is devoted to the presentation of the results.

2. DATA AND STUDY ZONE

2.1. Study zone

This zone covers the region situated between latitudes 8°N and 25°N and longitudes 5°E by 25°W. A fairly large region was selected to cover Senegal, a part of Mali, Mauritania and the Atlantic Ocean. This enabled the perturbations at sea and over the continent to be studied. This zone lies between the 200mm and 1000mm isohyets. In this region, the year is divided into a long dry season and a rainy season according to how far north the ITCZ is positioned. This longitudinal migration of the ITCZ is linked to the relative positions of the Azores and Saint-Helena anticyclones and the Libyan thermal depression. During the dry season which lasts from November to May, thunder-storm perturbations called Heug rainfall can occur in this region.

2.2. Données utilisées

Pour étudier ces perturbations on a utilisé l'imagerie satellitaire et des données conventionnelles (radiosondages de Dakar-Yoff et pluviométrie mesurée au sol sur le Sénégal).

Les images sont celles du satellite européen Météosat dans le canal infrarouge (10.5 - 12.5 μm) reçues sur une station PDUS par l'Unité de Traitement d'Images Satellitaires (UTIS) à la cadence d'une image toutes les demi-heures.

La taille du pixel est de 5 km de côté. Les images Météosat, utilisées pour pallier l'insuffisance de données, sont bien adaptées à l'étude des éléments du climat sahélien (Desbois et al., 1988). Ce canal renseigne essentiellement sur l'émission des corps atmosphériques de jour comme de nuit. Les nuages étant considérés avec une bonne approximation comme corps noirs, une étude fiable de la couverture nuageuse peut se faire dans le canal infrarouge. Dans toute cette étude, la dynamique des images est inversée. Les comptes numériques les plus élevés correspondent alors aux structures les plus froides qui apparaissent en blanc dans une représentation en noir et blanc.

Des données de radiosondages de Dakar-Yoff sont couplées aux images pour estimer certains processus dynamiques tels le cisaillement vertical du vent et l'évolution du phénomène, en regardant le développement des couches nuageuses moyennes et supérieures. Ces radiosondages sont effectués deux fois par jour aux réseaux de 0 h TU et 12 h 00 TU. A différents niveaux de l'atmosphère, ils nous donnent l'altitude géopotentielle Z (mgp), la température ($^{\circ}\text{C}$), l'humidité relative (%), la température du point de rosée ($^{\circ}\text{C}$), le rapport de mélange (g/kg), la direction (degrés) et la vitesse (m/s) du vent. Les pluviométries sont des données provenant de pluviomètres à cumul journalier répartis sur le Sénégal.

3. CLIMATOLOGIE DES PLUIES DE HEUG DE 1930 À 1980

Sur la *figure 1a* on a représenté, pour chacune des 51 années, entre 1930 et 1980, les hauteurs moyennes annuelles des pluies de heug relevées aux vingt stations synoptiques du Sénégal (*fig. 1c*). La courbe de la *figure 1b* illustre l'évolution des précipitations totales annuelles. Sur les deux courbes, si on exclut l'année 1931 et en tenant compte de l'effet d'échelle, les minima essentiels sont placés aux mêmes endroits : 1941, 1946-48, 1960, 1971. Le coefficient de corrélation entre les deux séries de données (pluies de heug et pluies totales) est en effet égal à 0.4 avec un degré de signification de 73 %. La *figure 1d* illustre le diagramme de dispersion. Bien que le pourcentage des pluies d'hiver dans la pluviométrie globale soit inférieur à 4 %, les précipitations de saison sèche ont un impact non négligeable sur

2.2. Data which is used

To study these perturbations, both satellite imagery and conventional data have been used (Dakar-Yoff radiosoundings and rainfall measured at the ground level in Senegal).

The images are those from the European Meteosat satellite, acquired on the infra-red channel (10.5 μm to 12.5 μm), received at a PDUS station by "the Unité de Traitement d'Images Satellitaires" - UTIS (satellite image processing unit), at the rate of one image every half hour.

The pixel size is 5 x 5 km. The Meteosat images used to palliate data insufficiencies, are well adapted to the study of the climatic elements which occur in the Sahara (Desbois and al., 1988). This channel mainly provides information on the emission of atmospheric bodies, both day and night. Since the clouds can be likened to black bodies, a reliable study of cloud cover can be undertaken on the infrared channel. Throughout this study, the image dynamics is inverted. The highest numerical counts correspond to the coldest structures which are shown in white in a black and white representation.

Dakar-Yoff radiosounding data are linked to the images to estimate certain dynamic processes such as the vertical shearing of the wind and the evolution of the phenomenon by observing the development of the mid and upper cloud layers. These radiosoundings are carried out twice daily at the 00.00H and 12.00H U.T. networks. At different levels in the atmosphere, they provide the geopotential altitude Z (mgp), the temperature ($^{\circ}\text{C}$), the relative humidity (%), the dew point temperature ($^{\circ}\text{C}$), the ratio of mass of water vapour/mass of dry air (g/kg), the direction (degrees) and the wind speed (m/s). The pluviometries are the data from rain gauges giving the daily total, spread over Senegal.

3. CLIMATOLOGY OF HEUG RAINFALL FROM 1930 TO 1980

Figure 1 presents the annual average level of Heug rainfall recorded at all the 20 synoptic stations in Senegal, from 1930-1980 (*fig. 1c*). The curve shown on *fig. 1b* illustrates the development of the annual total precipitations. On both curves, if 1931 is excluded, and the scale effect is taken into account, the principal minima are located at the same spots ; 1941, 1946-1948, 1960, 1971. The correlation coefficient between the two data sets (Heug rainfall and total rainfall) is in fact equal to 0.4 with a 73 % degree of significance. *Figure 1d* illustrates the scatter diagram. Although the percentage of winter rainfall represents less than 4 % of the total pluviometry, the effect of rainfall during the dry season on the Senegalese economy cannot be ignored, since it can damage crops stocked in the open air.

