

N° D'ORDRE

THESE

présentée

devant l'UNIVERSITE PAUL SABATIER DE TOULOUSE (SCIENCES)

en vue de l'obtention

du DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PAUL SABATIER

SPECIALITE : TELEDETECTION

par Yves ARNAUD

**INTITULE : CARACTERISATION DES NUAGES PRECIPITANTS EN
FONCTION DE LEUR STRUCTURE SPATIALE ET DE LEUR
EVOLUTION TEMPORELLE EN MILIEU SAHELIEEN A PARTIR
D'IMAGES METEOSAT**

Date de soutenance : 07 février 1992

JURY :

M. H. SAUVAGEOT	Président
M. J. P. GOUTORBE	Rapporteur
M. B. GUILLOT	Rapporteur
M. F. ROUX	Rapporteur
M. S. CHAUZY	Examineur
M. M. DESBOIS	Examineur
M. G. FLOUZAT	Examineur
M. M. HOEPFFNER	Examineur

**Laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM 2051, avenue du val de Montferrand B.P. 5045
34032 MONTPELLIER CEDEX 1**

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en premier lieu Monsieur H. SAUVAGEOT pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de présider le jury de ma thèse. A mon directeur de thèse, M. DESBOIS, j'exprime toute ma gratitude pour avoir suivi et guidé mon travail au cours des trois dernières années et pour avoir su m'intéresser, au cours de son enseignement de DEA, aux applications météorologiques des satellites. J'adresse également toute ma reconnaissance à M. HOEPFFNER pour m'avoir proposé le sujet de cette thèse et pour m'avoir accueilli au sein de son unité de recherche, en me fournissant les moyens de réaliser mon travail dans de bonnes conditions. Je remercie vivement Messieurs J.P. GOUTORBE, B. GUILLOT, et F. ROUX, de m'avoir fait l'honneur d'examiner en détail mon manuscrit, ainsi que d'avoir accepté d'être rapporteurs de mes travaux. Je remercie également Messieurs S. CHAUZY et G. FLOUZAT pour avoir accepté de participer à mon jury.

Ma profonde reconnaissance va à Messieurs X. BERNARDET, F. LALOE et J. MAIZI pour leurs précieux conseils et leurs implications dans certaines parties de mes travaux. Je remercie vivement V. THAUVIN pour ses conseils, sa collaboration, ainsi que pour ses encouragements tout au long de mes recherches. Je remercie également A. GIODA, T. LEBEL pour leur participation et l'intérêt qu'ils ont prêté à mon travail.

Je remercie R. CHAUME, F. DELCLAUX, G. JACCON, M. MICHAUX pour leur disponibilité au cours de ses trois dernières années et pour leur accueil au sein de leurs laboratoires. Mes remerciements vont aussi à J. P. CHEREL, H. LAURENT, J. M. STRETTA qui ont eu la gentillesse de lire et de critiquer la première version de mon manuscrit. J'adresse toute ma reconnaissance à J. M. FRITSCH, S. GALLE, H. LUBES, J. C. KLEIN, et P. RAOUS pour leurs conseils fructueux. Mes remerciements vont aussi à C. SALVAING pour la cartographie, et M. TRAVAGLIO pour la relecture de mes documents en anglais.

Je remercie enfin tout le personnel du laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM pour son accueil et sa gentillesse et j'adresse ma reconnaissance au personnel du laboratoire d'hydrobiologie et d'océanographie tropicale.

RESUME

L'objectif de l'étude est de tester les possibilités d'estimer les pluies à l'échelle temporelle de l'averse, à différentes échelles spatiales, en milieu sahélien avec le satellite Météosat. Les indices utilisés sont : la température minimale atteinte par le nuage, le nombre d'occurrences des nuages à sommet froid, la température moyenne, et la variabilité de la nébulosité sur un pixel au cours d'un événement pluvieux. A l'échelle de quelques pixels, les relations entre les trois premiers indices et la pluie dépendent de la qualité des estimations des valeurs moyennes et de la variabilité de l'événement. L'utilisation de pluies moyennes obtenues par krigeage améliore légèrement les résultats par rapport à un étalonnage avec des mesures ponctuelles. A l'échelle de la zone d'étude (10 000 km²), les relations expliquent respectivement 48%, 55%, et 50% de la variance totale de la pluie mais le krigeage n'améliore pas les résultats.

Une méthode de suivi automatique des amas nuageux a été développée pour déterminer l'état du nuage au dessus de la zone d'étude. Les caractéristiques des amas nuageux sont conformes à celles obtenues par les méthodes de suivi manuelles. La phase dynamique des nuages peut être déterminée avec 80% de réussite à partir d'une seule image, en utilisant des paramètres statiques.

Afin de diminuer la variabilité des relations précédentes, la situation du nuage dans son cycle d'activité a été prise en compte (passage ou non par la phase de maturité sur la zone d'étude). Dans l'ensemble, les nuages qui ont de fortes valeurs d'indices sont passés par la phase de maturité et vice versa ; l'information "passage du nuage par la phase de maturité" est donc redondante avec les indices utilisés. Les résultats obtenus dans cette étude confirment le lien entre les pluies et les indices satellitaires, même à de petites échelles temporelles.

Mots clés :

téledétection

Sahel

Météosat

infrarouge thermique

estimation des pluies

suivi de nuage

ligne de grains

ABSTRACT

Characterization of Sahelian rain producing clouds according to their spatial structure and their temporal evolution using Meteosat images

The aim of the study is to test the possibilities of estimating rainfall from the Meteosat satellite data, at a single shower time scale and for various spatial scales in the Sahel. The indices used are : minimal temperature reached by the cloud, number of occurrences of cold top clouds, average temperature and variability of nebulosity on a pixel for a rainy event. At the scale of several pixels, the relations between the first three indices and the rainfall depend both on the quality of the areal rainfall estimates and on the rainy event. The average rainfall obtained by kriging improves slightly the results in comparison with those obtained by calibration with point rainfall. At the study field scale (10 000 km²), relations explain respectively 48%, 55%, 50% of the variance of the total rainfall but kriging does not improve the results.

An automatic method of tracking the clouds is developed to determine the state of the cloud over the study field. Cloud characteristics are close to those given by manual tracking methods. Using static parameters, the dynamic phase of a cloud, in its life cycle, from a single image, can be determine with 80% of success.

In order to reduce the variability of the foregoing relations, the situation of a cloud in its life cycle is taken into account (whether the cloud passed by its maturity stage over the study field or not). Generally, the cloud with high indices comes through maturity phase over the study field and reciprocally ; therefore the information "passage by maturity phase" is redundant whith the use of these indices. The results of the study confirm the link between rainfall and satellite indices, even at small time scales.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS

RESUME

SOMMAIRE

INTRODUCTION

PREMIER CHAPITRE : GENERALITES

1. LA TELEDETECTION EN HYDROLOGIE
2. METEOROLOGIE TROPICALE ET INTERPRETATION VISUELLE DES IMAGES SATELLITALES : LA NEPHANALYSE
3. LES PROGRAMMES INTERNATIONAUX D'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE

DEUXIEME CHAPITRE : L'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE

1. LES METHODES D'ESTIMATION DES PLUIES CONNUES
2. LES PROBLEMES DE L'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE A DES ECHELLES SPATIO-TEMPORELLES REDUITES
3. LE DISPOSITIF DE MESURE EXPERIMENTAL DE L'EXPERIENCE EPSAT-NIGER : DEGRE-CARRE DE NIAMEY
4. RECHERCHE DE PARAMETRES RELIES AUX PRECIPITATIONS
5. ETUDE DE DIVERS INDICES SATELLITAIRES POUVANT ETRE RELIES AUX PRECIPITATIONS A DES ECHELLES SPATIO-TEMPORELLE REDUITES.
6. RESULTATS
7. PROBLEMES RENCONTRES ET SOLUTIONS OU ORIENTATIONS PROPOSEES
8. UTILISATION DE VALEURS MOYENNES DE PLUIE POUR L'ETALONNAGE DES RELATIONS

TROISIEME CHAPITRE : SUIVI DES AMAS NUAGEUX EN AFRIQUE DE L'OUEST

1. OBJECTIFS ET INTERETS DU SUIVI AUTOMATIQUE
2. LES METHODES DE SUIVI CONNUES

3. PROBLEMATIQUE DE NOTRE ETUDE
4. PROPOSITION D'UNE METHODE DE SUIVI
5. PRESENTATION ET ANALYSE DES RESULTATS
6. DETERMINATION DE LA PHASE D'UN NUAGE A PARTIR D'UNE SEULE IMAGE
7. RELATION ENTRE LE STADE DE DEVELOPPEMENT DU NUAGE ET SON EFFICACITE EN TERME DE PRECIPITATIONS

CONCLUSION GENERALE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

LISTE DES DOCUMENTS ANNEXES

LISTE DES ILLUSTRATIONS

TABLE DES MATIERES

ANNEXES

INTRODUCTION

Avant de présenter notre étude, nous décrirons le cadre de la recherche en précisant les motivations ainsi que l'objectif final du programme dans lequel elle s'intègre.

Les motivations de ce programme sont de plusieurs ordres. Depuis une vingtaine d'années on observe, dans certains pays d'Afrique, une sécheresse persistante qui limite considérablement l'économie de ces pays basée sur l'agriculture, et par conséquent réduit leur auto-suffisance alimentaire (Lamb, 1985 ; Sircoulon, 1976, 1985). Les variations interannuelles des précipitations ont été étudiées et des anomalies pluviométriques associées à de grandes zones géographiques sont bien déterminées (Janowiak, 1988). Une conséquence directe de ce changement pluviométrique est la variation de la superficie du Sahara avec notamment un déplacement vers le sud de sa limite méridionale (Tucker *et al.*, 1991). L'influence humaine (surpâturage, collecte du bois de chauffage, accroissement des populations, feu de brousse...) est un autre facteur qui peut jouer un rôle dans la désertification. Certains pays se sont regroupés pour lutter contre la sécheresse et ont constitué le CILSS (Conseil Inter-Etats de Lutte contre la Sécheresse au Sahel). Il est actuellement impossible de prévoir de façon certaine et à long terme (quelques dizaines d'années) les périodes de sécheresse. Il est clair que les pays concernés doivent s'organiser pour coexister avec ce climat défavorable. Ainsi les pays africains sont condamnés à faire d'importants investissements dans le domaine de l'exploitation des ressources naturelles et de la production alimentaire. Il est bien connu que dans ces régions le principal facteur influençant le rendement des cultures est la pluviométrie puisque les conditions de température changent peu. Ainsi la pluviométrie est un paramètre primordial qui peut permettre de prévoir le rendement des cultures.

Le seul moyen pour acquérir cette information sur les grandes aires sub-désertiques est l'utilisation de la télédétection. Le satellite Météosat est particulièrement bien placé et constitue un moyen d'observation privilégié pour l'Afrique de l'ouest. Toutefois, il ne permet pas une mesure directe de la pluie et de nombreux traitements sont nécessaires pour obtenir une estimation plus ou moins réaliste à partir de ses données. Cependant, la nécessité d'aboutir à une estimation avec les satellites est confortée par le manque de données plus conventionnelles dans ces régions. Les réseaux

de mesures conventionnels (pluviographes et pluviomètres) sont peu denses, voire inexistantes, dans certaines régions comme les océans, ou très difficilement accessibles dans certains pays. Ainsi, les cartes des répartitions des pluies obtenues ne sont pas assez précises et présentent des lacunes importantes. Dans ces pays, il n'est pas envisageable, pour des raisons de coût d'installation, d'entretien et d'exploitation, d'installer un réseau de radars météorologiques tel que le réseau ARAMIS français. Les modèles de prévisions numériques, quant à eux, sont peu fiables dans ces régions, en raison notamment du manque de radiosondages et du manque de connaissance sur les quantités de chaleur latente dégagées qui sont directement reliées aux précipitations.

D'autre part, le profil vertical de chaleur latente libérée est le paramètre clé de l'influence des phénomènes convectifs tropicaux sur la circulation atmosphérique à l'échelle du globe. D'un point de vue météorologique, les phénomènes tropicaux comptent parmi les mécanismes de redistribution en altitude et latitude de l'excès de chaleur latente et sensible des basses couches de l'atmosphère tropicale. Le programme Veille Météorologique Mondiale (VMM), avec, en théorie, cinq satellites géostationnaires et les satellites défilants (METEOR, NOAA) permet la surveillance de toute la zone intertropicale avec une bonne résolution temporelle. Cependant, l'accès aux quantités de pluies est toujours problématique. C'est pour cette raison que les programmes BEST (Bilan Energétique du Système Tropical) et TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) prévoient le lancement de satellites à défilement spécialisés dans l'estimation des pluies dans les régions tropicales grâce à l'association de mesures radar et radiométriques (micro-ondes et infrarouge).

Les principaux événements pluvio-nuageux en Afrique de l'Ouest sont les orages isolés, les lignes de grains et les cyclones tropicaux. Le principal facteur influençant leur activité est la position du Front InterTropical (FIT) mais d'autres facteurs entrent aussi en jeu (Jet d'Est Africain, Jet d'Est Tropical...).

Depuis quelques années, des efforts sont entrepris pour obtenir de meilleures informations sur les précipitations à partir des données satellitaires. Le programme EPSAT (Estimation des Précipitations par SATellite) a débuté en 1984. Son objectif est d'aboutir le plus rapidement possible

au stade opérationnel de l'estimation des pluies par satellite, qualifiée "d'hydrologie spatiale" par Cadet et Guillot (1991), en milieu intertropical.

Les recherches menées au sein d'EPSAT se situent en Afrique de l'Ouest ; le programme regroupe plusieurs laboratoires et organismes français (Laboratoire d'Aérodynamique, LMD, ORSTOM...) et internationaux (AGRHYMET...), ou étrangers (services météorologiques des pays concernés, université de Niamey, université de Reading...) et participe au fonctionnement de projets expérimentaux tel qu'EPSAT-Niger, ou maintenant EPSAT-Sénégal et bientôt EPSAT-Cameroun et EPSAT-Côte d'Ivoire. Ce type de collaboration permet de mener à bien des études spécifiques en liaison avec les chercheurs des pays concernés et d'expérimenter les méthodes, dans des zones géographiques réduites aux conditions météorologiques homogènes. Le projet le plus important, tant en moyens mis en oeuvre qu'en personnel est l'expérience EPSAT-Niger (Hoepffner *et al.*, 1989). Le but de l'expérience EPSAT-Niger est la connaissance des répartitions spatio-temporelles des précipitations à de petites échelles et la mise en oeuvre d'algorithmes satellitaires toujours à petite échelle temporelle. Son site expérimental est situé au Niger, plus exactement à l'est de la capitale Niamey ; les moyens techniques disponibles regroupent un radar météorologique, la station de radiosondage de l'aéroport, un réseau dense de pluviographes, avec d'autre part des moyens logistiques importants (Centre AGRHYMET, mission ORSTOM au Niger, Direction de la Météorologie du Niger).

Notre étude s'intègre dans le programme EPSAT et plus particulièrement dans l'expérience EPSAT-Niger. Le but principal de cette thèse est l'amélioration des techniques d'estimation des précipitations par satellite surtout aux petits pas de temps et une meilleure connaissance des systèmes précipitants Sahéliens. Comme nous l'avons déjà souligné, les réseaux de mesures pluviométriques à grande échelle sont peu denses et peu fiables (récolte des données) dans ces régions et l'estimation des pluies par satellite est le moyen idéal pour obtenir une couverture spatiale régulière afin de mesurer les précipitations. Cependant, les méthodes actuelles ne permettent pas une mesure précise de la pluie, pour des petites échelles spatio-temporelles, qui est cependant nécessaire pour des besoins agronomiques. Les satellites géostationnaires actuels observent des radiances visible et infrarouge, et l'estimation des pluies est alors nécessairement indirecte. D'autre part, l'amélioration

des méthodes d'estimation des pluies à petite échelle passe nécessairement par une meilleure connaissance de la réalité terrain et la prise en compte de l'évolution temporelle des nuages. Le degré-carré de NIAMEY, zone bien équipée en pluviographes, va nous permettre de mieux connaître la répartition spatiale des pluies dans ces régions, et donc de valider les méthodes existantes d'estimation des pluies, et d'en établir d'autres.

PREMIER CHAPITRE : GENERALITES

1. LA TELEDETECTION EN HYDROLOGIE

Milford et Dugdale (1986) décrivent les différentes applications possibles du satellite Météosat en agriculture et en hydrologie. Les principaux chefs d'application sont l'estimation des pluies et de l'humidité du sol (Vauclin, 1983), ainsi que la détermination de la température de surface (Assad, 1987).

La télédétection en hydrologie est complémentaire de la mesure pluviométrique conventionnelle à laquelle elle se substitue parfois lorsque les points de mesures sont épars et mal répartis comme dans les régions tropicales. Aucun moyen actuel ne fournit une mesure de la pluie fiable sur de grandes étendues ; en effet la représentativité d'une mesure pluviométrique (ponctuelle) varie en fonction du type d'événement, mais aussi avec la position du point de mesure sur la surface considérée (en d'autres termes la mesure de la pluie en dehors d'un pluviomètre est inconnue) (Flitcroft, 1988, 1989). A partir des mesures conventionnelles, l'utilisation des méthodes d'interpolation est nécessaire pour connaître la pluie entre les données ponctuelles. Contrairement aux pluviomètres, les images satellitales fournissent une couverture spatiale régulière avec un échantillonnage temporel variable suivant le satellite utilisé ; mais le lien avec la pluie est indirect. Un autre moyen indirect pour mesurer la pluie est le radar météorologique qui fournit des estimations sur l'intensité des précipitations. Cependant, l'intérêt de l'estimation des pluies par satellite n'est pas remis en question et, selon certains auteurs, l'estimation par satellite est même préférable à la mesure pluviographique pour obtenir une information pluviométrique sur une surface (Shih, 1989, 1990). Austin (1988) a montré qu'à plus de 5 km d'un pluviographe une estimation par radar est meilleure que l'information pluviographique, et qu'à plus de 40 km, une estimation par une méthode satellitaire classique utilisant un seuillage dans le visible/infrarouge est préférable (Bellon *et al.*, 1986).

Une autre application de la télédétection en hydrologie est l'observation des caractéristiques morpho-pédologiques des bassins versants, et/ou le suivi et l'identification des différents types de végétation ; ces caractéristiques peuvent être prise en compte dans la modélisation hydrologique. Par exemple, une ligne de recherche du projet "Suivi de la végétation en zone tropicale" mené à l'Institut des Applications de la Télédétection au Centre Commun de Recherche des Communautés

Européennes d'ISPRA est basée sur l'utilisation de données satellitaires NOAA-AVHRR et a pour objectif la modélisation des processus de transformation de la pluie en écoulement (Geffard *et al.*, 1992).

En agronomie, la connaissance des précipitations, de l'humidité des sols et de la température de surface sont autant de facteurs utilisables dans les modèles de prévision des récoltes.

Après avoir précisé l'utilité et l'intérêt de la télédétection en hydrologie et en agronomie, il est nécessaire de définir les principales caractéristiques du rayonnement électromagnétique qui seront utilisées tout au long de cette étude, ainsi que les grandeurs mises en jeu lors de l'observation de cibles (en particulier les nuages), par un moyen de télédétection spatiale.

1.1. Grandeurs et phénomènes mis en jeu lors de la mesure du rayonnement électromagnétique

La télédétection peut se définir comme : la technique d'observation à distance par la mesure et le traitement du rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par l'objet étudié, dans le but d'en tirer des informations concernant sa nature, sa structure, ses propriétés et son état.

La télédétection présente quatre éléments principaux qu'il convient de caractériser séparément, pour comprendre les phénomènes mis en jeux :

- L'objet étudié (cible) émet son propre rayonnement et réfléchit le rayonnement solaire. Le rayonnement émis ou réfléchi est fonction de l'objet étudié et fournit des informations le concernant.

- Le rayonnement électromagnétique est le vecteur de l'information relative à l'objet.

- Le milieu perturbateur est l'environnement qui se trouve entre l'objet et l'observateur. Il modifie le rayonnement électromagnétique par des phénomènes de diffusion, d'absorption, de réflexion, et d'émission.

- L'observateur représente à la fois les capteurs, les systèmes d'acquisition et de traitement de l'information, ainsi que l'homme qui interprète les informations.

1.1.1. Le rayonnement électromagnétique

Le rayonnement électromagnétique (REM) est constitué d'un très grand nombre d'ondes électromagnétiques (OEM) élémentaires. Une OEM plane est constituée par un champ électrique $E(r,t)$ et par une induction magnétique $B(r,t)$ perpendiculaires entre eux (r est le paramètre spatial, t est le paramètre temporel). Leur propagation est décrite par les lois de Maxwell.