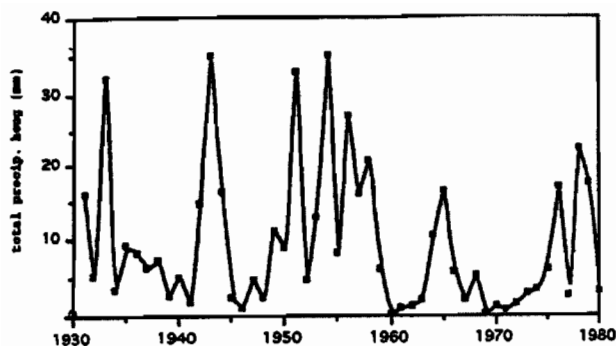


Figure 1a. – EVOLUTION ANNUELLE DES PRÉCIPITATIONS DE HEUG.
ANNUAL EVOLUTION OF HEUG PRECIPITATIONS

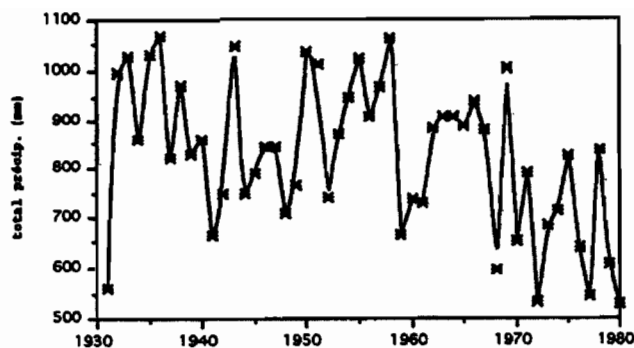


Figure 1b. – EVOLUTION DES PRÉCIPITATIONS ANNUELLES.
EVOLUTION OF ANNUAL PRECIPITATIONS.

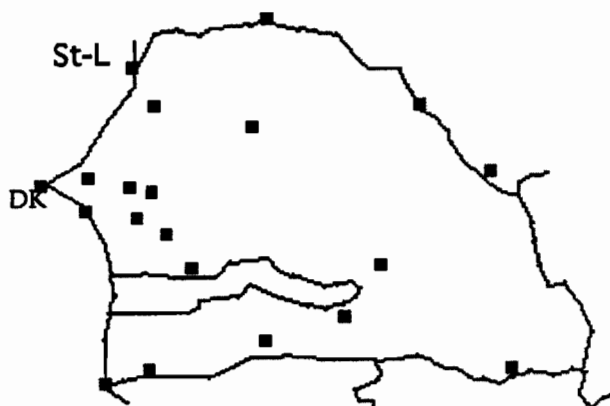


Figure 1c. – STATIONS SYNOPTIQUES DANS LA ZONE D'ÉTUDE.
SYNOPTIC STATIONS IN THE STUDY ZONE.

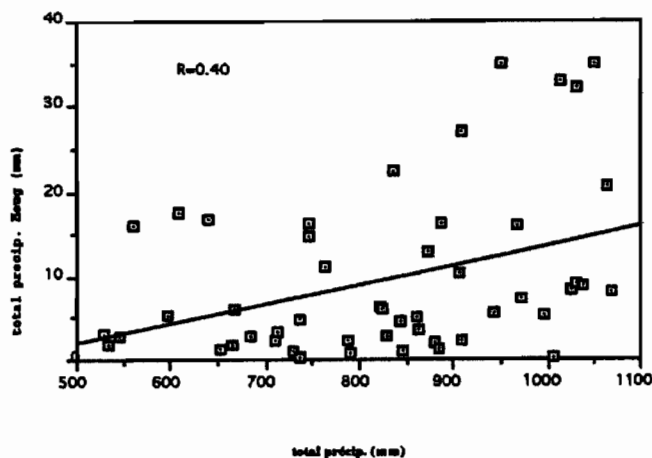


Figure 1d. – DISPERSION DES PLUIES DE HEUG PAR RAPPORT AU TOTAL PLUVIOMÉTRIQUE.
DISPERSION OF HEUG RAINFALL IN RELATION TO THE PLUVIOMETRIC TOTAL.

l'économie sénégalaise, du fait qu'elles peuvent endommager des récoltes stockées à l'air libre.

La répartition spatiale de la pluviométrie de heug moyenne est représentée sur la *figure 1e* où les lignes d'iso-hauteur de pluies sont distantes de 0.4 mm. Cette figure montre que pour cette période, les maxima de précipitations ont lieu dans une zone côtière située dans l'axe du jet au nord-ouest. Ces maxima sont centrés sur Dakar (D) et près de Saint-Louis (S). Ce dernier maximum est placé dans une région où le nombre de stations pluviométriques est faible, ce qui pose des problèmes d'interpolation dans cette zone. Le maximum relatif situé au sud-est serait une contribution de la persistance de la mousson en début novembre ou de la convection locale dans cette région qui est la plus pluvieuse de Sénégal.

Pour comprendre la dynamique de ces phénomènes un exemple de situation est étudié.

The spatial distribution of the average Heug rainfall is shown on *fig. 1e*, where the iso-level lines of rain are 0.4mm apart. This figure illustrates that during this period, the precipitation maxima occurred in a coastal zone situated in the North-West jet axis. These maxima are centred over Dakar (D) and near Saint-Louis (S). This latter maximum is located in a region where the number of pluviometric stations is low, which raises problems of interpolation in this zone. The relative maximum situated to the South East would contribute to the persistence of the monsoon at the beginning of November or to the local convection in this region which experiences the most rainfall in the whole of Senegal.

To understand the dynamics of these phenomena, an example of such a situation was studied.

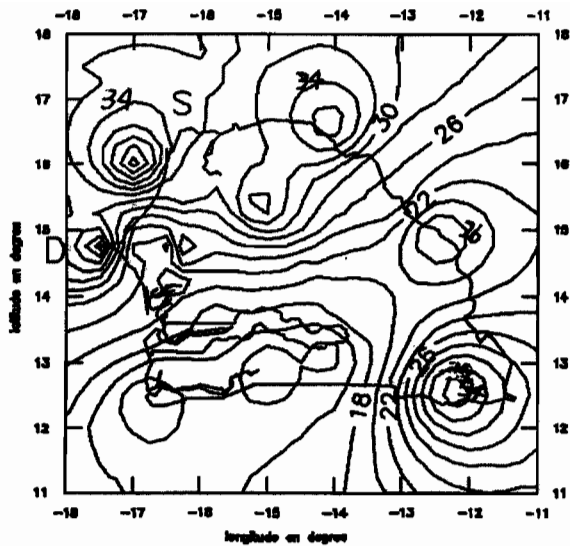


Figure 1e. –
**DISTRIBUTION SPATIALE MOYENNE DES
 PLUIES DE HEUG.
 MEAN SPATIAL DISTRIBUTION OF HEUG RAIN-
 FALL.**

4. DESCRIPTION D'UN PHÉNOMÈNE ET MÉTHODOLOGIE

4.1. Analyse phénoménologique

Le suivi heure par heure de l'évolution de la situation (fig. 2a, b, c, d, e, f) a permis de faire les remarques suivantes :

le 13 décembre entre 13 h 00 et 0 h, les nuages accompagnant le jet se sont considérablement renforcés (fig. 2a, b). Une petite cellule convective, région de minimum de radiance que nous considérons comme la partie la plus convective, repérée au-dessus de Dakar le 14 décembre 1992 à 5 h 00 est nettement visible sur l'image de 7 h 00 (fig. 2c). Cette cellule qui se déplace dans le sens du jet, c'est-à-dire sud-ouest/nord-est et le long de son axe, est du type des amas nuageux cumuliformes lié à la Zone de Convergence InterTropicale et qui sont bien visibles sur la figure 2f. Sa forme et sa texture sont différentes de celles des amas nuageux formant la bande de jet. L'étude des radiances sur une bande de 132 pixels (près de 700 km) de large, centrée sur Dakar montre que tout le long du jet, le côté nord est plus froid que le côté sud (fig.3). L'écart de température est plus important entre Dakar et 250 km à l'ouest. Le côté froid de la bande nuageuse caractéristique sur l'image satellite correspond à l'axe du jet, sa limite du côté tropical étant constituée de cirrus.

A partir du rapport de mélange et de la différence entre la température et la température du point de rosée nous déterminons le point de condensation. Il confirme alors la présence d'un nuage moyen (700 hpa) type cumulus ou cumulo-nimbus (4.100 m d'altitude) occasionnant la pluie et l'orage. Du 13 décembre à 0 h TU au 14 décembre à 12 h 00 TU la nébulosité passe de 4 octas à 7 octas. La base du nuage cumuliforme n'est plus qu'à 1.500 m. Ce qui semble lié à un mouvement de subsidence responsable de la rapide disparition des amas nuageux convectifs. Après la description phénoménologique qu'on vient de présenter, on va maintenant aborder les méthodes d'étude quantitative.

4. DESCRIPTION OF A PHENOMENON AND METHODOLOGY

4.1. Phenomenological analysis

The hour by hour monitoring of the development of the situation (fig. 2a, b, c, d, e, f) has enabled the following remarks to be made.

On 13 December, between 13.00H and 00.00H, the clouds accompanying the jet were considerably re-enforced (fig. 2a, b). A small convective cell, region of minimum radiance that we considered to be the most convective part, detected above Dakar on 14 December 1992 at 05.00H, is clearly displayed on the 07.00H image (fig. 2c). This cell which moves in the same direction as the jet, that is South West-North-East and along its axis, is of the cumuliform cloud cluster type, linked to the InterTropical Convergence Zone. They are clearly shown on fig. 2f. Its form and texture are different from those of cloud clusters forming the jet. The study of radiances over a band of 132 pixels (almost 700 km) off shore, centred over Dakar, shows that all along the jet, the northern coast is colder than the southern coast (fig. 3). The temperature difference is greater between Dakar and 250 km to the West. The characteristic cold side of the cloud band on the satellite image corresponds to the jet axis, its tropical side limit being made up of cirrus.

From the mass of water vapour/mass of dry air (g/kg) report and the difference between the temperature and the dew point temperature, we can determine the condensation point. This is confirmed by the presence of a mid-level cloud (700 hpa) of the cumulus or cumulo-nimbus type (4100m high) causing rainfall and thunderstorms. From 13 December at 00.00H U.T. to 14 December at 12.00 U.T., the cloud cover increased from 4 octas to 7 octas. The bottom of the cumuliform cloud is now only at 1500 m. This appears to be linked to a subsidence movement responsible for the quick disappearance of convective cloud clusters. Following the phenomenological description that was presented above, the quantitative study methods will now be dealt with.