Cinq grandeurs caractérisent le REM : l'intensité I , la fréquence ν ou la longueur d'onde λ , la polarisation P , la phase $\varphi(r,t)$, la direction de propagation D .

Le spectre électromagnétique est la représentation du REM selon la longueur d'onde ou la fréquence. La longueur d'onde confère au rayonnement des propriétés qui seront exploitées selon les besoins et conduit à la division du spectre en plusieurs grands domaines : ondes radio, hyperfréquences, infrarouge, visible, ultraviolet, rayons X, rayons gamma, et rayons cosmiques.

Tout corps (à une température différente de 0°K) émet de l'énergie qui est transmise sous forme d'OEM. Le concept de base pour l'émission des corps est la notion de corps noir. Pour un corps noir, l'énergie émise (W_e) dépend uniquement de la température du corps et est décrite par la loi de Stephan-Boltzman :

$$W_e = \sigma T^4 \quad (\text{W.m}^{-2})$$

où :

σ : constante de Stephan-Boltzman = $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^2.\text{K}^{-4}$,

T : température du corps noir.

La distribution spectrale de l'énergie émise par un corps noir est donnée par la loi de Planck :

$$W_{\lambda} : 2 h c^2 \lambda^{-5} (\exp h c/k \lambda T - 1)^{-1}$$

où :

W_{λ} : énergie émise par unité de surface à la longueur d'onde λ ,

λ : longueur d'onde,

h : constante de Planck = $6,62 \cdot 10^{-34}$,

c : vitesse de la lumière dans le vide = $3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$,

k : constante de Boltzman = $1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$,

T : température en °K.

Par dérivation de la loi de Planck on obtient la loi de Wien :

$$T \lambda_{\max} = 2897 \mu\text{m.K.}$$

Cette approximation permet de déterminer, pour une température donnée, la longueur d'onde λ_{\max} correspondant au maximum d'émission d'une source.

Les objets naturels ne se comportent généralement pas comme des corps noirs. Ils sont d'une part sélectifs en fonction de la fréquence et d'autre part, ils n'absorbent qu'une partie du rayonnement incident ($A_{(\lambda)}$), en réfléchissent une partie ($R_{(\lambda)}$) et en transmettent une autre ($T_{(\lambda)}$). On peut montrer que pour maintenir l'équilibre thermodynamique d'un corps naturel, la puissance absorbée doit forcément être égale à la puissance émise, il est donc nécessaire d'introduire un terme d'émission ($E_{(\lambda)}$) qui soit égal au terme d'absorption ($A_{(\lambda)}$). En raison du principe de conservation de l'énergie, on peut donc écrire :

$$E_{(\lambda)} + R_{(\lambda)} + T_{(\lambda)} = W_{(\lambda)}$$

La loi de Kirchhoff définit le coefficient d'absorption σ_{λ} et donc le coefficient d'émissivité ϵ_{λ} :

$\sigma_{\lambda} = \epsilon_{\lambda} = \text{luminance du corps à la température } T / \text{luminance du corps noir à la température } T.$

Dans un phénomène de diffusion, la direction du rayonnement incident est modifiée par une redistribution angulaire de l'énergie incidente. L'énergie fournie à une particule est aussitôt réémise par celle-ci dans toutes les directions sans changement de longueur d'onde ; les particules jouent le rôle de sources secondaires. Suivant la taille des diffuseurs, le coefficient de diffusion varie différemment en fonction de la fréquence du rayonnement incident et de l'angle de diffusion. On distingue la diffusion de Rayleigh (lorsque la taille des diffuseurs est petite par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident) et la diffusion de Mie (lorsque la taille des diffuseurs est de l'ordre ou supérieure à la longueur d'onde). Ce sont ces phénomènes de diffusion qui font apparaître les nuages blancs, le ciel bleu, le soleil rouge... puisque le rayonnement solaire est modifié en fonction des particules présentes dans les différents milieux.

Les phénomènes précédents se traduisent par une baisse de l'intensité du signal au niveau du capteur. Celle-ci est mesurée par le coefficient d'atténuation défini comme étant l'atténuation dI d'un rayonnement d'intensité I (en $W.m^{-2}.sr^{-1}.m^{-1}$) sur une épaisseur dl :

$$dI(\lambda) = -k(\lambda) I(\lambda) dl,$$

où $k(\lambda)$ est le coefficient total d'atténuation qui tient compte de la diffusion et de l'absorption (à une longueur d'onde donnée).

Si on intègre l'expression précédente on obtient l'intensité :

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp (-k(\lambda)l),$$

avec I_0 l'intensité initiale et l la couche traversée (en m).

L'expression de la transmission du rayonnement dans le milieu considéré est définie par :

$$T_\lambda = I(\lambda) / I_0(\lambda) = \exp (-k(\lambda)l).$$

Les phénomènes de réflexions interviennent aux interfaces séparant deux milieux dans lesquels les OEM se déplacent à des vitesses différentes. On distingue la réflexion spéculaire quand la surface est plane vis à vis de la longueur d'onde du rayonnement et la réflexion diffuse lorsque la surface est rugueuse. La réfraction, en général indissociable de la réflexion, est le changement de direction de l'OEM lorsqu'elle passe d'un milieu à un autre. Elle est caractérisée par l'indice de

réfraction qui est constant pour une OEM donnée et deux milieux bien définis (il dépend de la longueur d'onde de l'OEM incidente).

En télédétection, les phénomènes précédents font que pour certaines fréquences le rayonnement issu du soleil n'atteint pas la terre, ou que le rayonnement de la terre n'arrive pas au capteur du satellite. En effet certaines longueurs d'ondes correspondent à des pics d'absorption des constituants de l'atmosphère et les phénomènes de diffusion peuvent diminuer de façon sensible le rayonnement. Les fenêtres atmosphériques sont des zones du spectre électro-magnétique qui laissent passer le rayonnement. Ces zones sont utilisées en télédétection pour observer la surface terrestre, mais parfois les bandes d'absorption peuvent être utilisées pour étudier un composant particulier de l'atmosphère.

1.1.3. Les capteurs

Les capteurs des radiomètres ne mesurent pas une radiance monochromatique mais intègrent le signal, pendant un certain temps, sur une bande de fréquence bien définie par la "fonction filtre" du radiomètre (sensibilité spectrale du capteur). La réponse spectrale d'un capteur n'est pas nécessairement linéaire et présente une allure particulière. Les figures 1.3, 1.4, 1.5 représentent les différentes réponses spectrales des 3 canaux du satellite Météosat. Généralement, les capteurs délivrent une grandeur électrique comme signal de sortie (U) dépendant de plusieurs paramètres :

$$U = \omega s R_{\lambda} W_{\lambda} t_{\epsilon} d\lambda,$$

où :

U : la tension de sortie,

ω : angle solide,

s : aire de la pupille,

R_{λ} : radiance spectrale,

W_{λ} : sensibilité spectrale du capteur,

t_{ϵ} : temps d'exposition.

Les détecteurs usuels en télédétection sont sensibles à l'énergie du rayonnement. Ainsi, la résolution des radiomètres décroît quand la fréquence du rayonnement diminue puisque les photons sont moins énergétiques dans les fréquences basses et qu'une intégration sur une grande surface est

alors nécessaire pour maintenir un rapport signal/bruit correct. Ceci explique la différence de résolution entre les capteurs visibles et infrarouges ; les capteurs visibles ont une meilleure résolution que les capteurs infrarouges et a fortiori que les capteurs micro-ondes.

1.2. Les satellites météorologiques

Après avoir présenté les principes de mesure d'un signal électromagnétique, nous allons présenter les différents supports sur lesquels sont embarqués les instruments de mesure. Pour notre problématique, nous nous intéresserons aux satellites météorologiques défilants et géostationnaires puisque la répétitivité des satellites d'observation de la terre (26 jours pour SPOT, 18 jours pour LANDSAT) est trop faible pour permettre l'étude des précipitations.

1.2.1. Les satellites défilants et géostationnaires actuels

Le dispositif de Veille Météorologique Mondiale (V.M.M) est constituée d'un ensemble de cinq satellites géostationnaires répartis autour de l'équateur à des intervalles d'environ 70° de longitude avec d'autre part les satellites défilants (NOAA, METEOR). L'ensemble de satellites géostationnaires devrait permettre la surveillance du globe jusqu'à des latitudes de 70° nord ou sud. Cependant, pour des raisons techniques et/ou politiques, la totalité des données n'est pas disponible actuellement. Tous ces satellites se trouvent à une distance d'environ 36000 km de la terre dans le plan équatorial et décrivent une orbite circulaire avec une période de révolution de 24 heures (géosynchrone). L'avantage majeur de ces satellites est leur grande cadence d'images. Cette caractéristique sera mise à profit pour le suivi des amas nuageux que nous présenterons plus loin (dans le troisième chapitre de notre étude). Leur résolution spatiale et radiométrique n'est pas très bonne, comparée à celles des satellites défilants. Cependant, pour des missions d'observation climatologique ou météorologique particulières (détermination des vents, cycle diurne), ils présentent un intérêt majeur, surtout pour les régions tropicales. En effet, la résolution spatiale de ces satellites (Météosat, GOES, INDSAT, GMS) décroît lorsque l'on s'éloigne de l'équateur (leur résolution est maximale au point sub-satellite), et leurs images sont inexploitable dans les régions polaires.

Les satellites défilants de la série NOAA ou METEOR, à orbites quasi-polaires, sont placés sur une orbite circulaire relativement basse passant près des pôles. Un seul satellite couvre l'ensemble du globe, mais sa fréquence de passage au dessus d'un même point n'est pas élevée (2 images par jour), ce qui le rend inutilisable pour le suivi des phénomènes météorologiques. En revanche, sa résolution spatiale est meilleure que celle des géostationnaires. Il existe cependant plusieurs satellites de la même famille qui permettent d'augmenter la fréquence des observations en un même point (dans de larges proportions, pour les hautes latitudes, et, beaucoup moins, près de l'équateur).

Les deux types de satellites précédents sont complémentaires, de par leurs résolutions spatiales et temporelles respectives. On peut noter que les satellites défilants présentent une plus grande diversité de capteurs embarqués que les satellites géostationnaires. En effet, en plus des capteurs visible et infrarouge présents sur les deux types de satellites, il existe des capteurs micro-ondes et des sondeurs verticaux sur les premiers.

1.2.2. Le satellite Météosat

Dans ce paragraphe, nous allons présenter les caractéristiques du satellite Météosat-4, qui a été utilisé dans notre étude. Nous insisterons sur l'étalonnage et particulièrement sur l'étalonnage du canal infrarouge thermique.

L'intérêt principal de Météosat, pour observer les phénomènes météorologiques en Afrique et dans les régions intertropicales (cas de la bande sahélo-soudanienne), réside en sa position et en sa répétitivité. Sa résolution reste proche de la résolution maximale au point sub-satellite ($4,4 \times 4,4 \text{ km}^2$ en IR) et la fréquence élevée des images (1 image par 1/2 heure) permet un suivi quasi continu des phénomènes.

Le premier satellite Météosat a été lancé en 1977 ; depuis plusieurs satellites se sont succédés et une nouvelle série de Météosat-next est prévue. La figure 1.2 représente les différentes périodes d'activités des satellites du programme Météosat.

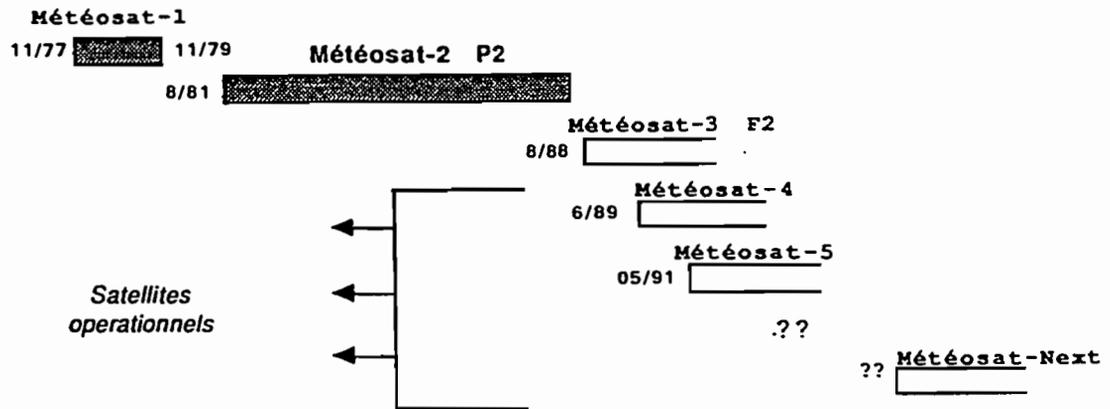


Figure 1.2 : Les satellites du programme METEOSAT (d'après Picon, 1991).

Météosat possède trois canaux : le visible (VIS), l'infrarouge thermique (IR) et l'infrarouge centré sur la bande d'absorption de la vapeur d'eau (WV), les images des trois canaux sont disponibles toutes les demi-heures en fonctionnement normal.

Depuis Météosat-4, la résolution spatiale du canal visible est maximale pour toutes les images, et égale à 2,5 km au point subsatellite, le nombre de lignes et de colonnes de l'image totale est alors 5000. Pour les canaux infrarouges, la résolution spatiale est de 4,4 km au point subsatellite et le nombre total de lignes et de colonnes est 2500. La réponse spectrale, pour un canal donné, est la convolution de la fonction de transfert de la transmission du système optique entier et de la réponse du détecteur qui dépend de sa température. Les réponses spectrales des détecteurs, normalisées à 1 à chaque pic, sont données sur les figures 1.3, 1.4, 1.5.

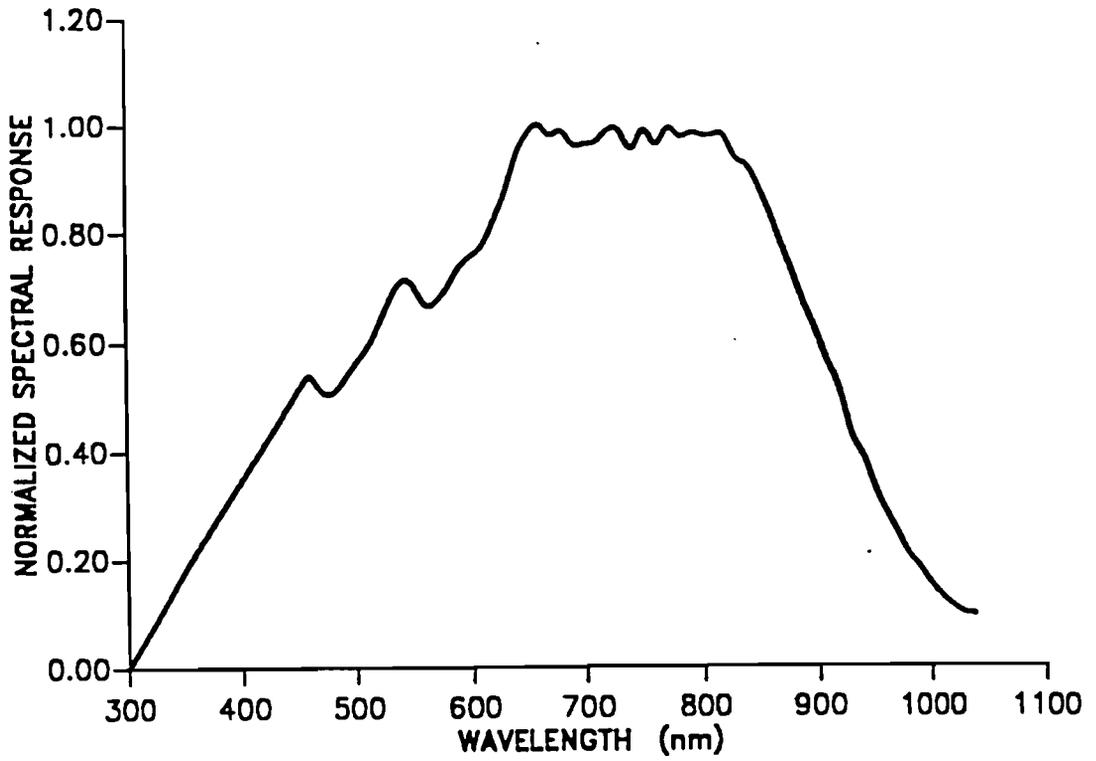


Figure 1.3 : Réponse spectrale normalisée du radiomètre visible de Météosat 4.

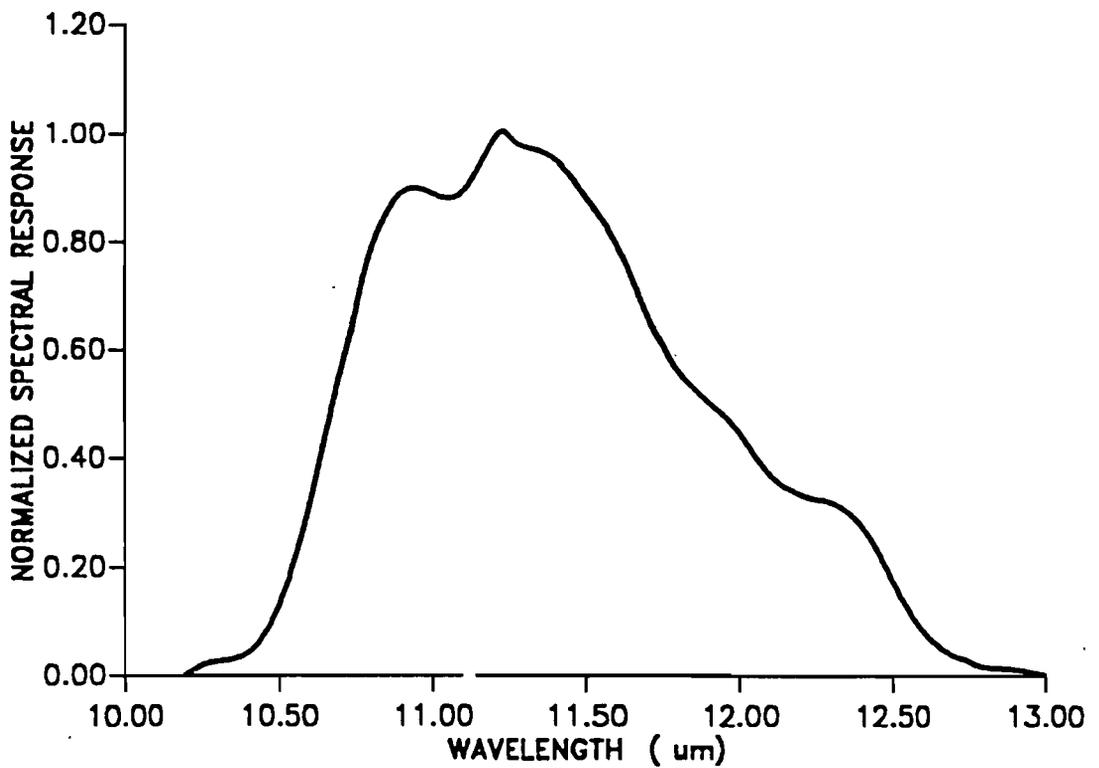


Figure 1.4 : Réponse spectrale normalisée du radiomètre infrarouge thermique de Météosat 4.

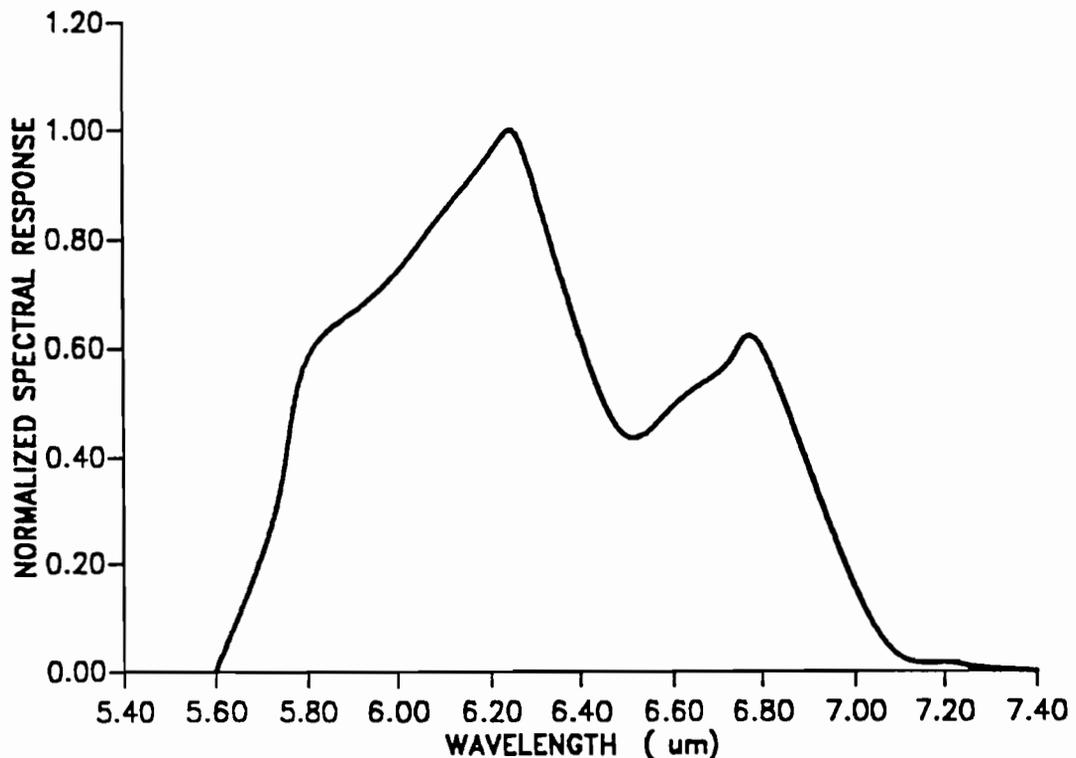


Figure 1.5 : Réponse spectrale normalisée du radiomètre infrarouge centré sur la bande d'absorption de la vapeur d'eau de Météosat 4.

a) Navigation (anonyme, 1989c)

La procédure de "navigation" consiste à faire correspondre à chaque point de la terre, observé dans les différents canaux du satellite et repéré par ses coordonnées géographiques, les coordonnées en ligne et colonne dans l'image et vice versa. Du fait de la localisation des détecteurs dans le radiomètre, le champ de vision de chaque détecteur à un instant donné correspond à des zones disjointes. D'autre part, les mouvements du satellite sur son orbite provoquent une déformation des images dont il faut tenir compte. L'ESA (European Space Agency) réalise les traitements (déformations géométriques) pour faire correspondre toutes les images dans les trois canaux à une image de référence. Par ailleurs, elle fournit deux algorithmes qui permettent de convertir les coordonnées géographiques en coordonnées (x,y) sur l'image de référence et vice versa. Ces programmes ont été installés sur notre station de travail et nous ont permis de faire des correspondances entre les stations de mesure et les pixels sur les images. Au cours d'une vérification de la localisation de points d'amers et notamment de la pointe de Dakar, nous nous sommes aperçu

d'une erreur de localisation que nous avons signalée à l'agence spatiale européenne. Celle-ci nous a confirmé que l'erreur lui incombait et qu'elle était due à deux causes distinctes. La première, déjà connue de leurs services, était une mauvaise initialisation des paramètres spécifiques qui indiquent la position des détecteurs dans le radiomètre. La seconde, plus triviale, était un décalage dans la fenêtre extraite qui nous avait été fournie. Après avoir pris en compte les erreurs précédentes, nous avons pu poursuivre nos travaux.

b) Etalonnage (anonyme, 1981, 1989a)

La première méthode est l'étalonnage avec un corps noir (Black Body Calibration BBC) ; deux variantes sont possibles : l'étalonnage nominal à l'aide de deux corps noirs et l'étalonnage spatial (space calibration mode) quand un corps noir est défectueux. La deuxième méthode est la technique d'étalonnage MIEC (Meteorological Information Extraction Centre).

- Méthode du corps noir

Deux corps noirs sont maintenus à deux températures différentes : le corps noir froid est à la température ambiante et le corps noir chaud qui peut être chauffé jusqu'à une température de 50°C au dessus du corps noir froid. La séquence d'étalonnage a lieu à la fin d'un balayage du radiomètre et normalement à la fin des slots 12 et 36. Le slot correspond à une image prise au cours d'une demi-heure, et est numéroté de 1 à 48. Le slot n correspond à l'image se terminant 5 minutes avant n/2 heures TU.

Dans le mode d'étalonnage nominal, un miroir commandé par un moteur dirige le rayonnement du corps noir sur les détecteurs. Le corps noir froid est vu pendant 76 secondes et fournit le signal de référence à partir duquel le signal du corps noir chaud sera mesuré. Les comptes numériques enregistrés et les températures des corps noirs sont télétransmis au sol. Une pente d'étalonnage relatif peut donc être calculée.

Dans le mode d'étalonnage spatial, le niveau de référence est obtenu en visant l'espace. Ensuite le corps noir chaud est visé et représente la température ambiante ou peut être chauffé. La suite de la procédure est la même que pour le mode d'étalonnage nominal.

Lors des procédures d'étalonnage BBC, les températures élevées des corps noirs chauds peuvent saturer la chaîne d'acquisition. Il faut donc changer de gain du radiomètre avant la séquence d'étalonnage, le signal analogique sera alors divisé par 2 pour l'IR et par 11 pour le WV afin d'obtenir des signaux d'amplitude raisonnable.

Le mode d'étalonnage avec un corps noir n'est pas souhaitable pour un étalonnage absolu, car le trajet du rayonnement durant la prise d'une image normale et durant la phase d'étalonnage n'est pas le même. Pour certaines études, l'étalonnage absolu est nécessaire, et dans ce cas la technique d'étalonnage MIEC sera utilisée.

- Technique d'étalonnage MIEC

Pour le canal IR, le coefficient d'étalonnage est calculé à l'ESOC, toutes les trois heures. La technique consiste à comparer la température de surface de la mer vue par Météosat avec un jeu indépendant d'observations obtenues à partir des données ECMWF (European Centre for Medium range Weather Forecasts) qui ont été produites à l'origine par le centre météorologique national de Washington D.C. La première étape est le filtrage des données S.S.T (Sea Surface Temperature) obtenues sur des segments à partir d'une image Météosat. Les segments qui contiennent moins de 80% de pixel de mer et dont l'écart-type est supérieur à 1,5 comptes numériques sont rejetés. Pour les segments sélectionnés, la radiance du sommet de l'atmosphère est calculée à partir du modèle de radiation MIEC (Schmetz, 1986). Les données utilisées dans ce modèle sont, d'une part, les températures atmosphériques avec les profils d'humidité obtenus à partir des prévisions à court terme ECMWF pour les points de grilles proches du centre des segments Météosat, et, d'autre part, les données de températures de surfaces fournies par le centre météorologique national de Washington D.C. Le compte numérique correspondant à ces radiances est calculé en utilisant le coefficient d'étalonnage du moment et il est ensuite comparé au compte numérique mesuré correspondant sur les données SST de Météosat. Si la différence excède un certain seuil, la paire de données est éliminée.

Les paires de données restantes, correspondant aux mêmes points (radiance calculées et comptes numériques mesurés), sont combinées pour calculer une radiance moyenne L et un compte numérique moyen C . Le nouveau coefficient d'étalonnage (A_{IR}) est donné par :

$$A_{IR} = L/(C-C_0)$$

où C_0 est le compte numérique correspondant à la visée de l'espace.

Bien que le coefficient soit calculé toutes les trois heures, il est mis à jour si nécessaire, normalement pas plus d'une fois par jour. Le critère majeur pour sa mise à jour est la différence entre le nouveau coefficient et le précédent. Il faut noter que pendant les périodes de décontamination du radiomètre (élimination de la vapeur d'eau) une mise à jour plus fréquente est nécessaire.

Pour le canal WV, Schmetz (1989) détaille la méthode : le principe est le même que pour l'IR. Les radiosondages sont reçus à l'ESOC (European Space Operational Centre) via le Regional Telecommunication Hub (RTH) du Global Telecommunication System (GTS) du World Meteorological Organisation (WMO). Les profils d'humidité et de température des radiosondages sont obtenus à 0 TU et 12 TU et sont utilisés comme données d'entrée du schéma radiatif ESOC pour calculer les radiances au sommet de l'atmosphère. Les comptes numériques WV de Météosat constituent l'autre entrée du système. Avant de calculer le coefficient d'étalonnage, les données des radiosondages sont converties en comptes numériques en utilisant le coefficient d'étalonnage courant, qui sont ensuite comparés aux comptes numériques mesurés. Si la différence est trop grande le couple est rejeté (mauvaise donnée de radiosondage). La suite de la procédure est la même que pour le canal infrarouge.

- Etalonnage du canal visible

Ce type d'étalonnage n'est pas effectué en routine à l'ESOC. Des chercheurs extérieurs ont cependant établi des relations entre les comptes numériques de certaines cibles homogènes (mer, désert...) et des mesures de luminances aéroportées (Koepke, 1982 ; Kriebel, 1981).

c) La décontamination du radiomètre

La condensation des molécules d'eau contamine les détecteurs en formant une fine pellicule de glace. Son effet sur les détecteurs est la diminution de leur sensibilité et la diminution de leur dynamique, qui peut être dans une certaine mesure compensée par une augmentation du gain. Cependant, l'augmentation du gain diminue le rapport signal sur bruit et la décontamination est nécessaire. La décontamination est effectuée en chauffant les détecteurs jusqu'à 32 °C, ce qui produit la fonte des particules de glace et l'évaporation de la vapeur d'eau. La décontamination des détecteurs est plus fréquente dans les premières années de vie du satellite et diminue avec l'âge car le contenu de vapeur d'eau, emporté par le satellite lors de son lancement, est évacué vers l'espace après les décontaminations successives.

d) Changements de gains

Outre les changements de gains temporaires lors de l'étalonnage, des changements peuvent avoir lieu pour rétablir une dynamique maximale de 0 à 255 dans chaque canal spectral. Les radiomètres disposent de 16 niveaux de gains différents. Les changements de gains sont utiles pour compenser les effets de la contamination (Cf. paragr. 1.2.2.c) et du vieillissement des capteurs. Au début des opérations d'un satellite, le gain est réglé de façon à ce que le compte numérique 255 ne soit pas atteint, ou le moins souvent possible. Le pas de gain est de 1,2 ainsi une augmentation de gain aura donc lieu quand un compte numérique au slot 24 (maximum de signal) tombe en dessous de 212 ($212 \times 1,2 = 255$). Ces changements de gain sont pris en compte et compensés par l'ajustement des coefficients de l'étalonnage MIEC.

1.2.3. Utilisation des coefficients MIEC pour l'étalonnage du canal infrarouge thermique de Météosat (anonyme, 1989a)

Notre technique d'estimation des pluies est basée sur la température des nuages et notre méthode de suivi est fondée, elle aussi, sur la température puisque les nuages sont identifiés par seuillage dans l'infrarouge. De ce fait, nous attacherons une importance particulière à la transformation des comptes numériques en température.

La relation qui lie un compte numérique à la radiance est la suivante :

$$R = a(C - C_0)$$

où :

R : radiance,

C : compte numérique,

C_0 : compte numérique obtenu en visant l'espace (Space View Count),

a : facteur MIEC ($a = F \beta$),

F : ajustement fin du gain,

β : facteur d'étalonnage.

La température (T_r) est obtenue en utilisant une table de conversion de la radiance (R) en température pour chaque canal. L'équation utilisée pour établir les tables de conversion radiance/température est la suivante :

$$R(T) = \int_{\lambda_2}^{\lambda_1} S(\lambda, T') B(\lambda, T) d\lambda$$

où :

$S(\lambda, T')$: profil (sensibilité) du filtre (détecteur et optique)

$B(\lambda, T)$: radiance en entrée du système

λ_1, λ_2 : bande passante du filtre

L'étalonnage est effectué lors de la lecture du fichier brut et le compte numérique (CN) est alors remplacé par un Indice de Température (IT) qui est compris entre 4 et 203.

Les étapes successives pour obtenir l'indice (IT) à partir du CN sont les suivantes (à chaque étape de la transformation sont représentées les bornes des variables calculées) :

$$0 < CN < 255$$

transformation du Compte Numérique en Radiance

$$0,475 < R < 27,03 \text{ W m}^2 \text{ sr}^{-1}$$

transformation de la Radiance en Température (degré Kelvin)

$$170 \text{ K} < T_r < 369 \text{ K}$$

transformation de la température en degré Celsius

$$-103 \text{ }^\circ\text{C} < T < 96 \text{ }^\circ\text{C}$$

inversion et décalage de la dynamique ($IT = 255 - T - 155$)

$$4 < IT < 203$$

Pour obtenir la température en degré Celsius, il suffit de faire le calcul suivant :

$$100 - IT = T(^{\circ}\text{C}).$$

Les avantages de cet indice sont qu'il est compris entre 0 et 255 (codable sur un octet), qu'un écart d'une unité est équivalent à un écart de 1 degré celcius ou Kelvin, et que sa conversion en degré celcius est immédiate entre 0 °C et -99°C puisqu'il suffit de remplacer le chiffre représentant les centaines par un signe moins. La gamme de température (0°C à -100°C) englobe les températures des nuages pluviogènes de ces régions.

2. METEOROLOGIE TROPICALE ET INTERPRETATION VISUELLE DES IMAGES SATELLITALES : LA NEPHANALYSE (ANONYME, 1988 ; PERIO, 1985 ; QUENEY, 1974)

Le premier satellite météorologique (TIROS-1) fut lancé en avril 1960 et fournissait uniquement des images dans le canal visible. Par la suite les satellites furent équipés de canaux infrarouges qui donnaient une indication de la température de l'objet observé, toujours sous forme analogique et sur support papier. Actuellement les images sont enregistrées sous forme numérique, mais il reste cependant des sorties de type photo sur lesquelles sont effectuées les néphanalyses. Ces images représentent une observation qualitative de l'état de l'atmosphère en un lieu et un temps donnés. La néphanalyse s'est développée dès l'apparition des premières images et consiste à interpréter une réalité atmosphérique visualisée sur les images visible et infrarouge. C'est donc une méthode subjective prenant en compte les informations radiométriques mais aussi texturales et/ou morphologiques des images dans les différents canaux. L'analyse de l'image est à la fois statique et dynamique (lorsqu'une séquence d'images est disponible). Elle détermine la nature et le genre des nuages ainsi que leur répartition dans l'espace. Il existe un lien direct entre la néphanalyse et la météorologie. Les observations sur les images ont une signification météorologique précise (frontologie), et certaines configurations nuageuses tropicales sont reconnaissables à certains stades de leur développement (orages isolés, lignes de grains, cyclones tropicaux).

2.1. Nature de l'information

L'information fournie par les images est de deux types :

- l'information spectrale, c'est à dire la luminance du pixel dans les différents canaux disponibles,
- l'information morphologique et texturale, soit la manière dont varie la luminance dans l'espace.

Les paragraphes suivants s'attachent à décrire la signification des mesures dans les canaux visible et infrarouge.

2.1.1. Canal visible

Les mesures de rayonnement dans le spectre visible restituent l'image telle qu'elle apparaîtrait à un observateur embarqué à bord du satellite. Elle est tributaire de l'incidence des rayons solaires et du pouvoir de réflexion (albédo) de la surface supérieure des nuages. Les nuages seront en général blancs ; l'intensité de ce blanc dépendra de l'éclairement (incidence), du contenu, et de l'épaisseur du nuage. En lumière rasante, certaines images donnent une impression parfois saisissante de relief. Un nuage réfléchira davantage la lumière s'il est épais. Un voile mince de cirrus aura un albédo moins important et laissera voir, dans certains cas, les nuages des étages inférieurs par transparence. Les zones recouvertes d'eau (en sombre sur les clichés parce qu'absorbant une grande quantité de lumière solaire) se distinguent de la terre (en plus clair) et des nuages (en blanc).

2.1.2. Canal infrarouge

Les mesures en infrarouge restituent le rayonnement émis par la surface terrestre, qui est fonction de sa température. Sur les clichés les teintes des surfaces en eau et de la terre sont variables : en effet, il se produit un échauffement de la surface terrestre (continents, océans) le jour et un refroidissement la nuit, qui sont beaucoup plus accentués pour les continents que pour les océans. De ce fait, le jour la terre est plus chaude que la mer et la nuit, c'est l'inverse. A certaines heures de la journée, la distinction entre ces deux types de surfaces sera impossible. Conventionnellement, sur les images, une surface sera d'autant plus blanche qu'elle est froide. De ce fait, le continent africain apparaîtra relativement noir l'été, et les sommets de nuages plus ou moins blancs selon leur température. Il faut cependant se garder d'interpréter trop hâtivement les informations infrarouges en terme d'altitude. Les nuages de glaces (cirrus) pourront avoir la même température alors qu'ils sont situés à 12000 m et plus en région tropicale ou équatoriale et à 5000 m dans les régions polaires. D'autre part la température apparente du nuage est fonction de l'homogénéité du pixel. Si l'on veut associer une altitude aux nuages, on peut établir une relation approximative entre la température de brillance IR et l'altitude en tenant compte de moyennes climatologiques en fonction de la saison et de la latitude. Cependant, sans faire référence à des altitudes absolues, on peut classer les nuages détectés dans l'infrarouge en 3 genres :

- les nuages à sommet froid, donc vraisemblablement élevés, sont blancs ou gris-blancs s'il s'agit de nuages de glace semi-transparents (cirrus, cirro-stratus)
- les nuages moyens, moins froids, sont gris plutôt clairs (altocumulus, altostratus)
- les nuages bas, à sommet relativement chauds sont gris moyens, sombres (stratus, strato-cumulus)
- les nuages à développement vertical apparaîtront entre le gris sombre et le blanc suivant leur température sommitale (cumulus, cumulonimbus).

2.2. Organisation des nuages

Les nuages apparaissent sur les images sous 3 aspects différents : en bande, en nappe et en zone.

- La bande nuageuse est une surface couverte de nuages à plusieurs niveaux. De largeur maximale dans sa partie centrale, elle s'amenuise à ses extrémités, en prenant une forme spiralée dans sa partie septentrionale (dans l'hémisphère nord).

- La nappe nuageuse est un ensemble aux contours informes pouvant posséder plusieurs étages ; elle peut provenir de la désagrégation d'une bande dont elle est l'ultime évolution.

- La zone nuageuse est une zone géographique sans contour délimitable comportant principalement des nuages ponctuels à développement vertical (cumulus, cumulo-nimbus) ou des nuages de subsidence (strato-cumulus) qui se dissipent rapidement.

Les individus nuageux peuvent présenter des organisations particulières :

- cellules ouvertes : caractéristiques des zones d'instabilité, souvent au dessus des surfaces maritimes. Les nuages cumuliformes se répartissent sur le périmètre de cellules polygonales ou en "U" entourant une surface claire.

- cellules fermées : caractéristiques des zones de strato-cumulus. Elles sont plus vastes que les cellules ouvertes, sans forme précise et ne comportent pas d'éclaircie.

- lignes ou rues de nuages : alignement d'individus nuageux ou de cellules ouvertes ou fermées. Ces alignements présentent la même courbure ou convergent vers un centre de rotation.

2.3. Les différents types de nuages

On peut classer les nuages en trois grandes familles : cumuliformes, cirriformes, stratiformes.

Parmi les nuages cumuliformes, on trouve les strato-cumulus qui présentent un albédo élevé et une température assez élevée par rapport aux autres nuages de leurs familles puisqu'ils ont une faible altitude. Les altocumulus ont une altitude plus élevée que les précédents et apparaissent donc plus froids. Les nuages de convection présentent un fort développement vertical et une surface irrégulière. Selon leur stade de développement, ils ont des dénominations différentes : on trouvera d'abord les cumulus humilis et médiocris qui ne sont pas détectables avec les satellites météorologiques actuels, ensuite les cumulus congestus qui sont plus développés et enfin les cumulo-nimbus qui sont souvent coiffés de nuages cirriformes prenant une forme d'enclume. Le cumulo-nimbus a plusieurs stades de développement, on identifiera le cumulo-nimbus calvus qui apparaît comme un point blanc et le cumulo-nimbus capillatus comme une tache blanche.

Les nuages cirriformes sont des nuages de glace, de faible épaisseur, ils sont "quasi-transparents" dans les canaux visible et infrarouge, laissant passer le rayonnement des couches inférieures ; il est alors très difficile d'estimer leur altitude à partir de la température mesurée par satellite. On distingue les cirro-stratus d'aspect stratiforme (voile continu) qui sont organisés en bandes ou en nappes, et les cirrus fibratus formés de filaments incurvés.