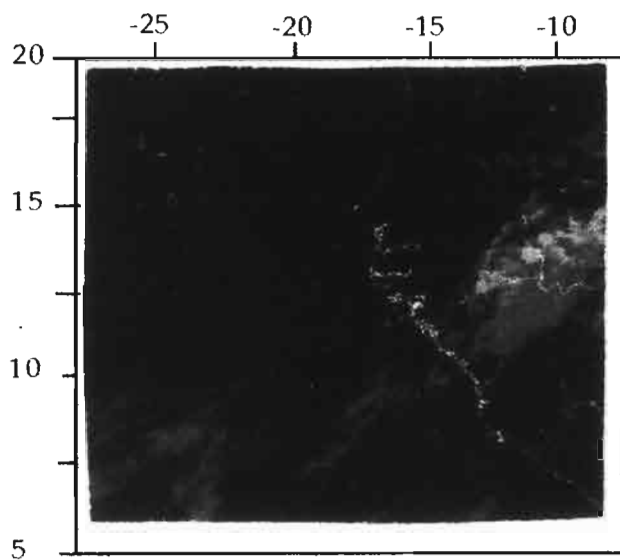


Fig. 2a

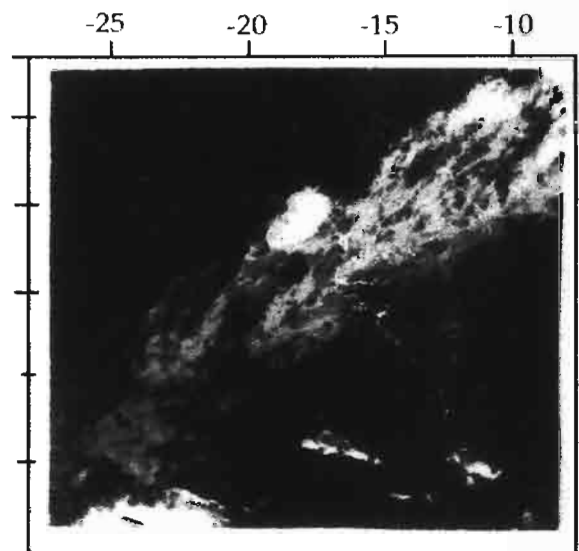


Fig. 2b

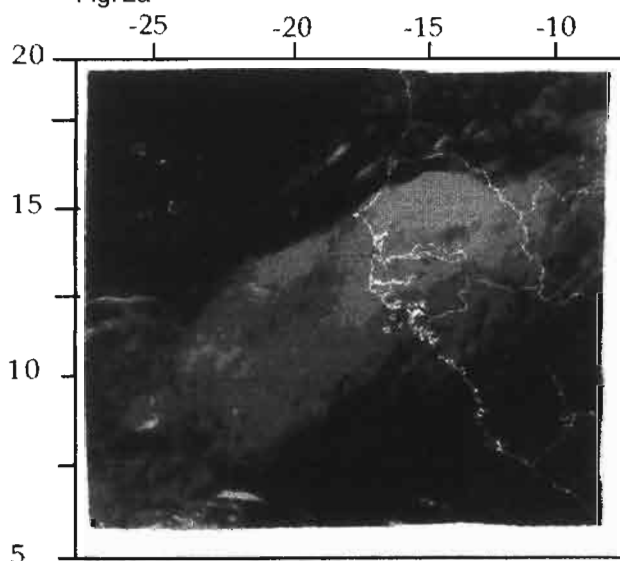


Fig. 2c

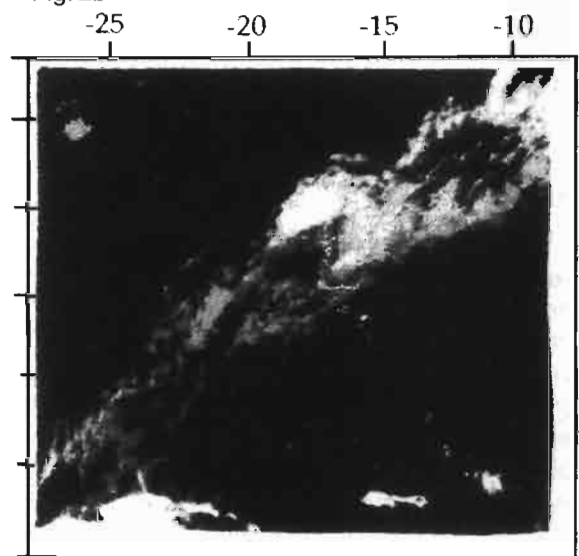


Fig. 2d

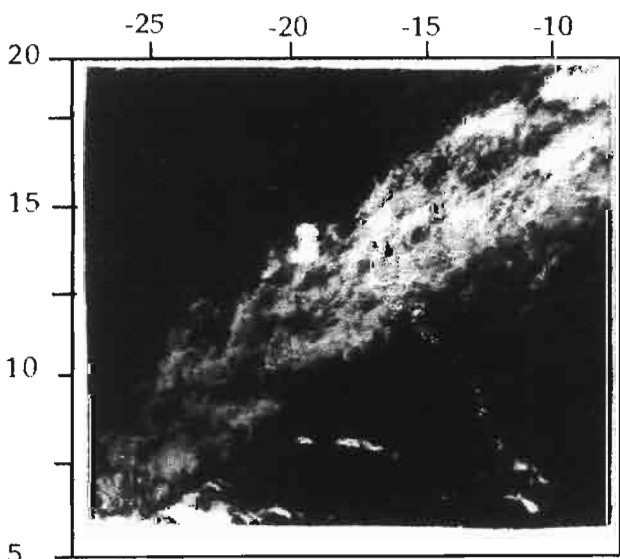


Fig. 2e

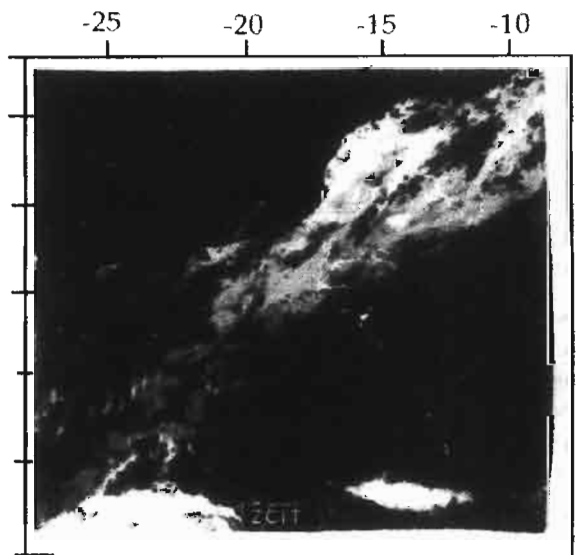


Fig. 2f

Figure 2a, b, c, d, e, f. – EVOLUTION DE LA CELLULE CONVECTIVE DU 13 AU 14 DÉCEMBRE 1992.
EVOLUTION OF THE CONVECTIVE CELL FROM 13 TO 14 DECEMBER 1992.

4.2. Méthodes numériques de traitement

Les traitements numériques effectués sur les images sont essentiellement basées sur les méthodes de seuillage similaires à la méthode du GPI (GOES Précipitation Index) de Arkin (Arkin et Meisner, 1987) pour estimer la précipitation par analyse des surfaces recouvertes par des nuages plus froids qu'un certain seuil de température. Le traitement consiste à effectuer d'abord un lissage de l'image pour diminuer le nombre de points aberrants correspondant soit à de petits nuages isolés soit à des défauts d'acquisition de l'image. Cette image est ensuite seuillée pour éliminer les parties non pluvio-gènes des nuages pour lesquels nous admettons que la température radiative est supérieure à 253 K. Le suivi de l'évolution spatiale de la cellule convective dans le temps se fait en déterminant son centre de gravité sur chaque image. Le suivi de l'évolution spatio-temporelle de la cellule convective après seuillage dynamique est complété par l'estimation d'un indice d'évolution du nuage. Cet indice est obtenu en reliant l'énergétique du système représentée par la température équivalente (θ_e) au cisaillement vertical de la vitesse du vent.

L'hypothèse que l'on fait dans la détermination de θ_e est que le transfert de chaleur s'effectue des basses vers les hautes couches. L'énergie totale par unité de masse s'écrit :

$$ET = g Z + C_p T + L q + V^2/2$$

où g est l'intensité de pesanteur, q l'humidité spécifique, Z l'altitude géopotentielle, C_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante, T la température absolue de l'air, L la chaleur latente de condensation, V la vitesse du vent. Si on fait les approximations $q \approx r$ et $L \approx L_0 = 2580 \text{ J/g}$ puisque L varie peu avec T , θ_e s'obtient alors par :

$$\theta_e = ET/C_p = 9.8Z + T + 2.5r + V^2/2.$$

Le cisaillement du vent est obtenu en calculant les gradients verticaux des composantes zonale et méridienne de sa vitesse pour les différents niveaux donnés par les radiosondages. Pour déterminer le rôle de la cellule convective dans la pluie recueillie, nous évaluons le niveau d'instabilité dynamique par le nombre de Richardson, nombre sans dimension, inversement proportionnel au carré du cisaillement du vent, par la relation :

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

Son module peut se mettre sous la forme :

$$Ri = \left(\frac{N}{S}\right)^2$$

où g est l'accélération de la pesanteur, θ est la température potentielle, u la vitesse zonale ou méridienne du vent, N la fréquence de Brunt-Väisälä, S le cisaillement de la vitesse.

4.2. Numeric processing methods

The numeric processing which the images are subjected to, is principally based on thresholding methods similar to the GPI (GOES Precipitation Index) of Arkin (Arkin and Meisner, 1987) to estimate rainfall by analysing surfaces covered by clouds colder than a certain temperature threshold.

Firstly, the image is smoothed to reduce the number of aberrant points corresponding either to small, isolated clouds or to image acquisition flaws. This image is then thresholded to eliminate non-pluviogenic parts of clouds whose radiative temperature is higher than 253K. The spatial development in time, of each convective cell is monitored by defining its centre of gravity on each image. The spatio-temporal evolution of the convective cell after dynamic thresholding is completed by estimating a cloud evolution index. This index is obtained by linking the energetics of the system represented by the equivalent temperature (θ_e) to the vertical shearing of the wind speed.

It is assumed in the calculation of θ_e , that the transfer of heat occurs from the lower to the upper layers. The total energy per unit mass is expressed as :

$$ET = g Z + C_p T + L q + V^2/2$$

where g is the gravitational acceleration, q the specific humidity, Z the geopotential altitude, C_p the specific heat of the air at constant pressure, T the absolute temperature of the air, L the latent heat of the condensation, V the wind speed. If it is assumed that $q \approx r$ and $L \approx L_0 = 2580 \text{ J/g}$ since L hardly varies with T , θ_e is thus resolved by :

$$\theta_e = ET/C_p = 9.8Z + T + 2.5r + V^2/2.$$

The wind shearing is obtained by calculating the vertical gradients of the zonal and meridional components of its speed for the different levels provided by the radiosoundings.

To determine the role of the convective cell in the collected rainfall, we have evaluated the dynamic instability level by the number of Richardson, a number without dimension, inversely proportional to the square of the wind shearing, by the relationship :

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

Its module can be expressed as :

$$Ri = \left(\frac{N}{S}\right)^2$$

where g is the gravitational acceleration, θ the potential temperature, u the zonal speed or wind meridional, N the Brunt-Väisälä frequency, S the shearing speed.

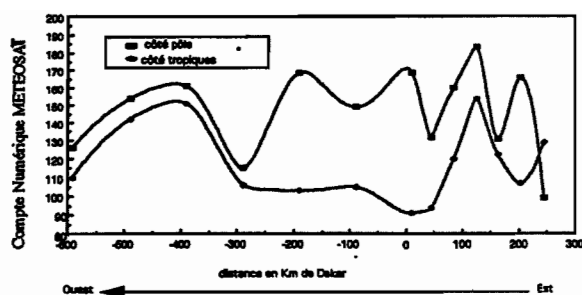


Figure 3. – EVOLUTION DES COMPTES NUMÉRIQUES DES DEUX COTÉS LE LONG DE L'AXE DU JET.
EVOLUTION OF THE NUMERIC COUNTS OF BOTH SIDES ALONG THE AXIS OF THE JET.

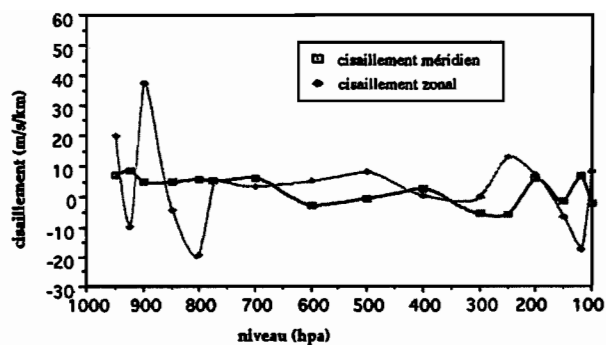


Figure 4a. – CISAILLEMENT DU VENT, DAKAR, 13 DÉCEMBRE 1992.
WIND SHEARING, DAKAR, 13 DECEMBER 1992.