Les nuages stratiformes sont organisés en nappes d'épaisseur constante. Les stratus sont des nuages bas dont la température est voisine de celle du sol. Leur épaisseur est suffisante pour leur conférer un albédo élevé avec une texture lisse (épaisseur constante). Les nimbo-stratus sont des nuages plus importants en épaisseur et en étendue, ils sont souvent associés, dans les perturbations, à des nuages cumuliformes et cirriformes.

L'efficacité de tous ces nuages en terme de précipitations n'est pas la même : ainsi les cirrus, cumulus humilis et altocumulus ne donnent pas de pluie alors que les stratus et strato-cumulus

peuvent produire des pluies continues plus ou moins intenses. Les cumulus congestus et les cumulonimbus, quant à eux, provoquent des pluies parfois diluviennes.

2.4. Les phénomènes particuliers

Sur les images satellitales apparaissent parfois des phénomènes particuliers qui peuvent se confondre avec des nuages.

Le sable peut jouer le rôle de traceur atmosphérique tout comme l'eau ou la glace. Il n'apparaît qu'en image visible sous la forme d'un voile ou d'une bande aux contours flous sur l'océan. Dans le canal infrarouge sa température, plus froide que celle du sol, permet de le distinguer dans la journée uniquement.

La glace et la neige apparaissent comme des nuages puisque leur température apparente est identique ; le seul moyen de les séparer est la stabilité des formes dans le temps et leur situation géographique.

La réflexion spéculaire se produit dans le canal visible lorsque, en ciel clair, l'angle de prise de vue du satellite se confond avec les rayons du soleil réfléchis par une surface liquide. Elle se manifeste sur les images par la présence d'une tache blanche plus ou moins diffuse en fonction de l'état (rugosité) de la surface réfléchissante.

2.5. Les configurations nuageuses des basses latitudes

Les nuages peuvent être classés par leur associations dans des ensembles de plus grande taille qui sont décrits au moyen de trois échelles : la mésoéchelle (plusieurs dizaines de kilomètres), l'échelle synoptique (plusieurs centaines à plusieurs milliers de kilomètres), l'échelle planétaire (Picon, 1991). La figure 1.6 représente les différents mécanismes climatiques reliés aux précipitations en Afrique de l'Ouest avec les différentes sources d'humidité et les paramètres qui modulent leur production, les mécanismes de transport de l'humidité et les paramètres modulant le

déclenchement des pluies. Ainsi les principales sources de vapeur d'eau sont d'origine océanique (Golfe de Guinée, Océan Indien) ou continentale (végétation). Les principaux phénomènes transporteurs de l'humidité sont la mousson africaine et les jets d'est (JET, JEA). Les mécanismes de déclenchement des précipitations sont la convergence grande échelle, les perturbations mobiles (lignes de grains, cyclones) et la convection locale.

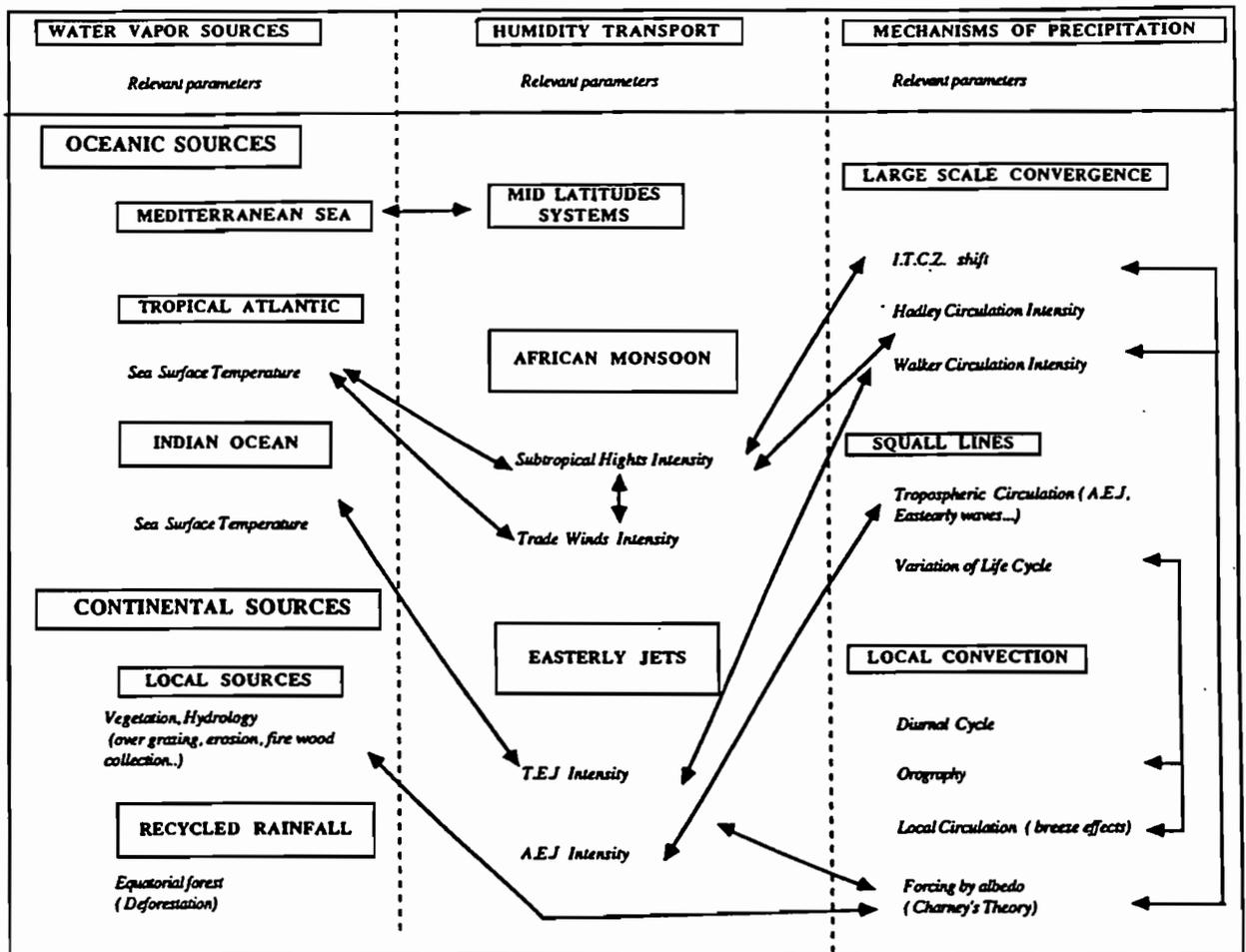


Figure 1.6 : Mécanismes climatiques reliés aux précipitations dans l'ouest africain (d'après Desbois *et al.*, 1988).

- A la mésoéchelle, on trouve les phénomènes de convection locale. Leur formation est liée à des conditions géographiques particulières (relief, végétation, étendues d'eau). Ils se déplacent peu et suivent les vents dominants. Leur activité est largement modulée par le cycle diurne du rayonnement solaire (Kayiranga, 1988).

- A l'échelle synoptique, plusieurs phénomènes ont des conséquences importantes sur la pluviométrie. Les cyclones tropicaux sont d'immenses amas tourbillonnaires constitués de bandes convectives plus ou moins actives (cumulo-nimbus associés à des nuages stratiformes et cirriformes) enroulées en spirale autour d'un centre dépressionnaire chaud matérialisé, parfois, par une zone de ciel clair. Les lignes de grains sont constituées de cumulo-nimbus alignés, elles se déplacent d'est en ouest avec des vitesses de 10 à 20 ms⁻¹. Elles constituent une catégorie de système nommé "Systèmes Convectifs de Moyenne Echelle" (Mesoscale Convective Systems). Elles sont reconnaissables sur une image satellitale comme étant une masse nuageuse très froide et brillante présentant un bord avant très net généralement incurvé avec une partie moins brillante et moins froide à l'arrière (traîne). De tels ensembles plus ou moins organisés sont observés tout au long de l'année sur les océans et les continents tropicaux. Les résultats de l'expérience COPT 1981 (COnvection Profonde Tropicale) ont fait avancer la compréhension de la dynamique et de la microphysique des lignes de grains, par des études basées sur la modélisation et les observations radar (Testud, 1984). Le schéma conceptuel d'une ligne de grain (figure 1.7) selon Roux (1987) fait apparaître deux zones qui sont reconnaissables sur les images. Ces derniers phénomènes ont lieu dans les régions tropicales, mais il existe aussi des phénomènes interlatitudes (arrivant dans les régions tempérées) prenant naissance dans les régions intertropicales qui sont associés à des courants JET ; ce sont des connexions entre la circulation tropicale et la circulation des latitudes moyennes. Ces bandes nuageuses peuvent présenter une limite sud diffuse et une limite nord nette mais des situations moins tranchées prévalent généralement ; elles sont constituées de cirrus et d'altocumulus.

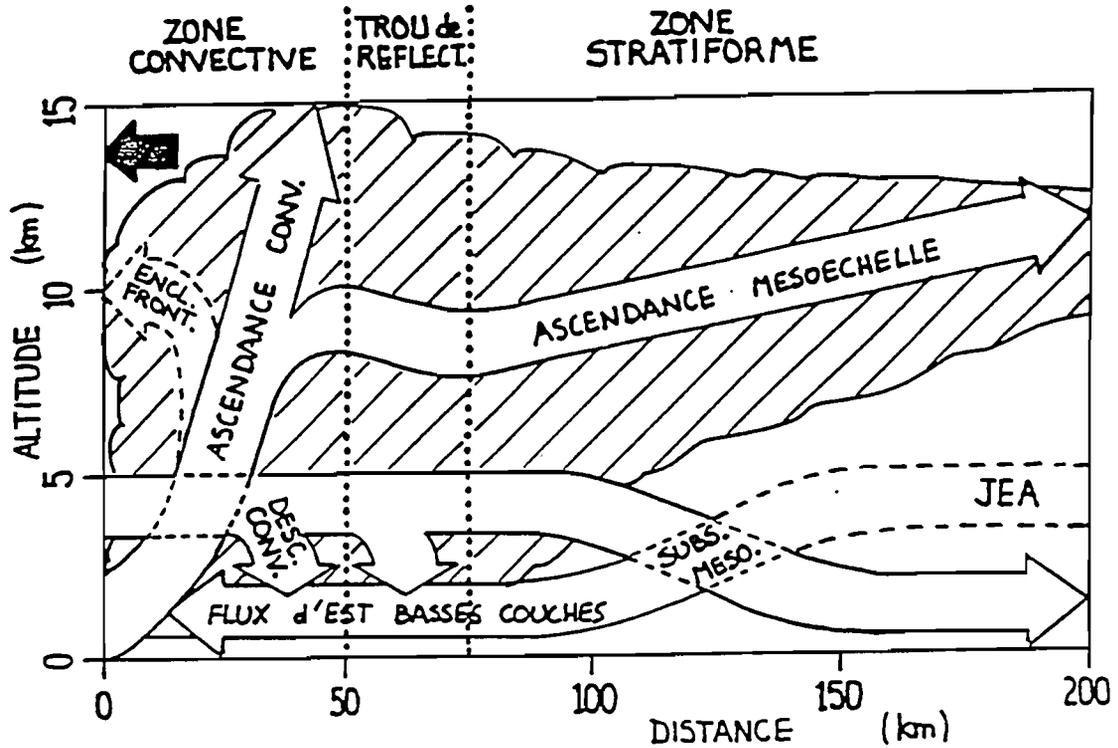


Figure 1.7 : Schéma conceptuel des lignes de grains de COPT 81 (d'après Roux, 1987).

- A l'échelle planétaire, la ZCIT (Zone de Convergence InterTropicale) est marquée par la présence d'une ceinture, plus ou moins continue, de cumulo-nimbus qui est à l'origine du climat très humide de ces régions. Cette bande est très large sur les continents et est plus fine et discrète sur les océans. La ZCIT subit une variation saisonnière importante de sa position et de son épaisseur (Citeau *et al.*, 1988). Elle atteint sa position la plus équatoriale pendant la saison sèche (hiver de l'hémisphère nord), quand l'anticyclone des Açores s'intensifie sur le continent, provoquant un régime d'alizés de nord est (Harmattan). Pendant la saison des pluies (hivernage, été dans l'hémisphère nord), l'Afrique est soumise à l'influence de l'anticyclone de Sainte-Hélène et des basses pressions au niveau du continent (zones désertiques). Les basses pressions qui s'établissent sur le Sahara au cours de l'été sont d'origine thermique et non dynamique, ce qui leur confère une présence certaine et prévisible. Les vents alizés, qui résultent du gradient de pression, s'orientent vers le nord-est, s'alimentant en humidité au dessus de l'océan, et sont appelés "moussons". La poussée de la mousson correspond aux remontées progressives de la ZCIT. C'est le déplacement du

flux de mousson en provenance du golfe de Guinée qui conditionne les différents types de temps en Afrique de l'ouest.

2.6. Les différents types de temps en Afrique de l'ouest

En fonction de la période de l'année et de la latitude, Hamilton et Harchbold (1945) ont défini quatre zones climatologiques principales (zone A, zone B, zone C, zone D) caractérisées par la présence ou non et l'épaisseur du flux de mousson. La Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) marque la trace au sol de la frontière entre les alizés du nord et la mousson de sud (sur les continents, elle est souvent appelée Front Inter Tropical (FIT)).

La zone A est située au nord de la trace au sol du FIT. L'atmosphère est stable et le ciel généralement dégagé.

La zone B s'étend au sud de la zone A, de part et d'autre de la trace au sol du FIT. Elle est caractérisée par une faible épaisseur de la mousson avec un flux d'est associé au Jet d'Est Africain (JEA). La présence d'une couche d'air potentiellement instable peut donner lieu au développement de nuages convectifs.

La zone C est au sud de la zone B, et présente une plus grande épaisseur du flux de mousson. Au dessus les vents d'est présentent deux maxima : le Jet d'Est Africain (JEA) et le Jet d'Est Tropical (JET). La zone C peut être divisée en deux sous-zones C1 et C2. La zone C1 est le siège des ondes d'est qui peuvent être associées aux lignes de grains. La zone C2, où l'épaisseur de la mousson est maximale, est le siège de perturbations zonales, à faible évolution diurne, et à l'origine de fortes pluies (pluies de mousson).

La zone D se situe au sud de la zone C quand cette dernière est le plus au nord (pendant l'hivernage). La présence d'une couche d'inversion limite le développement vertical des nuages et les nuages les plus fréquents sont alors des strato-cumulus.

3. LES PROGRAMMES INTERNATIONAUX D'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITES

L'estimation des précipitations dans la zone intertropicale suscite un vif intérêt actuellement et plusieurs programmes internationaux voient ou verront le jour prochainement.

Le programme GPCP (Global Precipitation Climatology Program) a pour objectif d'aboutir à l'estimation des pluies dans les régions tropicales sur des surfaces de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ pour des périodes de cinq jours avec des satellites géostationnaires (Météosat, GOES) et d'arriver à une estimation mensuelle en utilisant des satellites à défilement (NOAA, DMSP, Nimbus-5) avec des capteurs micro-ondes (Arkin et Ardanuy, 1989). Ce programme a aussi pour rôle de développer des moyens de validation et de comparer et d'étalonner les méthodes d'estimations existantes.

Le programme TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) est une mission américano-japonaise destinée à l'étude climatologique des précipitations qui débutera au milieu des années 90 (Simpson *et al.*, 1988). Elle prévoit le lancement d'un satellite défilant comportant un radar (14 Ghz), un radiomètre micro-ondes et un radiomètre visible et infrarouge (NASA, 1990). Les objectifs à long terme sont la mesure du dégagement de chaleur latente (directement relié aux précipitations), l'étude des interactions avec la circulation générale, ainsi que la compréhension des phénomènes climatiques.

Le projet français BEST (Bilan Energétique du Système Tropical) est prévu pour la fin des années 90 (CNES, 1988). Il prévoit le lancement d'un satellite à défilement qui embarquera un "radar précipitations", un "radiomètre micro-ondes" et un Lidar-vents (Light Detection And Ranging). Il est destiné à étudier le cycle des précipitations des régions tropicales, dans le cadre de GEWEX (Global Energy and Water cycle EXperiment) d'étude globale du bilan de l'eau.

Un autre projet américain EOS (Earth Observing System) prévoit le lancement d'un premier satellite en 1997 avec d'autres lancements jusqu'en 2000 (NASA, 1990). Les principaux objectifs du premier satellite sont la quantification du cycle hydrologique global (évaporation, précipitation,

transport de vapeur d'eau), la surveillance du bilan radiatif et de la température de surface, l'étude des nuages, la caractérisation de l'activité biologique et des écosystèmes, l'amélioration des études sur la circulation atmosphérique, et la détermination globale de l'état minéralogique de la surface de la terre.

Comme nous venons de le voir, les futurs engins spatiaux seront des satellites défilants, ce qui implique des problèmes d'échantillonnage temporel mais aussi des avantages quant au choix des capteurs (longueur d'onde et précision radiométrique). Notre travail pourra avoir un intérêt pour ces futurs programmes, puisque le seul moyen de caractériser la variabilité temporelle des précipitations (ou plus facilement des nuages) est l'utilisation des satellites géostationnaires au vue du faible échantillonnage temporel des satellites défilants. Le suivi automatique, qui sera présenté dans la suite de l'étude, pourra servir à identifier un même nuage sur les images successives d'un satellite défilant.

Avant de présenter notre méthode d'estimation des pluies par satellite, et l'étude de plusieurs indices à des échelles spatio-temporelles réduites, nous allons passer en revue les principales méthodes d'estimation des pluies en s'efforçant de les classer en fonction de leurs principes.

**DEUXIEME CHAPITRE : L'ESTIMATION DES
PLUIES PAR SATELLITE**

1. LES METHODES D'ESTIMATION DES PLUIES CONNUES

Dans un premier temps, il nous paraît nécessaire de préciser le principe de formation de la pluie et des nuages ainsi que le lien entre les pluies et le signal satellitaire.

1.1. Principe de la formation de la pluie et des nuages

Lorsqu'une quantité suffisante de vapeur d'eau est entraînée au dessus du niveau de condensation par des mouvements ascendants, les gouttelettes de nuages se forment. Un flux d'humidité convergent de l'environnement vers le nuage est nécessaire dans les basses et moyennes couches de l'atmosphère pour assurer le maintien et le développement du nuage. Pour qu'il y ait production de précipitations, il faut que, d'une part, les mouvements ascendants persistent suffisamment longtemps pour qu'il y ait condensation d'une grande quantité d'eau nuageuse et, d'autre part, une transformation des petites gouttelettes en particules précipitantes. Plusieurs mécanismes ont été identifiés conduisant à une croissance rapide des hydrométéores pour aboutir aux précipitations. Un premier mécanisme de croissance est la déposition de vapeur d'eau en sursaturation, d'abord sur les noyaux de condensation, puis sur les gouttelettes, ce qui a pour effet d'augmenter leur diamètre. Un autre mécanisme intervient alors : l'autoconversion, processus par lequel les gouttelettes vont s'agglomérer. Celui-ci dépend à la fois des probabilités de collision et de coalescence des gouttelettes. Les gouttelettes tombent alors hors du courant ascendant lorsque leur vitesse de chute est assez grande. Elles grossissent ensuite par collection tant qu'elles restent dans l'air nuageux. L'efficacité de ce mécanisme dépend des vitesses relatives des gouttelettes, de leur diamètre et de la turbulence dans le nuage. Certaines gouttes éclatent et produisent de nombreux fragments ; les plus petits sont entraînés par les courants ascendants, les autres continuent leur chute. Une partie s'évapore dans l'air sec sous le nuage avant d'atteindre le sol, l'autre produit les précipitations. Lorsque les précipitations n'atteignent pas le sol, on est en présence d'un phénomène appelé "virga".

Selon Roux (1991), la quantité totale de précipitations en un endroit donné dépend de trois facteurs principaux : la source, qui est la quantité d'humidité de l'air instable alimentant l'orage, le

moteur, qui est l'intensité des courants ascendants, et la durée du phénomène au dessus de la zone concernée. Le seul moyen actuel pour mesurer de façon précise la quantité d'humidité de l'air instable et le profil de température de l'air (T_a) est le radio-sondage, alors que les deux autres facteurs sont appréhendables sur les images satellitales.

Houze (1988) montre que les pluies tropicales sont caractérisées par la présence de nuages stratiformes au sein des perturbations et que les pluies stratiformes sont directement associés à la convection profonde. Il indique aussi que les deux types de pluies (convective et stratiforme) sont importantes dans les tropiques. La figure 2.1 représente les phénomènes mis en jeu ainsi que les mécanismes des précipitations. On distingue bien la partie convective et la partie stratiforme avec d'autre part l'alimentation de la partie stratiforme à partir des particules formées dans la partie convective. Les plus grandes intensités des précipitations sont observées au sein de la partie convective, elles sont ensuite suivies par de très faibles pluies, puis par des pluies stratiformes plus intenses.

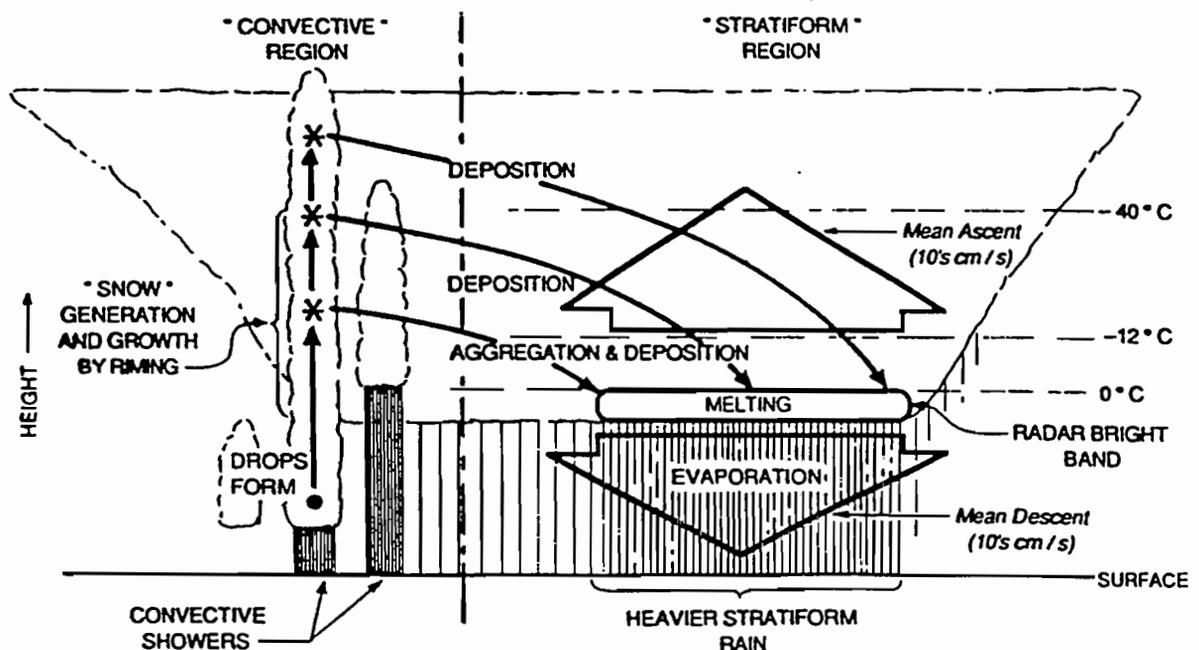


Figure 2.1 : Représentation schématique des mécanismes des précipitations dans un système nuageux tropical. Les flèches indiquent les trajectoires des particules (d'après Houze, 1988).

Selon Lovejoy (1982), l'aire de la pluie et l'aire des nuages sont fractaux dans la gamme de surface étudiée (1 km^2 à $1,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). L'auteur a montré que la relation $P = \sqrt{A^D}$ était la même pour la pluie et les nuages (après correction dues aux résolutions différentes du radar et du satellite). Il indique que le paramètre D (dimension fractale) est égal à 1,35. L'existence d'une seule dimension fractale pour les deux phénomènes peut s'expliquer puisque, physiquement, la pluie et les nuages sont étroitement liés. Cependant, le fait que deux processus physiques aient la même dimension fractale n'est pas suffisant pour évoquer un couplage entre les deux.

Les principales formations nuageuses sont : les nuages de refroidissement isobarique (brouillards), ceux dus à une détente adiabatique (nuages à développement vertical ou de type stratiforme selon le type de convection), ceux dus à un accroissement d'humidité (nuages d'advection). On peut donc espérer accéder à des informations sur les précipitations en observant les différents nuages par télédétection (surtout pour les nuages à développement vertical).

1.2. Principe des méthodes (infrarouge, visible, micro-ondes) : lien entre le signal satellitaire et les précipitations.

La présence d'un nuage indique un taux suffisant de vapeur d'eau dans les masses d'air en mouvement vertical ascendant provoqué par un refroidissement isobarique, une détente adiabatique ou un accroissement de l'humidité : la distribution de l'eau atmosphérique est donc fonction du mouvement spatial des particules et de leur évolution thermique. Cependant, la présence d'un nuage n'implique pas qu'il y ait de précipitations, puisque comme nous l'avons vu au paragraphe précédent, d'autres conditions sont nécessaires pour leur déclenchement. Les précipitations sont, en effet, le résultat de processus thermodynamiques complexes qui ont lieu à différentes échelles spatiales. Les capteurs des satellites ne peuvent appréhender qu'une faible partie de ces processus puisqu'ils n'ont qu'une vue de dessus et ne "voient" rien à l'intérieur du nuage, tout du moins en ce qui concerne les capteurs visible et infrarouge.

- Canal infrarouge :

Dans la région du spectre correspondant à l'infrarouge, les radiations émises par les nuages dépendent de leur température. Si on suppose que l'émissivité du nuage est égale à 1 (corps noir), les radiations émises sont fonction de la température de son sommet. Un nuage froid, donc haut, émettra moins qu'un nuage plus chaud, donc plus bas. La figure 2.2 représente la situation de différentes cibles dans la gamme des comptes numériques du canal infrarouge.

Gagin *et al.* (1985) ont trouvé des relations liant la hauteur du sommet des échos radar avec l'intensité et la durée des précipitations. Ainsi, on peut trouver un lien entre la température mesurée par satellite et les pluies, puisque la température est reliée à la hauteur des nuages ; ce qui a été observé par de nombreux chercheurs (Arnaud *et al.*, 1990 ; Mc Dougall *et al.*, 1988...).

Ceci s'explique en supposant que la production de pluie d'un nuage est fonction de son activité convective et que l'activité convective peut être représentée par la hauteur du sommet du nuage. Ainsi, la température du nuage, qui est reliée à sa hauteur, peut être un indicateur de sa productivité de pluie.

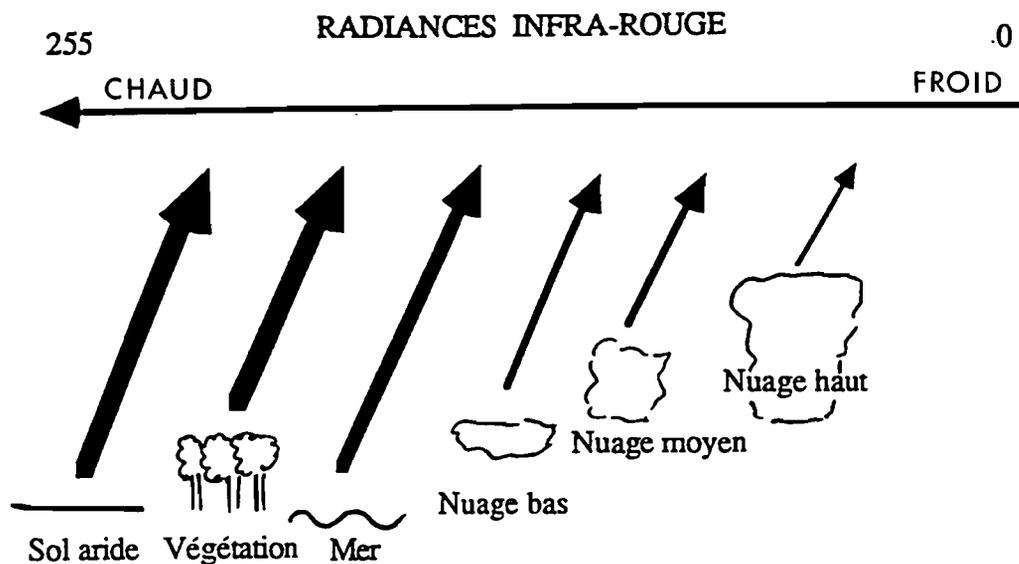


Figure 2.2 : Situation de différentes cibles dans la gamme des comptes numériques du canal infrarouge.

- Canal visible

La brillance observée par le radiomètre du satellite dans le canal visible dépend de l'épaisseur optique des nuages ainsi que de l'inclinaison du soleil (Griffith et Woodley, 1973 ; Reynolds et Vonder Haar, 1973). L'épaisseur optique dépend du contenu du nuage (eau liquide, vapeur d'eau, cristaux de glace) et de son épaisseur. La figure 2.3 représente le pourcentage de pluie produit en fonction de l'épaisseur des nuages. Ce graphique traduit l'importance de l'épaisseur des nuages sur les précipitations (pluies importantes pour des épaisseurs supérieures à 1500 m). On peut noter que plus de 60% de la pluie totale est produite par des nuages d'épaisseur supérieure à 3100 m. D'autre part, l'albédo des nuages augmente avec leur épaisseur comme le montre la figure 2.4, avec un phénomène de saturation pour les épaisseurs supérieures à 500 mètres. Ceci explique pourquoi les longueurs d'onde optiques ne sont pas utilisables directement pour l'estimation des pluies. L'adjonction de l'information infrarouge est alors nécessaire. Ainsi un nuage à sommet très froid avec un albédo important sera considéré très épais donc pluviogène.

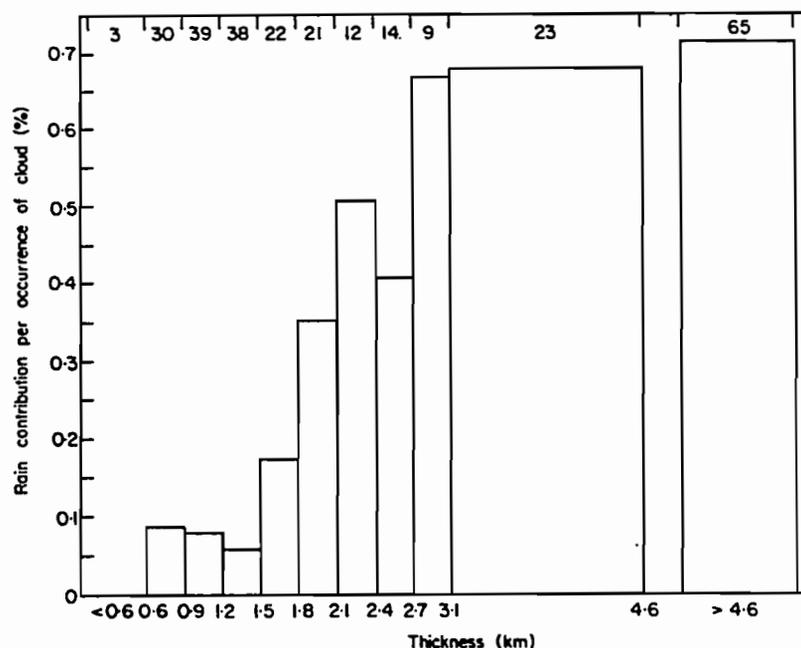


Figure 2.3 : Pourcentage de pluie en fonction de l'épaisseur des nuages. Le nombre de jours pluvieux est donné au sommet de chaque colonne (d'après Barrett et Martin, 1981 à partir des données de Spillane et Yamaguchi, 1962).

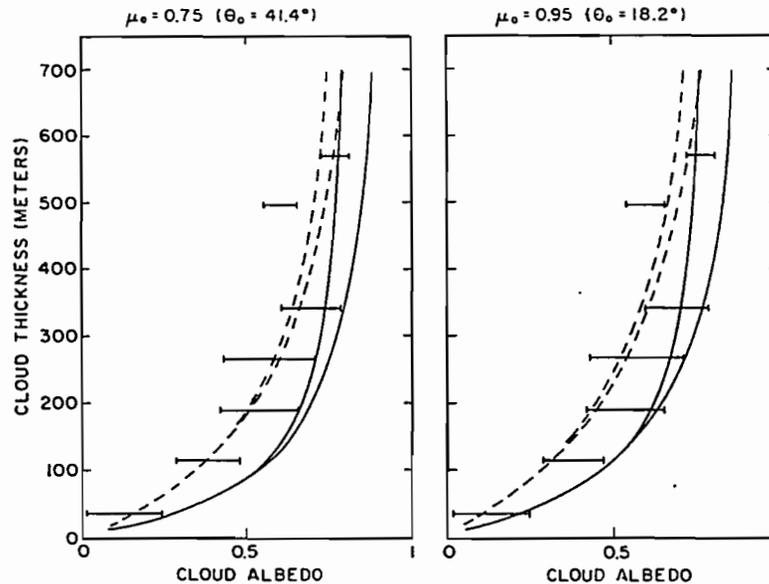


Figure 2.4 : Réflectance directionnelle (albédo) par rapport à l'épaisseur des nuages. Les courbes en trait plein correspondent à des contenus en eau de $0,40 \text{ g.m}^{-3}$ et les courbes en pointillé à un contenu de $0,20 \text{ g.m}^{-3}$. Pour chaque paire de courbes, celle de droite représente un phénomène de diffusion conservative et celle de gauche correspond à une absorption de $1,2 \cdot 10^3$ par diffusion. Les barres horizontales (écart-type) correspondent aux résultats expérimentaux de Neiburger's (1949). A gauche : angle solaire zénithal de $41,4^\circ$; à droite : angle zénithal solaire de $18,2^\circ$ (d'après Twomey *et al.*, 1967 in Barrett et Martin, 1981).

La situation de différentes cibles dans la gamme des comptes numériques du canal visible, pour un angle d'éclairement du soleil donné, est représentée sur la figure 2.5.

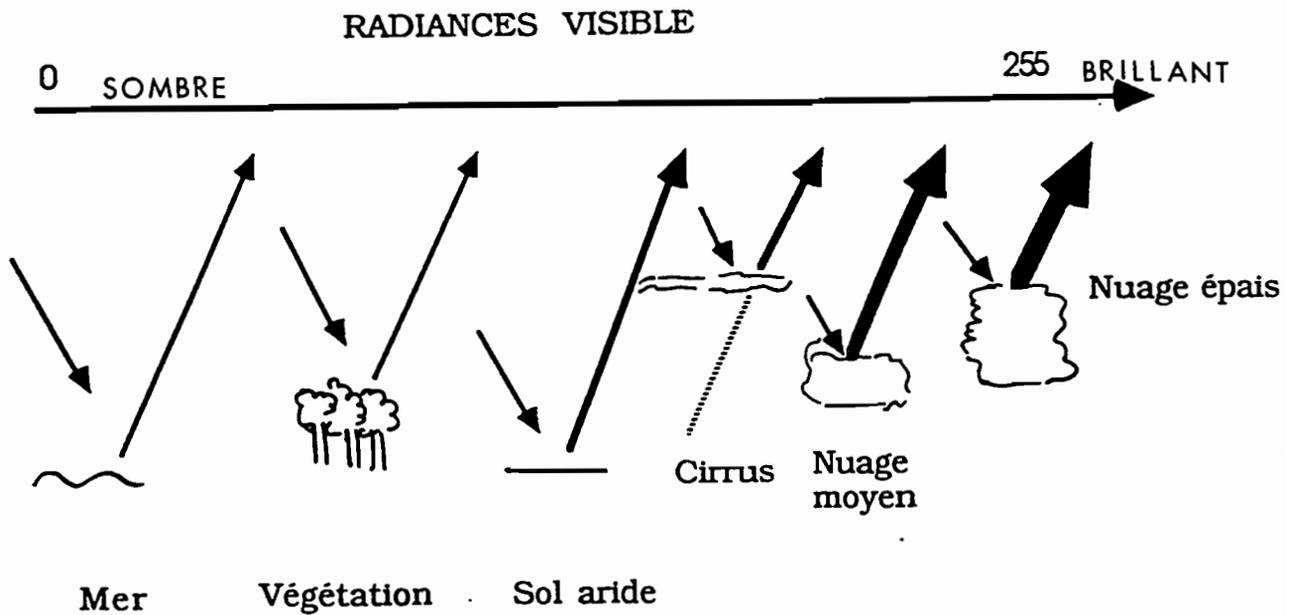


Figure 2.5 : Situation de différentes cibles dans la gamme des comptes numériques du canal visible.

- Micro-ondes

Dans le domaine des micro-ondes, le signal dépend de trois processus fondamentaux : l'émission, l'absorption et la diffusion. Ces processus sont fonction des caractéristiques de la surface sous-jacente, des constituants de l'atmosphère et des hydrométéores (gouttes d'eau et cristaux de glace).

L'émission de la surface terrestre dépend à la fois de sa température et de son émissivité. Sur les océans, l'émissivité varie avec la vitesse du vent à la surface de l'eau mais aussi en fonction du taux précipitant. La température des océans varie peu du fait de sa grande inertie thermique et présente donc des variations sur des périodes relativement longues. De ce fait, l'émission des micro-ondes au dessus des océans constitue un signal relativement stable par rapport à celui émis par la surface terrestre. Avec sa faible inertie thermique, la température de surface de la terre varie avec l'insolation qui est fonction du cycle diurne et du forçage par les nuages. D'autres facteurs agissent aussi sur la température de surface de la terre : l'albédo, l'évaporation, l'évapotranspiration, l'altitude, la vitesse du vent... L'émissivité, quant à elle, est fonction : du type du couvert végétal,

de son épaisseur, et de son contenu en eau, ainsi que de l'humidité et du type de sol. Cette grande variabilité rend difficile l'utilisation du signal issu de la surface terrestre.

Les hydrométéores interagissent avec les radiations micro-ondes au cours des processus d'absorption et de diffusion. La diffusion est prépondérante au dessus de 60 Ghz, et l'absorption est dominante au dessous de 22 Ghz (fréquence d'absorption de la vapeur d'eau). Entre ces deux fréquences, les deux phénomènes sont importants.

L'absorption par les gouttes d'eau est fonction du cube du rayon des gouttes et est inversement proportionnelle à la longueur d'onde des radiations émises (Wilheit *et al.*, 1977).

Lorsqu'on ne dispose d'aucune information directe, il est nécessaire de modéliser la loi de distribution de la taille des gouttes avec, par exemple, la loi de Marshall-Palmer (1948). Celle-ci relie l'intensité des précipitations à la distribution du diamètre des gouttes :

$$N(D) = N_0 \exp(-a R^b D).$$

En faisant des hypothèses sur la structure thermodynamique de l'atmosphère (vitesse de chute des précipitations en fonction de leur taille), il est alors possible d'obtenir le taux de précipitation. Pour les techniques basées sur l'absorption (fréquences inférieures à 22 Ghz), l'émission quasi-constante au dessus de l'océan est un avantage considérable ; par contre, au dessus de la surface terrestre, l'obtention d'un taux de précipitation basé sur ce même principe est plus difficile.

Pour des fréquences supérieures (92 et 183 Ghz), Wilheit *et al.* (1982) ont observé des faibles températures de brillance associées à un taux de précipitation important mesuré à partir d'observations dans le canal 19 Ghz. Ils en concluent qu'une fine couche d'hydrométéores gelées est la seule explication de ce phénomène. Ce résultat suggère que les observations à des fréquences très élevées peuvent être utiles pour faire une discrimination entre l'eau et les particules gelées. Dans beaucoup de cas, particulièrement pour des nuages convectifs, il a été observé une correspondance entre une fine couche de particules gelées et des précipitations intenses. Deux limitations de cette technique apparaissent alors puisque les nuages cirriformes (constitués de particules gelées) ne

précipitent pas, et que des pluies peuvent être produites, sous les tropiques, par des nuages chauds. Ainsi, les algorithmes basés sur la diffusion et l'absorption du rayonnement micro-onde pour la détermination des précipitations ne sont pas encore tout à fait fiables.

Ce type de capteur micro-onde n'est pas encore embarqué à bord de satellites géostationnaires puisque la technologie actuelle ne permet pas de concevoir des capteurs de tailles raisonnables avec une résolution spatiale suffisante. Les seuls satellites pouvant les embarquer sont les satellites défilants qui leur confère une faible fréquence d'échantillonnage temporel et une résolution spatiale médiocre (quelques dizaines de km). C'est pour cette raison que nous ne développerons pas par la suite les méthodes basées sur les micro-ondes, puisque l'estimation des pluies à des échelles temporelles réduites est impossible avec les satellites à défilement actuels ; leur nombre est insuffisant pour fournir des observations à cadence élevée.