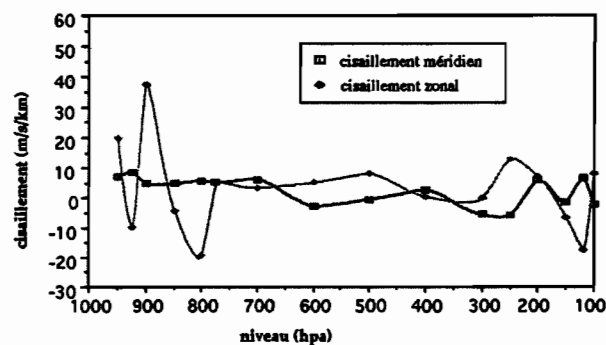


Figure 4b. – CISAILLEMENT DU VENT, DAKAR, 14 DÉCEMBRE 1992.
WIND SHEARING, DAKAR, 14 DECEMBER 1992.

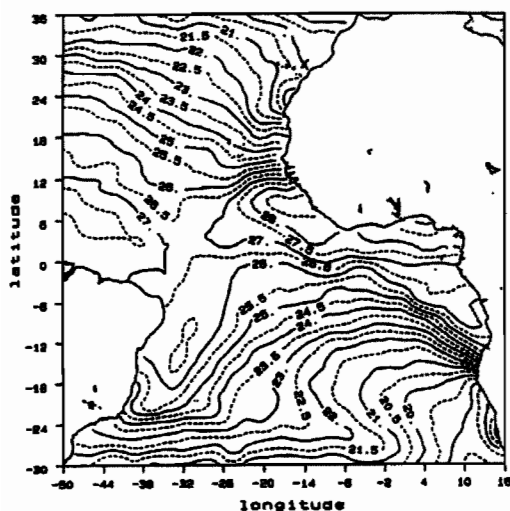


Figure 5a. – TEMPÉRATURES DE SURFACE DE LA MER (TSM) DU 1^{er} AU 15 DÉCEMBRE 1992 (d'après MAREC L., 1993).
SEA SURFACE TEMPERATURES (SST) FROM 1 TO 15 DECEMBER 1992 (from MAREC L., 1993).

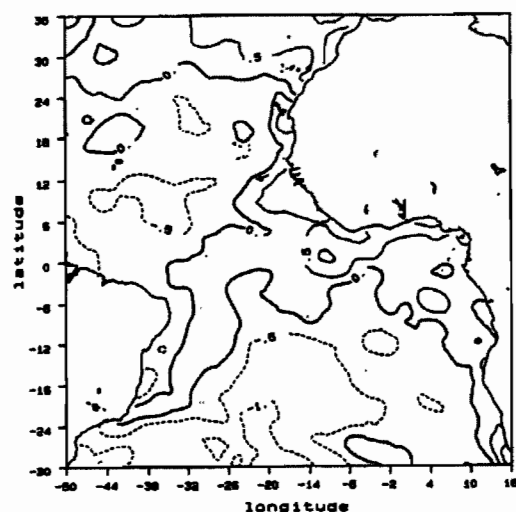


Figure 5b. – ANOMALIES DE TSM DU 1^{er} AU 15 DÉCEMBRE 1992 (d'après MAREC L., 1993).
SST ANOMALIES FROM 1 TO 15 DECEMBER 1992 (from MAREC L., 1993).

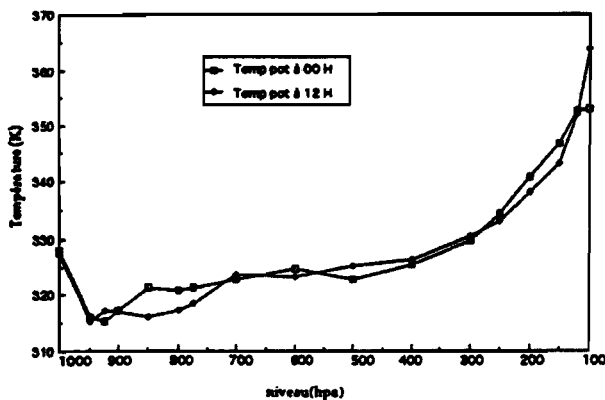


Figure 6a. – TEMPÉRATURE POTENTIELLE DU 13 DÉCEMBRE 1992.
POTENTIAL TEMPERATURE OF 13 DECEMBER 1992.

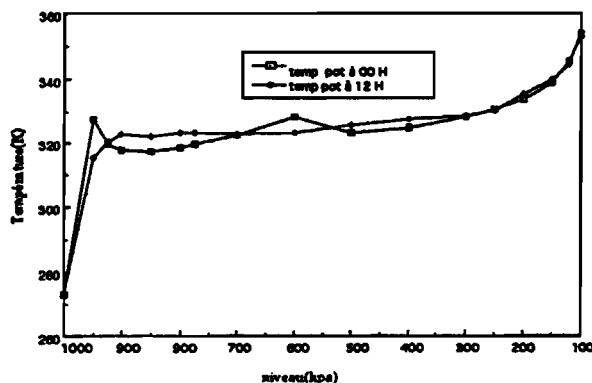


Figure 6b. – TEMPÉRATURE POTENTIELLE DU 14 DÉCEMBRE 1992.
POTENTIAL TEMPERATURE OF 14 DECEMBER 1992.

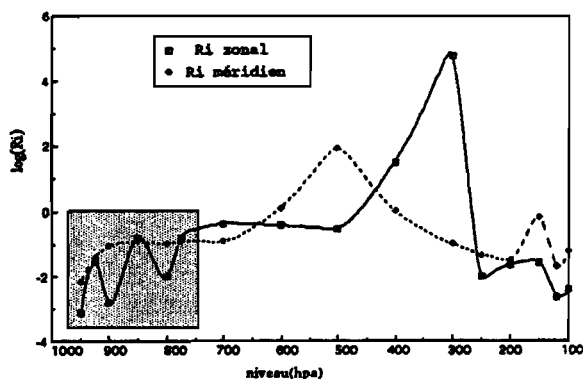


Figure 7a. – NOMBRE DE RICHARDSON DU 13 DÉCEMBRE 1992.
NUMBER OF RICHARDSON OF 13 DECEMBER 1992.

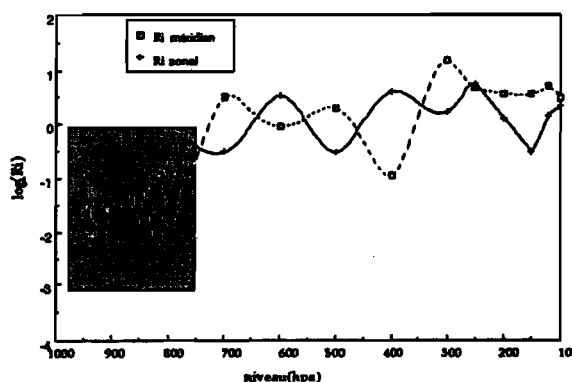


Figure 7b. – NOMBRE DE RICHARDSON DU 14 DÉCEMBRE 1992.
NUMBER OF RICHARDSON OF 14 DECEMBER 1992.

5. RÉSULTATS

L'observation de la série chronologique des images traitées (fig. 2a à f) montre à 7 heures une cellule nuageuse à extension verticale, repérable par la position de son centre de gravité situé à 15° de latitude nord et 19° de longitude ouest. La surface de la cellule est composée de 276 pixels de 5 x 5 km. Cette perturbation, dans le flux du jet, tend alors à s'intensifier grâce à l'énergie qu'elle tire du jet. En effet, la vitesse de d'amas (4 m/s) est beaucoup plus faible que celle de l'aérojet. Cette importante différence des vitesses se traduit alors par de fortes valeurs des cisaillements verticaux du vent aux niveaux 950-800 hpa et 300-250 hpa (fig. 4a et b). Par ailleurs, l'intensification de la perturbation le 14 décembre s'accompagne d'une augmentation du cisaillement du vent (fig. 4b) par rapport au 13 décembre (fig. 4a). Il en découle une intensification de l'instabilité convective à travers ce transfert d'énergie cinétique.

5. RESULTS

The observation of the chronological series of processed images (fig. 2a to f) shows that at 07.00H, a cloud cell with vertical development, detectable by the position of its centre of gravity is situated at 15°N by 19°W. The cell surface is made up of 276 of 5 x 5 km pixels. This perturbation, in the jet flow, then tends to intensify due to the energy it draws from the jet. In fact the velocity of the cluster (4m/s) is far lower than that of the jet. This significant difference in speed, results in high values of the vertical shearing of the wind at the 950-800 hpa and 300-250 hpa levels (figs. 4a and b). Moreover, the intensification of the perturbation on 14 December is accompanied by an increase in wind shearing (fig. 4b) in relation to 13 December (fig. 4a). There then results from this, an intensification of the convective instability due to this transfer of kinetic energy.

Cette instabilité qui dépend du cisaillement vertical du vent dans le courant-jet se retrouve alors à 15°36 nord et 17°18 ouest avec une surface de 523 pixels à 9 heures. La cellule est sur Dakar à cet instant. Dans son enchaînement par le flux du jet, la cellule migre vers le nord et commence à se dégrader au contact du continent. Ceci est d'abord perceptible grâce à la diminution de la surface nuageuse (414 pixels). Par la suite la cellule s'étale puis se disloque.

Pour mieux comprendre les conditions de la formation de ces perturbations, on s'est servi de la Température de Surface de la Mer (TSM). A cette période, celle-ci est relativement élevée et présente des anomalies positives (fig. 5a, b). Ces eaux chaudes provoquent un réchauffement local de l'atmosphère, d'où une convection locale et une convergence des vents dans les basses couches (Gill, 1980). Le long de la côte sénégal-mauritanienne les TSM subissent une décroissance méridienne dans le sens sud-nord. Philander (1984) suggère que des ondes océaniques de Kelvin de direction est sont responsables de l'excitation thermique dans les régions où les vents s'affaiblissent. Au contraire elles provoquent une atténuation des températures dans les régions de vent fort se traduisant par une augmentation de l'upwelling équatorial. Ces conditions océano-atmosphériques favorables au développement local de la convection ne se retrouvent pas sur le continent.

La cellule convective ainsi formée en mer est prise dans le mouvement du jet par effet d'entraînement et de friction (fig. 2d, 4b). Sa structure se dégrade au fur et à mesure qu'elle progresse sur le continent.

Le passage à Dakar de la cellule ainsi formée en mer s'accompagne d'une modification de la structure thermique verticale. En effet, on observe sur les figures 6a et 6b que les gradients de température équivalente à Dakar croissent entre 900 et 700 hpa du 13 au 14 décembre, transférant ainsi de l'énergie des basses altitudes vers les hautes couches de l'atmosphère. Il se développe alors une instabilité convective, visible sur l'image du 14 décembre à 09 h 00, qui se caractérise par un fort cisaillement vertical des deux composantes du vent (fig. 4b). Entre 800 et 950 hpa, le cisaillement du vent zonal subit une forte et brusque variation (fig. 4a, b). Sur les mêmes figures, on note à tous les niveaux un cisaillement du vent zonal plus important que celui du vent méridien. Ceci dénote l'importance des perturbations du mouvement zonal par rapport à celles du mouvement méridien. Cette prédominance s'exprime aussi dans les valeurs du nombre de Richardson : les valeurs zonales sont plus faibles que les méridiennes (fig. 6a, b).

CONCLUSION

Dans ce travail, on a présenté une climatologie des pluies de saison sèche sur le Sénégal durant la période 1930-1980. Cette climatologie a permis de montrer qu'il existe une corrélation entre ces pluies

This instability which depends on the vertical shearing of the wind in the jet-current occurs at 15°36N by 17°18W with a surface of 523 pixels at 09.00H. The cell was over Dakar at that moment in time. The cell is dragged by the jet stream and moves northward, it begins to break up on contact with the continent. The first signs of this, is the reduction in cloud surface (414 pixels). After this, the cell spreads out and then breaks up.