1.3. Classification des méthodes d'estimation des pluies

Pour classer les méthodes d'estimation des pluies, plusieurs critères sont disponibles. En effet, le domaine d'utilisation spatial et temporel des techniques peut permettre une classification, mais le type d'analyse effectuée, le principe des méthodes, le domaine d'application, les données utilisées peuvent aussi servir de critères pour une taxonomie. Plusieurs revues et historiques des méthodes ont déjà été effectués. La plus connue est celle de Barrett et Martin (1981), mais Martin et Scherer (1973) avaient déjà fait une synthèse des méthodes existantes quelques années auparavant. Barrett (1984) résume les différentes méthodes d'estimation des pluies par satellite, en présentant les principaux chefs d'applications, les satellites et les différents capteurs utilisés.

Dans les paragraphes qui suivent, nous allons répertorier les principales techniques existantes que nous expliciterons et que nous classerons suivant leur principe de fonctionnement. Dans cette partie, nous nous limiterons aux techniques faisant appel aux capteurs visible et infrarouge.

1.3.1. Méthodes à indices nuageux

La première catégorie, définie par Barrett (1981), regroupe les méthodes basées sur l'analyse visuelle des images (néphanalyse) et l'attribution de coefficients à chaque type de nuage. La technique BIAS (Bristol/NOAA InterActive Scheme) a été développée en 1970 dans un but climatologique (Moses, 1985) et a été améliorée pour fournir des estimations utilisables en agronomie pour la prévision des récoltes (Barrett, 1984).

La pluie est donnée par la relation :

$$R = f(Ct, Ca, Sw, Mc),$$

où :

R : pluie cumulée sur 12 heures,

Ct : type de nuage,

Ca : surface de chaque type de nuage,

Sw : coefficient de pondération synoptique (météorologique),

Mc : coefficient de pondération morpho-climatique.

Une autre méthode, basée sur le même principe, a été développée au NESS (National Environment Satellite Service) par Follansbee (1973). Cette relation, liant les types de nuages à la pluviométrie journalière, est basée sur la formule empirique suivante décrite par Barrett (1981) :

$$R = (k_1 A_1 + k_2 A_2 + k_3 A_3)/A_0,$$

où :

A₀ : surface totale de la masse nuageuse,

A₁, A₂, A₃ : surface couverte par les trois types de nuages (cumulo-nimbus, cumulus congestus, nimbo-stratus),

k₁, k₂, k₃ : coefficients empiriques fixes.

La technique développée à l'ESOC (Turpeinen *et al.*, 1986, 1987) prend en compte l'humidité de la haute troposphère, grâce aux informations fournies par le canal vapeur d'eau (6,3 μm). L'indice "EPI" (Esoc Precipitation Index) tient compte de l'humidité de la haute troposphère stratifiée en trois classes (EPI humide, EPI normal, EPI sec). Il est calculé à l'intérieur de segments (32 x 32 pixels infrarouge) et prend en compte la fraction des pixels ayant une

température inférieure à 235 K comptée toute les trois heures dans chaque segment suivant la méthode définie par Arkin (1979).

1.3.2. Méthodes prenant en compte le cycle d'activité des nuages

Ces méthodes sont basées sur l'analyse du cycle d'activité des nuages convectifs et nécessitent des images de satellites géostationnaires.

La première méthode de ce type a été développée par Griffith *et al.* (1978). Elle est basée sur l'existence de relations liant l'aire de l'écho radar à l'aire du nuage qui varient en fonction de l'évolution du nuage.

Les différentes étapes pour l'établissement de la méthode sont les suivantes :

- détermination de l'aire des nuages (A_c) délimitées par l'isotherme -20°C sur une séquence d'images ainsi que de leur surface maximale (A_m),

- détermination de l'aire de l'écho radar (A_e) sur toutes les images ainsi que de l'aire maximale (A_{em}),

- détermination d'une courbe empirique liant A_e/A_m et A_c/A_m suivant les valeurs de A_m (figure 2.6),

- une deuxième relation est utilisée pour convertir les aires des échos radar en volumes de pluie :

$$r_v = I A_e,$$

où :

r_v : volume de pluie par heure ($\text{mm}^3.\text{h}^{-1}$),

I : volume de pluie par heure et par kilomètre carré ($\text{m}^3.\text{h}^{-1}.\text{km}^{-2}$),

A_e : aire de l'écho radar (km^2).

La valeur de I est déterminée, pour un lieu géographique donné, à l'aide d'un radar et d'un réseau de pluviographes. Elle varie suivant le sens d'évolution des échos.

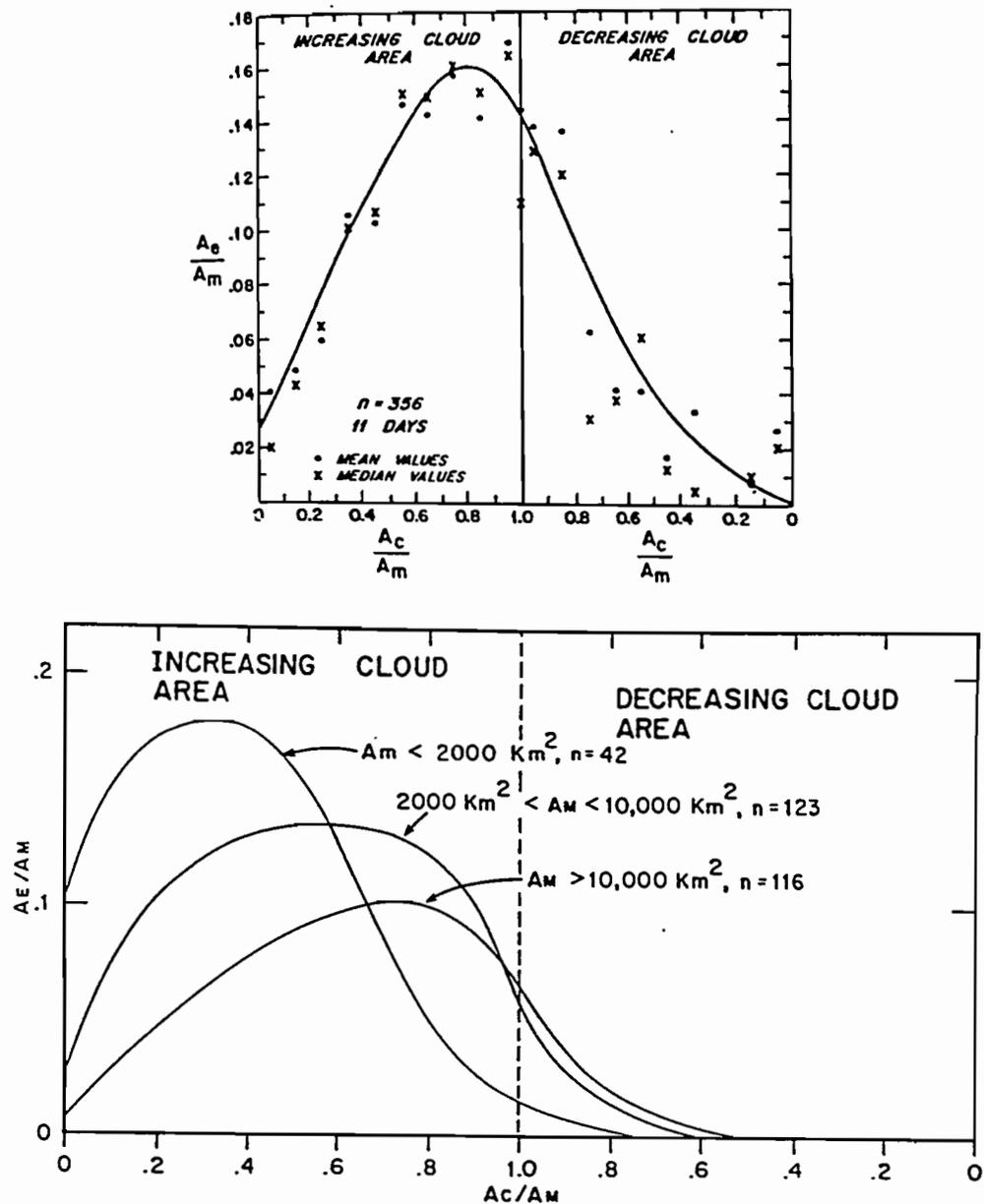


Figure 2.6 : Relations entre l'aire du nuage (A_c) et l'aire de l'écho radar (A_e). A_m représente le maximum relatif de l'aire du nuage. (en haut) aire du nuage déterminée avec le canal visible, (en bas) avec l'infrarouge (d'après Griffith *et al.*, 1978).

La méthode consiste donc à mesurer la surface d'un nuage au cours du temps, à repérer la surface maximum et à en déduire l'aire de l'écho radar à l'aide de la courbe. L'étape suivante est la

conversion de la surface de l'écho en intensité de pluies avec la relation précédente ($r_v = I A_e$). Lorsque cette procédure a été effectuée sur toute la séquence d'image, une estimation du volume total de pluie produit par le nuage peut être obtenue.

La figure 2.7 représente l'organigramme de la méthode automatique qui a été utilisée pendant et après l'expérience GATE.

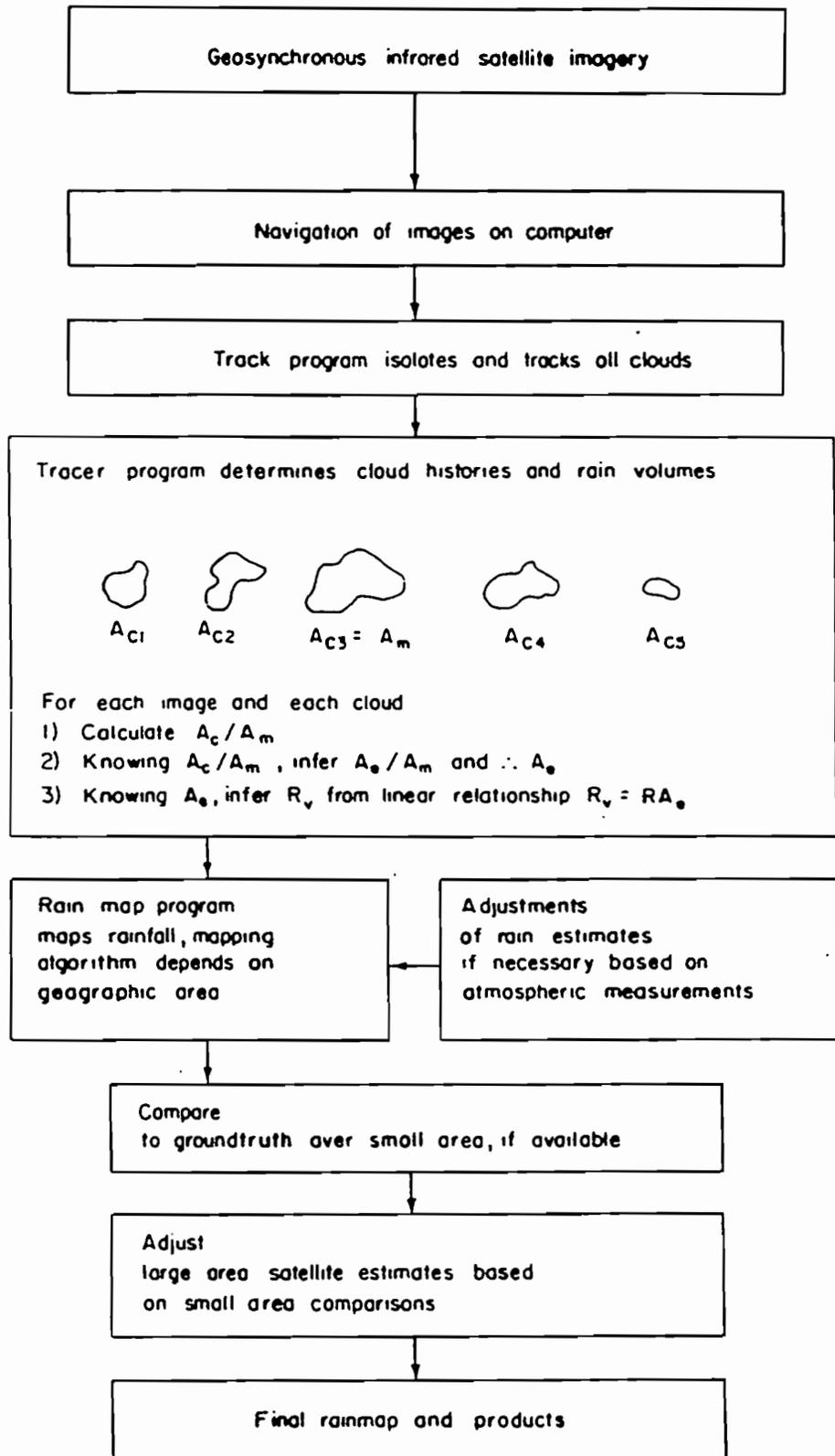


Figure 2.7 : Organigramme de la méthode automatique de Griffith et Woodley.

Stout *et al.* (1979) ont développé une technique d'estimation des pluies basée sur la relation suivante :

$$R = a_0 A + a_1 \frac{dA}{dt},$$

où :

R : intensité volumique des précipitations,

$\frac{dA}{dt}$: variation de la surface du nuage entre deux images,

A : surface du nuage au dessus d'un seuil de température ou de brillance,

a_0, a_1 : coefficients empiriques.

La méthode est basée sur l'existence d'une ressemblance de forme entre l'évolution de l'aire d'un nuage convectif déterminée par un seuillage dans l'infrarouge ou le visible, et l'intensité volumique de pluie déterminée par radar (figure 2.8).

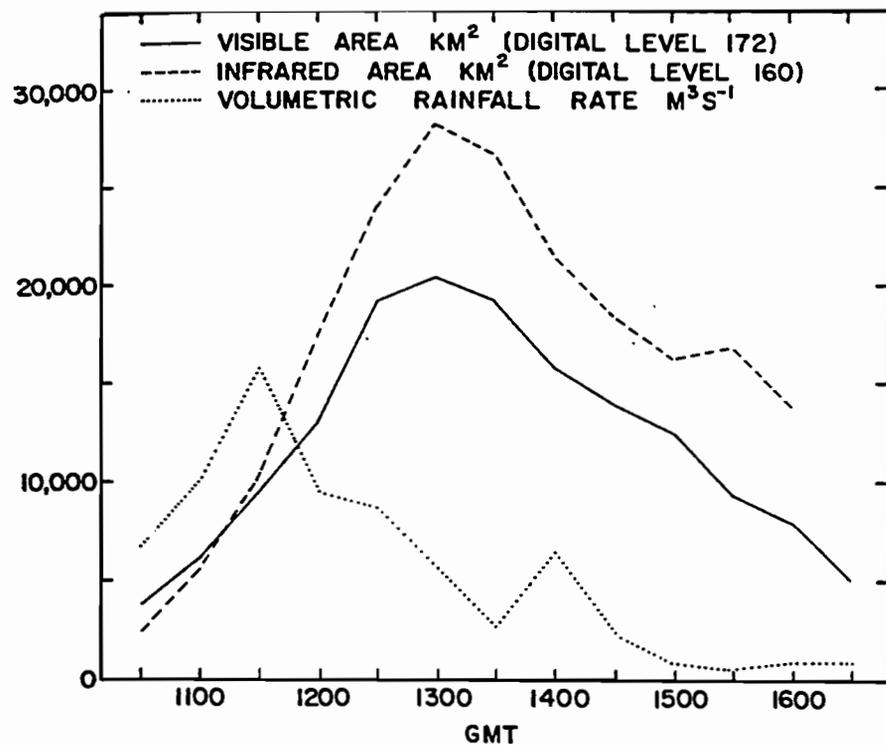


Figure 2.8 : Evolution temporelle de la surface (mesurée dans le visible et l'infrarouge) d'un Cumulo-nimbus et de l'intensité volumique de pluie (mesurée par radar) (d'après Stout *et al.*, 1979).

Thiao (1988) utilise un indice de convection, défini par Szejwach *et al.* (1978), calculé à partir de données horaires, qu'il compare avec l'évolution du volume d'eau produit par chaque amas

nuageux suivi. L'évolution temporelle du volume d'eau produit par un nuage est obtenue en faisant une hypothèse sur la répartition temporelle des précipitations sous le nuage, puisque seules des données pluviométriques sont disponibles. L'équation utilisée est de la forme (Thiao *et al.*, 1990) :

$$p = a V + b/V dV/dt + c,$$

où :

p : précipitation,

V : indice volumique du nuage,

a, b, c : coefficients de la régression linéaire.

Scofield (1984, 1987) présente une méthode interactive d'estimation des pluies, qui fournit des estimations semi-horaires ou horaires à l'aide d'images visibles et infrarouges. La technique est développée pour les phénomènes de convection profonde. Les estimations sont obtenues en observant les changements de caractéristiques des nuages entre deux images consécutives et en repérant les parties actives des nuages, en faisant appel à des techniques de traitement d'images simples et à une néphanalyse. La méthode prend en compte des informations de radiosondage pour aboutir à l'estimation de la quantité d'eau précipitée.

Kouakou (1989) propose une méthode d'estimation des pluies, appliquée aux systèmes convectifs des régions tempérées, prenant en compte le cycle d'activité du nuage d'une manière particulière. L'indice d'activité $I(t) = S_F(t)/S_N(t)$ représente la proportion de pixels froids sur l'ensemble de la surface nuageuse. $S_F(t)$ représente la surface froide du nuage et est déterminée à partir du seuil $T_{min} + 5$ (T_{min} : température minimale). $S_N(t)$ représente la surface totale du nuage et est déterminée à partir du seuil -30°C . La surface efficace $S(t)$ est déterminée à partir du seuil $T_{min} + 10$. Le cycle de vie des nuages est pris en compte par $I(t)$. En effet, dans la phase de croissance, le nombre de pixels très froids par rapport à la surface totale est supérieur à celui de la phase de décroissance.

L'équation proposée pour aboutir à l'estimation de la quantité de précipitation totale du nuage au cours du temps ($R(t)$) tient compte de la surface efficace et de l'indice d'activité :

$$R(t) = K (1 + k I(t)) S(t).$$

1.3.3. Méthodes statistiques

La méthode de Lovejoy and Austin (1979b) consiste à pointer, sur un histogramme bidimensionnel infrarouge-visible, le nombre d'occurrences de pluie-non pluie, en prenant comme référence la pluie mesurée par radar. Elle permet d'étendre la détermination des zones de pluie/non pluie en dehors de la portée du radar mais ne permet pas de leur attribuer une intensité de précipitation.

La méthode d'estimation des pluies, élaborée à Lannion, est actuellement appliquée en temps réel sur l'ensemble des pays du CILSS.

La formule actuelle, qui permet d'obtenir des estimations, pour des périodes allant de la décade à la saison des pluies, est la suivante :

$$Pe = a \text{ Occ} + b \text{ Ts}_{\text{max}} + c \text{ Lat} + \text{Cte},$$

où :

Pe : pluie estimée en mm,

Occ : nombre d'occurrences des nuages à sommet froid inférieur à -40°C ,

Ts_{max} : température maximale déterminée avec le canal infrarouge de Météosat,

Lat : latitude.

Le paramètre latitude ne reflète pas les variations locales des paramètres météorologiques (température et humidité de l'air). Cependant, il peut être remplacé par la température de l'air (T_a), déterminée à partir des analyses du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme de Reading (CEPMMT).

Les auteurs soulignent qu'il n'existe pas une relation valable pour l'ensemble de la zone et qu'il est nécessaire de segmenter la zone en régions homogènes (Carn et Lahuec, 1987). A cet effet, deux indices ont été définis pour rendre compte de l'efficacité des nuages ($P_{cb} = \Sigma \text{ Pluie} / \Sigma \text{ Occ}$) (Lahuec *et al.*, 1986) et des réactions thermiques du sol ($P_{vt} = \Sigma \text{ Pluie} / \Sigma \text{ Ts}_{\text{max}}$).

Le groupe TAMSAT de Reading (Milford et Dugdale, 1989) utilise l'indice CCD (Cold Cloud Duration) au dessus d'un certain seuil de température pour fournir des estimations sur 10

jours. Les coefficients des relations sont calculés sur les années antérieures ce qui induit une erreur supplémentaire quand on sait que ces coefficients ne sont pas stables d'une année sur l'autre (Carn *et al.*, 1989). Dugdale *et al.* (1986) ont étudié les relations entre les CCD et les pluies cumulées sur 24 heures sur une surface de 200 x 200 km² ; ils en concluent que ce type d'approche ne permet pas d'attribuer une quantité de pluie mais permet de déterminer les jours avec ou sans pluie. D'autre part ils ont établi une relation entre le pourcentage de points de grille ayant des CCD nuls et la moyenne des CCD sur la grille. La relation montre que pour les fortes valeurs moyennes de CCD sur la grille, le pourcentage de points avec des CCD nuls diminue fortement. Ceci peut permettre de déterminer le pourcentage de points de la grille qui restent sans pluie.