In order to better understand the conditions favourable to these perturbations, we used Sea Surface Temperature (SST). At this time of year, this is relatively high and exhibits negative anomalies (fig. 5a, b). This warm water causes a local warming-up of the atmosphere, which gives rise to local convection and wind convergence in the lower layers (Gill, 1980). Along the Senegalese-Mauritanian coast, the SST undergoes a meridian decrease in the South-North direction. Philander (1984), suggested that Kelvin oceanic waves towards the East are responsible for the thermal excitation in the regions where the winds weaken. On the contrary, they provoke a reduction in temperatures in the regions where there is high wind, resulting in an increase in the equatorial upwelling. These oceanic-atmospheric conditions favourable to the local development of convection, so formed at sea, is taken into the movement of the jet by the drag effect and friction (fig. 2d, 4b). Its structure degrades as it moves across the continent.

The passage at Dakar of the cell so formed at sea, is accompanied with a modification of the vertical thermal structure. In fact, on figures 6a and 6b, it can be seen that the equivalent temperature gradients at Dakar cross between 900 and 700 hpa from 13 to 14 of December, so transferring the energy at the low altitudes towards the upper atmospheric layers. Therefore, a convective instability developed there, visible on the image of 14 December at 09.00H. It is characterized by a strong vertical shearing of the two components of the wind (fig. 4b).

Between 800 and 950 hpa, the shearing of the zonal wind was subjected to a strong and sudden variation (fig. 4a, b). On the same figures, it can be seen that there is a greater shearing of the zonal than the meridian wind. This indicates the importance of the perturbations of the zonal movement in relation to those of the meridian movement. This predominance is moreover confirmed by the values of the number of Richardson, the zonal values are lower than the meridian ones (fig. 6a, b).

CONCLUSION

In this study, we have presented a climatology of dry season rainfall over Senegal from 1930-1980. This climatology has enabled it to be demonstrated that there is a correlation between this rainfall called

dites de Heug et la pluviométrie globale. Les maxima de pluie de Heug sont enregistrés sur la bande côtière. On a par ailleurs étudié une situation particulière de pluies de Heug sur le Sénégal en suivant l'évolution de la cellule convective responsable de cette perturbation pluvio-orageuse à partir des images du canal infrarouge du satellite Météosat. Les images seuillées donnent une bonne localisation de structure depuis sa naissance sur l'océan jusqu'à sa dissociation sur le continent. Les conditions météoro-océanographiques favorables à son existence ont été mises en évidence à l'aide des TSM et des paramètres dynamiques calculés à partir de radiosondages. La poursuite de cette étude devrait conduire à la définition d'instabilité pluvieuse qui tiendrait compte en particulier du cisaillement du vent et des ondes de Kelvin.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le laboratoire UTIS qui nous a aimablement laissé accéder aux images Météosat, les services de l'ASECNA et de la Météorologie Nationale pour les données conventionnelles.

Heug and the global pluviometry. The maxima of Heug rainfall was recorded over the littoral belt. Moreover, we have studied an unusual situation of Heug rainfall over Senegal, by monitoring the evolution of the convective cell responsible for this thunderstorm perturbation, using the images from the infrared channel of the Meteosat satellite. The satellite images provide a good localization of the structure from its birth over the ocean, up to its disappearance over the continent. The meteo-oceanographic conditions favouring its existence have been shown with the help of SST and dynamic parameters, computed using radiosoundings. Further work in this field should lead to the rainy instability being defined, in particular taking wind shearing and Kelvin waves into account.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank the UTIS team, who kindly granted us access to Meteosat images. We would also like to thank ASECNA and the Météorologie Nationale who provided the conventional data.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARKIN, P.A., B.N. MEISNER, 1987. – The relationship between large-scale convective rainfall and cold clouds over the western hemisphere during 1982-1984. *Monthly Weather Review*, 115, 51-74 pp.
- ATKINSON, B.W., 1981. – Meso-scale atmospheric circulations. Academic Press, San Diego, 495 pp.
- DE FÉLICE P., A. VILTARD, 1976. – Aérojet subtropical d'hiver et nuages associés. *La Météorologie*, VIème série, 6, 223-225 pp.
- DESBOIS M., T. KAYIRANGA, B. GNAMIEN, S. GUESSOUS, L. PICON, 1988. – Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983-1984 and 1985 from the analysis of Meteosat ISCCP data. *Journal of Climate*, 1, 867-904 pp.
- DHONNEUR G., 1974. – Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique occidentale et centrale. Thèse du Docteur-Ingénieur, Université de Dakar, T1, T2, 472 pp.
- FREUDENBERGER M.S., 1989. – Part I : State-of-the-art on desertification . Part II : Plan of Action for West African regional office thrust on desertification. IDCR/WARO, Dakar.
- GILL A.E., 1980. – Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 106, 447-462 pp.
- LAMB P., 1978 a. – Case studies of tropical Atlantic surface circulation pattern during recent sub-saharian weather anomalies : 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, 106, 482-491 pp.
- LAMB P., 1978 b. – Large-scale tropical Atlantic circulation patterns associated with Sub-saharian weather anomalies. *Tellus*, 30, 240-251 pp.
- Lamb P., 1983 : West Africa water vapor variations between recent contrasting sub-saharian rainy seasons. *Tellus*, 35A, 198-212 pp.
- MACKLIN S.A., A.B. NICHOLAS, P.W. JEFFREY, 1990. – Structure of a low-level jet over lower Cook Inlet, Alaska. *Monthly Weather Review*, 118, 2568-2578.
- MAREC L., DEMARCQ H., 1993. – *Veille Climatologique Satellitaire*, 44, 2, 7-10.
- PHILANDER S.G.H., T. YAMAGATA, R.C. PACANOWSKI, 1984. – Unstable Air-sea interactions in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 604-613 pp.

Gaye A. T., Fongang S., Garba A., Badiane D.

Etude des pluies de Heug sur le Sénégal à l'aide de données conventionnelles et imagerie Météosat = Study of Heug rainfall in Senegal using conventional data and Meteosat imagery.

Veille Climatique Satellitaire, 1994, (49), p. 61-71.

ISSN 1144-2026