Wu *et al.* (1985) proposent une méthode d'estimation des pluies basée sur une technique de reconnaissance de forme, qui permet de séparer la pluie en trois classes (pas de pluie, faible pluie, pluie importante). Les caractéristiques radiométriques (minimum, maximum, moyenne) dans les canaux visible et infrarouge ont été utilisées ainsi que des caractéristiques texturales (contraste, second moment angulaire, entropie) calculées dans des régions de 20 x 20 km².

Martin et Howland (1986) définissent une méthode interactive pour l'estimation des pluies, basée sur l'observation des images visibles et infrarouges pour déterminer la pluviométrie aux noeuds d'une grille. La pluie horaire est découpée en trois classes (faible, moyenne, forte), et l'estimation journalière est obtenue par :

$$R = r_0 + r_1 f_1 + r_2 f_2 + r_3 f_3,$$

où :

f_1, f_2, f_3 : fréquence d'assignation de la pluie dans chaque classe pendant 24 heures,

R : pluie journalière estimée,

r_1, r_2, r_3 : intensité constante de pluie attribuée à chaque classe de pluie,

r_0 : terme correcteur.

Les coefficients (r_i) sont déterminés par une régression linéaire multiple en comparant les estimations satellites avec les valeurs de pluies aux noeuds, interpolées à partir des postes pluviométriques.

1.3.4. Méthodes paramétriques : avec mesures météorologiques

Gruber (1973) estime la pluie dans les régions de convection active en utilisant la paramétrisation de Kuo (1965). La pluie est donnée par le modèle suivant :

$$P = S Q_1 / Dt,$$

où :

P : pluie par unité de temps,

S : fraction recouverte par le nuage convectif,

Q_1 : quantité d'humidité nécessaire pour réchauffer la colonne d'air jusqu'à la valeur d'humidité et de température de l'adiabatique humide du nuage,

Dt : durée de vie du nuage convectif.

Les mesures montrent que les paramètres Q_1 et Dt sont peu variables d'un événement à l'autre ; ce qui permet une estimation directe de la pluie par la simple mesure de S (déduite par satellite).

Richards *et al.* (1980) signalent qu'une méthode développée dans une région ne peut pas être appliquée directement dans une autre. Wylie (1979) utilise un modèle unidimensionnel de convection (Simpson et Wiggert, 1969) pour expliquer les différences observées dans les taux de précipitations rencontrés dans la région de Montréal. Le modèle est alimenté à partir des données de radiosondages, et décrit de façon précise les processus de développement des précipitations. Le modèle doit servir à quantifier les différences environnementales des différents types de nuages. Le but poursuivi est d'utiliser, dans les zones extratropicales, les méthodes d'estimation des pluies développées pour les zones tropicales. Une étude similaire a été effectuée par Griffith (1981) pour utiliser, dans les hautes plaines des Etats-Unis, les techniques d'estimation des pluies développées en Floride.

1.3.5. Méthodes post-événement

Dans cette catégorie sont classées les méthodes qui prennent en compte l'état de la surface après le passage d'un événement pluvieux. Pour des raisons de temps de réponse du sol et de la

végétation, et compte tenu des difficultés pour obtenir les paramètres du sol à partir de l'espace (corrections atmosphériques), ce type de méthode n'est envisageable que sur de grandes périodes.

Selon Seguin (1983), la mesure de la température de surface, déterminée par satellite, peut être un bon indicateur de l'état hydrique du sol. D'autre part, Moore (1983) et Rosenthal *et al.* (1982) ont trouvé une corrélation entre l'indice de précipitation antérieure (A.P.I) et la différence de température de surface observée entre deux dates. Assad (1987) propose une méthode basée sur la thermographie infrarouge pour la mesure des températures de surface afin de les relier à l'humidité du sol et à l'évapotranspiration du couvert ; cette méthode permet aussi d'estimer la pluviométrie en combinant les données radiométriques avec des mesures pluviométriques. Nègre *et al.* (1988) étudient la relation entre la température moyenne du sol (T_s) et la pluviométrie cumulée (Σp) pour les saisons des pluies de 1984 à 1986 au Sénégal. Gutman (1990) utilise des données infrarouges de l'après-midi, issues de satellites à orbite polaire, pour suivre les zones de sécheresse. Les résultats montrent que cette dernière méthode fonctionne mieux que les indices de végétation classiques pour déterminer les changements interannuels d'humidité de la surface.

2. LES PROBLEMES DE L'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE A DES ECHELLES SPATIO-TEMPORELLES REDUITES

Comme nous venons de le voir, les capteurs satellitaires actuels ne fournissent pas une estimation directe de la pluviométrie. Par ailleurs, en ce qui concerne les capteurs visible et infrarouge, aucune relation physique connue ne relie le signal satellitaire aux précipitations. L'étalonnage est donc une étape nécessaire. Ce dernier point est crucial puisqu'il conditionne la validité des estimations. Pendant longtemps, les méthodes d'estimation étaient calibrées à l'aide de données ponctuelles. Plusieurs études ont montré le manque de représentativité des données ponctuelles quand elles sont comparées à des mesures satellitaires (Flitcroft *et al.*, 1986 ; Flitcroft *et al.*, 1989 ; Griffith, 1987).

Austin (1988) indique qu'il n'existe aucun moyen actuel précis pour mesurer la distribution spatio-temporelle des précipitations. Ainsi, la combinaison de plusieurs données (satellite, radar, pluviographe) implique la combinaison de plusieurs mauvaises estimations de la pluie pour en déduire une meilleure estimation possible de la réalité. Il propose de considérer qu'une série de données 3-D d'un radar représente une répartition spatio-temporelle de la pluie qui aurait pu exister. Cette répartition peut alors être modifiée en fonction des caractéristiques d'échantillonnage, d'intégration et du rapport signal/bruit de chaque instrument utilisé. Ainsi, l'influence des instruments de mesure peut être observée sans faire de suppositions sur les propriétés statistiques des champs de pluies.

Par ailleurs, l'échantillonnage temporel des satellites représente un problème supplémentaire puisque l'information satellitaire instantanée est comparée à une mesure quasi-continue cumulée sur une période longue, issue d'un pluviographe ou d'un pluviomètre. Dans le cas de satellites défilants, l'erreur d'échantillonnage, pour des estimations sur une période de plusieurs semaines, et pour une surface de 400 km de côté, est inférieure à 10 % (Mc Connell, 1987). Il est clair que pour des estimations à des pas de temps journaliers, les données des satellites géostationnaires sont les seules utilisables. Augustine *et al.* (1981) ont montré l'influence d'une dégradation de la résolution des images du satellite SMS pour des estimations sur une zone de 8° de latitude par 12° de longitude sur des périodes de 54 heures. Les estimations faites avec des données de résolution spatiale : 1/3° et résolution temporelle : 1 h induisent des estimations inférieures de 10% à celles réalisées avec des données pleine résolution (résolution spatiale : 1/15° et résolution temporelle : 30 mn).

Le dernier problème, et pas le moindre, est le fait que le signal satellitaire ne donne pas une information complète sur la pluie ; il y a en effet une variation importante des précipitations avec un même indice nuageux, d'un événement à un autre, et d'un point à un autre. Ceci veut dire qu'il y a des informations dans le nuage auxquelles le satellite n'a pas accès (micro-physique et dynamique interne au nuage). Ainsi, le satellite est plus apte à estimer les surfaces touchées par la pluie qu'à déterminer les intensités des précipitations (Lovejoy et Austin, 1979a).

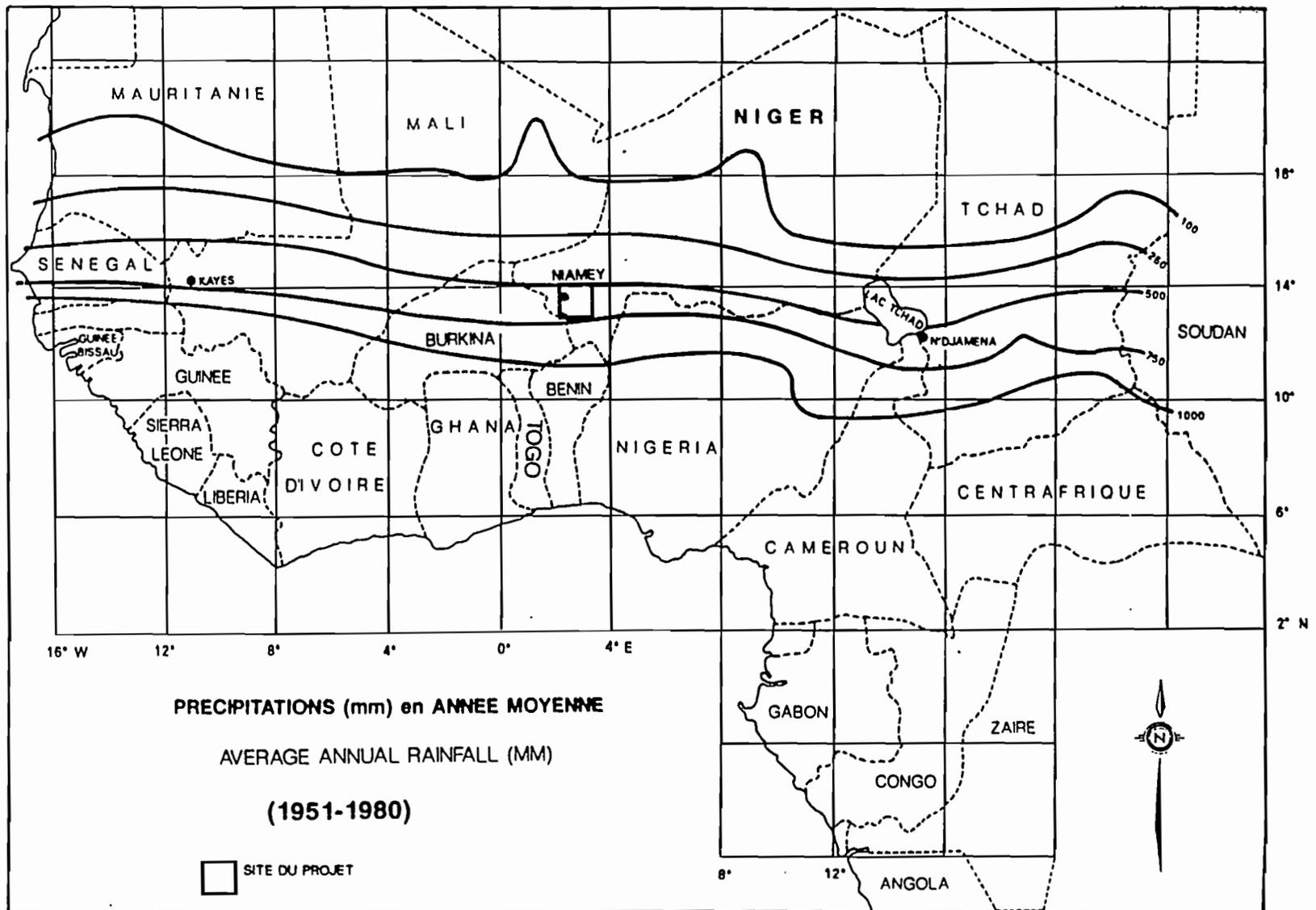
3. LE DISPOSITIF DE MESURE EXPERIMENTAL DE L'EXPERIENCE EPSAT-NIGER : DEGRE-CARRE DE NIAMEY

3.1. Présentation de la zone d'étude

La zone d'intérêt englobe la bande Sahélo-soudanienne, et se situe entre les isohyètes interannuelles 100 et 1000 mm (figure 2.9). Cette zone représente la région de transition entre le désert (Sahara) au nord et les savanes humides du sud. Le dispositif de mesure expérimental est approximativement un carré de 110 x 110 km de côté, situé dans la république du Niger. Cette zone d'étude a été choisie d'une part, pour son relief peu marqué, pour sa situation entre les isohyètes interannuelles 400 et 750 mm qui sont représentatives de la pluviométrie de la bande Sahélo-soudanienne et d'autre part pour les infrastructures dont disposait Niamey (radar météorologique, station de radiosondage, Centre AGRHYMET, Université de Niamey, Directions techniques, Mission ORSTOM au Niger...).

D'après la climatologie établie par Hamilton et Archbold (1945), le degré-carré de Niamey se trouve dans la zone C et plus précisément dans la zone C1 qui correspond à la région où circulent les ondes d'est qui sont parfois associées aux lignes de grains. La bande Sahélo-soudanienne est située dans les zones B et C1, où les perturbations orageuses mobiles et les orages convectifs isolés contribuent à la majeure partie des précipitations puisque les pluies de mousson ne touchent que très rarement la zone C1 et jamais la zone B.

Figure 2.9 : Présentation de la zone d'étude et situation du site expérimental.



3.2. Historique du réseau de pluviographes et lien avec nos travaux

Le réseau de pluviographes de Niamey n'a pas cessé d'évoluer depuis son élaboration en 1988 (Hoepffner *et al.*, 1989). Les données obtenues en 1988 étaient incomplètes (37 pluviographes) et ne permettaient pas une étude détaillée des précipitations. Cependant, elles ont permis de mettre en évidence une relation entre la température minimale atteinte en un point par un nuage et la quantité de pluie cumulée sur l'averse (Arnaud *et al.*, 1990). En 1989, le réseau de pluviographes a été complété et comportait 79 pluviographes, ce qui a permis de compléter l'étude précédente en prenant en compte les pluies spatialisées (Arnaud et Thauvin, 1990). Cependant la saison des pluies 1989 reste une pré-campagne à cause des données manquantes, dues à l'installation tardive de certains de ces appareils. De ce fait, la validation sol est assez limitée pour l'estimation à l'échelle du ou de quelques pixels Météosat, mais par contre, elle donne une assez bonne représentation de la pluie à l'échelle du degré-carré. Les données de la campagne 1990 (Lebel *et al.*, 1990) auraient été plus adéquates pour la validation à petite échelle, mais le temps imparti pour la thèse n'était pas suffisant pour mener à bien une telle étude ; quand les données de la saison 1990 ont été disponibles, nous avons déjà commencé l'étude de la dynamique des amas nuageux pour la saison des pluies 1989. En 1991, le nombre de pluviographes du réseau a augmenté jusqu'à 103. L'utilisation conjointe du radar bande C et de ce réseau dense (figure 2.10) offre un moyen de validation unique en Afrique (Lebel *et al.*, 1992 ; Lebel, 1991). Néanmoins, les données du radar n'ont pu être exploitées en 1988, puisque la numérisation du radar n'a eu lieu qu'en 1989. En ce qui concerne les données 1989, des problèmes d'alimentation et de sensibilité du radar n'ont pas permis l'utilisation de celui-ci pour l'étalonnage systématique des données satellitaires.

3.3. Description du réseau utilisé dans notre étude

Le réseau utilisé dans cette étude est présenté sur la figure 2.10. Les symboles (*) représentent les stations déjà présentes au 4 août 1989 et les symboles (o) représentent les stations qui ont été installées à partir de cette date jusqu'en octobre 1989, fin de la saison des pluies. De ce fait, le nombre de stations utilisées pour l'étalonnage des relations augmente au fur et à mesure du déroulement de la saison des pluies. La maille de base du réseau est de 1 poste pour une surface de

13x13 km, correspondant environ à la surface de 3x3 pixels infrarouges du satellite Météosat. Au centre du réseau se trouve une zone plus instrumentée ("la cible") qui permet de mesurer la variabilité de la pluie sur de petites distances. La description du réseau complet, en 1990, est donnée par Lebel *et al.* (1990).

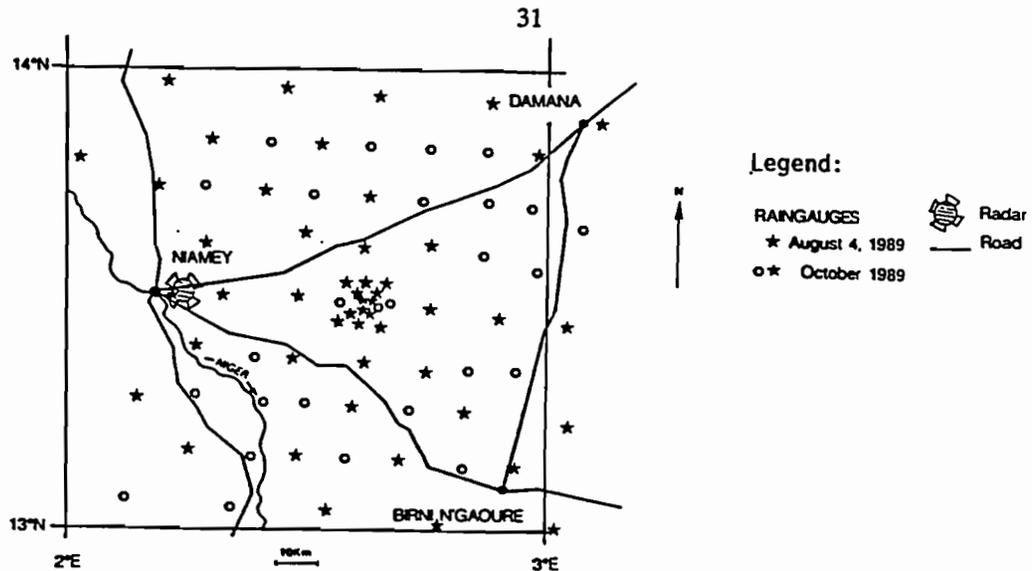


Figure 2.10 : Le réseau de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger. Les symboles (*) représentent les stations déjà présentes au 4 août 1989 et les symboles (o) représentent les stations qui ont été installées à partir de cette date jusqu'en octobre 1989.

4. RECHERCHE DE PARAMETRES RELIES AUX PRECIPITATIONS

L'objectif final de l'étude est la mise au point d'une méthode opérationnelle, donc peut consommatrice en temps de calcul, qui puisse fournir des estimations de la pluie à l'échelle de quelques pixels Météosat pour la durée d'une averse ; cet objectif est très ambitieux puisqu'il n'existe aucune méthode actuelle qui approche cet objectif.

La première façon de faire consiste à résumer l'activité du nuage par un indice simple afin de le comparer aux pluies mesurées cumulées sur l'événement. Une autre possibilité consiste à

comparer les intensités de pluies mesurées aux pluviographes avec les informations correspondantes sur les images.

Cependant, cette dernière méthode présente plusieurs inconvénients pour une application opérationnelle :

- le calage temporel des deux types de données est imprécis à cause des dérives temporelles de certains appareils de mesures (pluviographes), dues aux variations brutales des températures et à la faible fiabilité des sources d'alimentation dans ces conditions climatiques extrêmes.

- ce type d'information (intensité de pluie) n'est pas utile en lui même pour les utilisateurs, et il faut donc cumuler ces données pour accéder au total sur l'événement, avec des problèmes d'interpolations temporelles supplémentaires.

D'autre part, Adler et Mack (1984) signalent que les relations entre la hauteur des nuages mesurée par radar et les intensités des précipitations sont bonnes, mais qu'elles varient considérablement d'un événement à l'autre et aussi d'une zone climatique à une autre. Milford et Dugdale (1989) signalent la dépendance de leurs relations pluies-CCD (Cold Cloud Duration) avec la latitude et la situation de l'événement dans la saison des pluies. Ceci implique qu'une méthode développée dans une zone ne peut pas être directement appliquée dans une zone climatique voisine ou/et tout au long de la saison des pluies. Ainsi, un nouvel étalonnage est nécessaire ou, comme le préconisent Adler et Mack, un modèle de nuage, prenant en compte les variables environnementales, doit être mis en oeuvre. Par ailleurs, les mesures météorologiques ne sont, ni en nombre, ni en densité suffisantes pour paramétrer un modèle de nuage sur une grande étendue. Toutefois, un modèle unidimensionnel simple pourrait, à partir d'observations d'un radiosondage, fournir quelques caractéristiques des nuages susceptibles de se développer localement (deux radiosondages "OHTU et 12HTU" ont lieu à l'aéroport de Niamey). Dans le Sahel, les mesures pluviographiques ne sont pas disponibles partout, rendant l'étalonnage impossible à une échelle temporelle inférieure à la journée ou à l'averse. Ainsi, l'estimation des pluies journalières est l'échelle la plus fine qu'il soit envisageable d'étudier pour une application opérationnelle en Afrique de l'ouest.

A notre connaissance, les méthodes qui attribuent une intensité de précipitation, pour un nuage sur une image donnée, sont basées sur un étalonnage à partir de comparaisons d'images satellite et de clichés radar. Ce n'est qu'après la détermination de la pluie que des validations sont faites en comparant les estimations par satellite et les mesures pluviographiques (Griffith, 1987). En 1989, sur le degré-carré de Niamey, ce type d'approche n'était pas envisageable puisque le radar n'était pas opérationnel.

Pour les raisons précédentes, nous chercherons donc un indice qui soit relié au cumul des précipitations pour un événement donné et nous n'utiliserons pas l'information temporelle des pluviographes pour l'étalonnage de nos méthodes.

4.1. Comparaison de l'évolution temporelle de la pluie et de la nébulosité sur un pixel

Afin de trouver des paramètres, dans le canal infrarouge, qui soient reliés aux précipitations, à l'échelle du pixel Météosat, et pour la durée d'une averse, nous avons observé l'évolution temporelle de la température du nuage sur un pixel et l'évolution conjointe de la pluie à un pluviographe situé sous ce pixel au cours de la saison des pluies 1988 (Arnaud *et al.*, 1990). Le type d'évolution de la température du nuage ne semble pas relié à la pluie. D'autre part, sur les quelques événements de l'année 1988 qui ont été étudiés, le type d'évolution de la nébulosité en un pixel ne nous a pas permis de distinguer systématiquement les orages isolés et les lignes de grains. Il semblerait toutefois que la partie du hyétoGRAMME correspondant à la pluie stratiforme soit associée à des températures supérieures à celles de la partie convective. Les figures 2.11 et 2.12 donnent deux exemples d'évolution conjointe de la pluie et de la température. D'après les graphiques, il semble illusoire de vouloir comparer une intensité de précipitation déterminée en un point par un pluviographe à une température observée par le satellite, afin de reconstituer la pluie totale de l'événement à des échelles spatiales de quelques dizaines de km². Par contre, pour les événements traités, il semblerait que la température minimale atteinte par le nuage en un point, au cours d'un événement, soit représentative de la pluie produite au cours de cet événement. Pour nous en assurer, nous avons fait un traitement systématique qui consiste à comparer la température minimale en un

pixel avec le cumul pluviométrique de la station correspondante (Arnaud *et al.*, 1990). En même temps, nous avons testé l'efficacité d'indices déjà existants, généralement utilisés pour des échelles temporelles supérieures (Ba, 1990), à des petites échelles spatiales et temporelles.

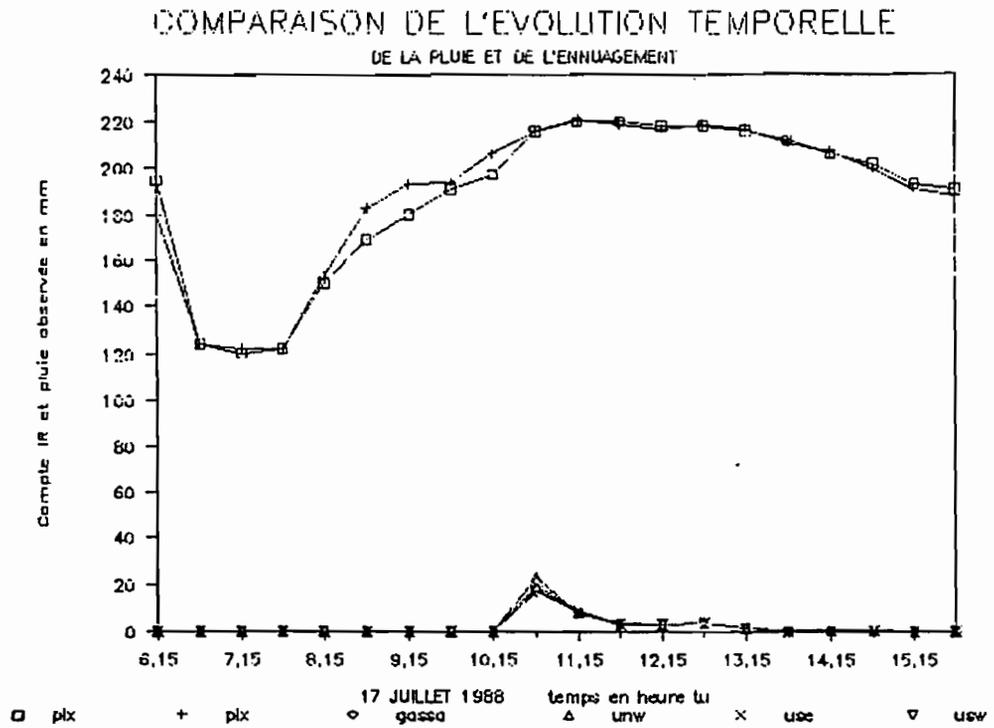


Figure 2.11 : Evolution temporelle de la pluie (cumulée sur 1/2 heure) et de la nébulosité pour l'événement du 17 juillet 1989.

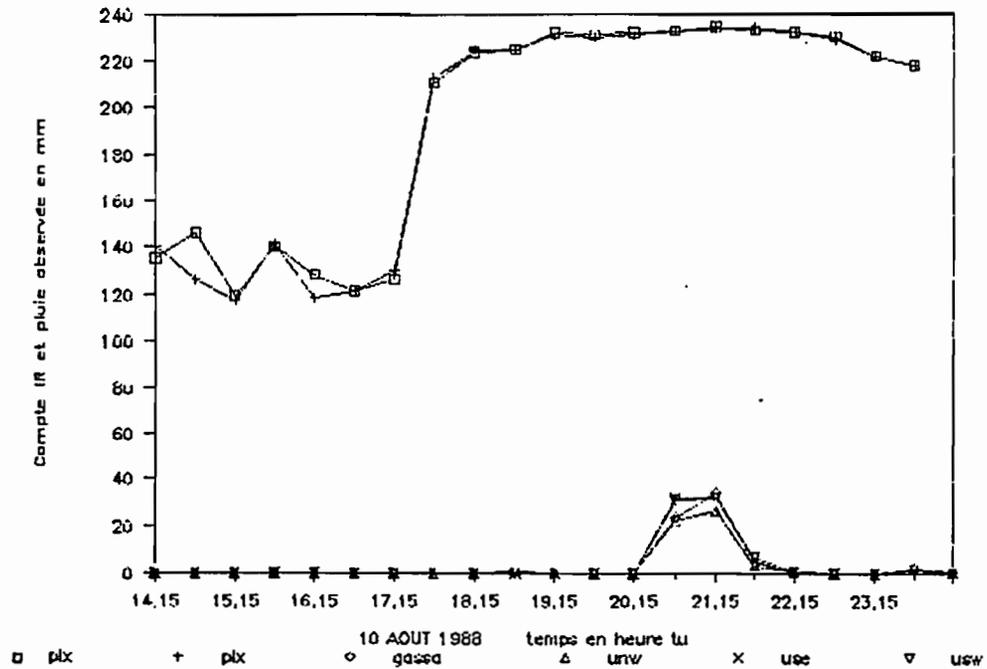


Figure 2.12 : Evolution temporelle de la pluie (cumulée sur 1/2 heure) et de la nébulosité pour l'événement du 10 août 1989.

Dans la prochaine partie, nous étudierons donc la relation entre ce nouvel indice (température minimale) et la pluie, ainsi que la possibilité d'estimer les pluies avec les indices déjà connus : nombre d'occurrences des nuages à sommet froid, température moyenne des nuages. Un autre indice représentant la variabilité de la température du nuage sera aussi testé.

5. ETUDE DE DIVERS INDICES SATELLITAIRES POUVANT ETRE RELIES AUX PRECIPITATIONS A DES ECHELLES SPATIO-TEMPORELLE REDUITES.

5.1. Signification des indices proposés

Pour une averse en régime sahélien, la partie convective est très importante et représente une grande partie de l'averse. En règle générale, la partie convective dure moins d'une heure. Elle est repérable sur les images et est représentée par la partie la plus froide de l'évolution de la température du nuage au cours du temps. Negri *et al.* (1987a) ont montré que les précipitations les

plus intenses avaient lieu au moment où le nuage atteignait sa température minimale. Ceci s'explique si on suppose que l'activité de la convection est reliée à la température minimale et que la convection est reliée à la production de pluie ; alors, la température minimale "Tmin" est reliée à la pluie. L'indice "Tmin" est un indicateur, non seulement de la pluie convective, mais aussi, indirectement, de la pluie stratiforme. En effet, Houze (1988) a montré une liaison entre les deux phénomènes (la partie convective alimentant la partie stratiforme) (Cf. paragr. 1.1).

Le deuxième indice utilisé "Occ", nombre d'occurrence des nuages à sommet froid, est un indicateur de la présence des nuages. Le seuil -40°C est le plus souvent employé dans ces régions mais il englobe souvent des nuages qui ne précipitent pas. En effet, après la partie convective (pluie convective) d'un événement pluvieux, il y a la traîne (pluie stratiforme) qui peut représenter la moitié des pluies totales pour un événement donné. Cette traîne active peut être suivie par des nuages hauts non précipitants présentant des températures parfois inférieures à -40°C . Le canal visible pourrait permettre de les distinguer puisque, étant fins, ces nuages présentent un faible albédo (Cf. paragr. 1.2)

L'indice "Tmoy" représente la moyenne de la température du nuage en un point de la zone d'étude, calculée à partir du moment où un pixel est plus froid que -40°C et jusqu'à ce que plus aucun pixel inférieur au seuil ne soit présent sur la zone d'étude.

L'indice "Vari" nous donne une représentation de la variabilité de la température en chaque point ; c'est l'écart-type par rapport à la moyenne de la nébulosité. Il donne une information sur l'évolution de la température d'un pixel.

5.2. Définition et méthode de calcul des indices sur les images

Dans un premier temps, nous repérons le début et la fin de la pluie à l'aide des données pluviographiques, et nous convertissons les heures ainsi repérées en slot pour identifier les images correspondantes ; le traitement commençait donc au premier slot, ainsi défini, et se terminait au dernier. Avec cette méthode, nos indices étaient très dépendants des informations issues des

pluviographes et la connaissance de la pluie au sol était indispensable pour définir les heures de début et de fin des événements. Dans l'optique de rendre la méthode opérationnelle, nous avons décidé de définir l'encadrement de l'événement sur notre zone d'étude à partir des seules observations satellitaires. La connaissance des heures des pluies au sol nous permet de choisir les jours que nous allons traiter.

Pour tous nos indices, le traitement commence dès que l'événement arrive sur la zone d'étude et se poursuit jusqu'à ce que ce même événement ait quitté la zone. Plus précisément, le début d'un événement est défini comme étant l'image pour laquelle au moins un pixel du degré-carré est à une température inférieure à -40°C , et la fin lorsque tous les pixels de la zone dépassent ce même seuil. Pour la plupart des cas, le début de l'averse correspond bien avec l'image choisie. En effet, pour les amas nuageux mobiles qui sont nés en dehors de la zone, la pluie commence sous le front avant du nuage, qui, le plus souvent, est très abrupt ; un seuillage à une température plus froide que celle du sol indique donc le commencement de la pluie. Par contre, la détection de la fin de l'événement au sol à partir des images satellitaires n'est pas systématique avec le seuil de -40°C . En effet, la pluie au sol est finie bien avant que la température ne dépasse -40°C ; cette persistance des nuages froids est due à la présence de nuages hauts non pluviogènes qui sont identifiables en visible, puisqu'ils sont moins épais que les nuages convectifs ou qu'une traîne active. Cependant le canal infrarouge ne permet pas cette distinction. Pour établir la comparaison, nous avons converti les heures de début et de fin des événements, repérés avec le réseau de pluviographes, en slots Météosat en tenant compte du décalage entre l'heure TU et l'heure locale nigérienne. Le tableau 2.1 représente les slots d'apparition et de disparition de la pluie et des nuages à sommet froids.

Événement	Réseau		Météosat	
	début	fin	début	fin
29 juin	15	25	8	29
08 juillet	26	37	25	45
10 juillet	31	43	28	48
11 juillet	4	17	4	19
30 juillet	24	36	26	43
31 juillet	39	11	40	16
02 août	48	11	47	13
04 août	47	22	43	24
06 août	20	38	22	42
08 août	18	31	18	32
09 août	2	26	3	29
10 août	6	16	4	20
13 août	38	7	38	17
16 août	8	15	8	23
18 août	36	4	32	5
20 août	14	28	11	35
21 août	13	21	13	22
23 août	22	26	22	35
26 août	18	25	12	31
01 septembre	42	4	41	8
03 septembre	33	43	34	47
06 septembre	31	46	31	7
08 septembre	48	16	47	16
10 septembre	45	8	45	9
13 septembre	35	45	35	46

Tableau 2.1 : Slot de début et de fin de la pluie sur le degré-carré repéré avec le réseau de pluviographes et avec Météosat.

Ce tableau montre que le slot de fin de l'événement déterminé par le satellite est systématiquement supérieur ou égal au slot équivalent déterminé à partir du réseau sol. L'écart moyen entre le satellite et le réseau pour la détermination de la fin de l'événement est de +4 slots soit 2 heures de plus pour le satellite.

Sur les 25 événements, la pluie a d'abord été détectée par le satellite pour 11 d'entre eux, pour 9 événements les slots sont identiques, et pour les 5 autres événements, le réseau a détecté la pluie avant le satellite. L'écart moyen entre le satellite et le réseau pour la détermination du début de l'événement est de -1 slot soit 1/2 heure d'avance pour le satellite.

Un programme d'animation d'image a été développé et nous a permis d'observer facilement les heures d'apparition et de dissipation des nuages plus froid que -40°C sur la zone d'étude. Un autre programme auquel on spécifie les images de début et de fin de la séquence ainsi que le nom des fichiers résultats est lancé et permet de calculer les différents indices. Les traitements sont effectués sur des images qui couvrent l'Afrique de l'ouest.

5.2.1. Nombre d'occurrences des nuages à sommet froid

Pour un événement donné, et pour tous les pixels de la zone d'étude, on comptabilise le nombre de fois où chaque pixel a été plus froid que -40°C . Une image représentant la valeur de cet indice est créée pour chaque événement étudié. Il faut souligner que l'exploitation de ces images est restreinte à la zone d'étude de par la signification même des indices. La figure 2.13 représente le résultat du traitement avec le repérage de la zone d'étude.

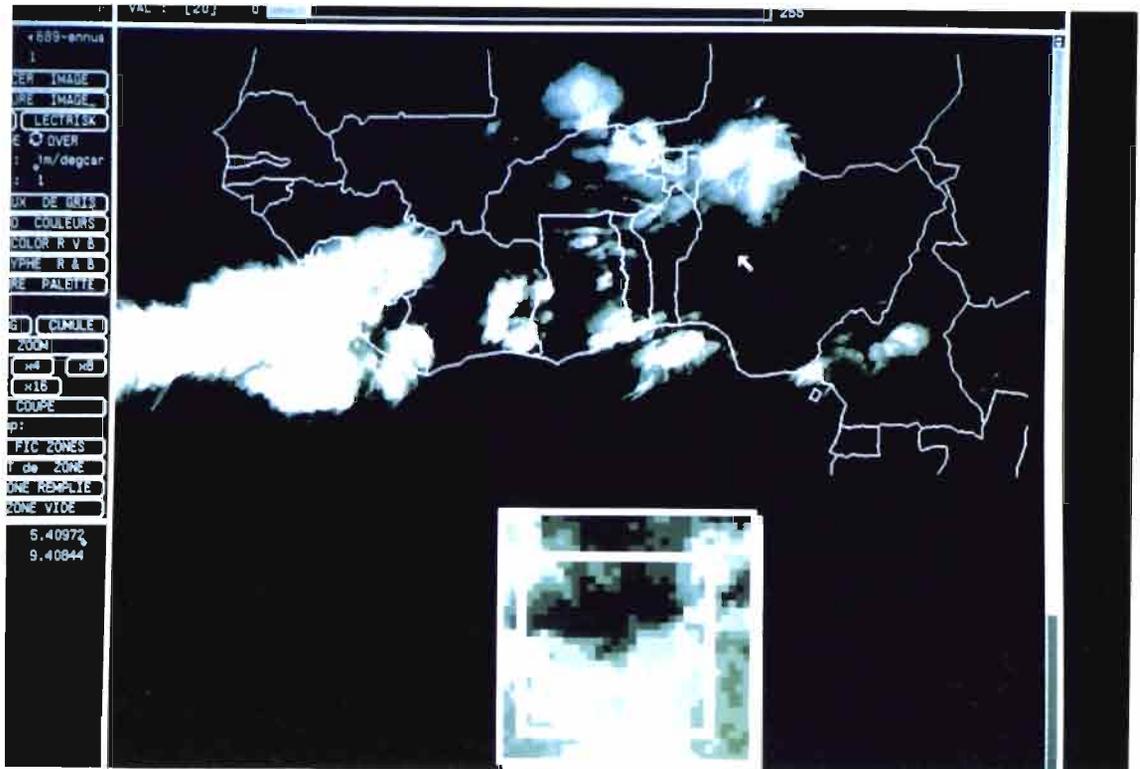


Figure 2.13 : Image représentant le nombre d'occurrences des nuages plus froid que -40°C (le blanc brillant correspond à un grand nombre d'occurrences).

5.2.2. Température minimale

Au cours d'un événement, et pour chaque pixel de l'image, on relève la température minimale atteinte par chaque pixel de la zone d'étude. Le slot d'apparition de la température minimale ainsi que la température minimale sont mémorisés dans deux images. L'image de l'heure d'apparition de la température minimale nous montre une progression régulière du phénomène, sous forme de franges, ce qui indique que la température est minimale lors du passage du front avant de l'événement considéré. Les figures 2.14 et 2.15 représentent les images résultant de ce traitement.

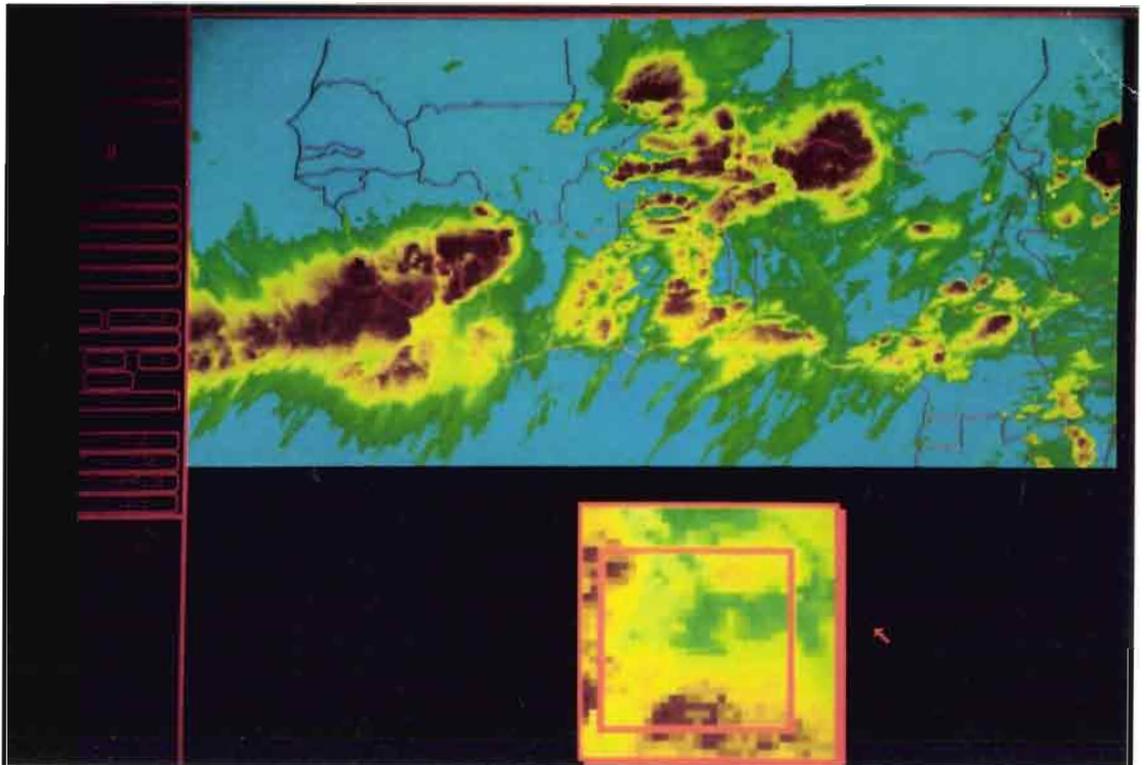


Figure 2.14 : Image représentant la température minimale atteinte en chaque pixel (en rouge, température la plus froide ; en jaune, vert et bleu, températures de plus en plus chaudes).

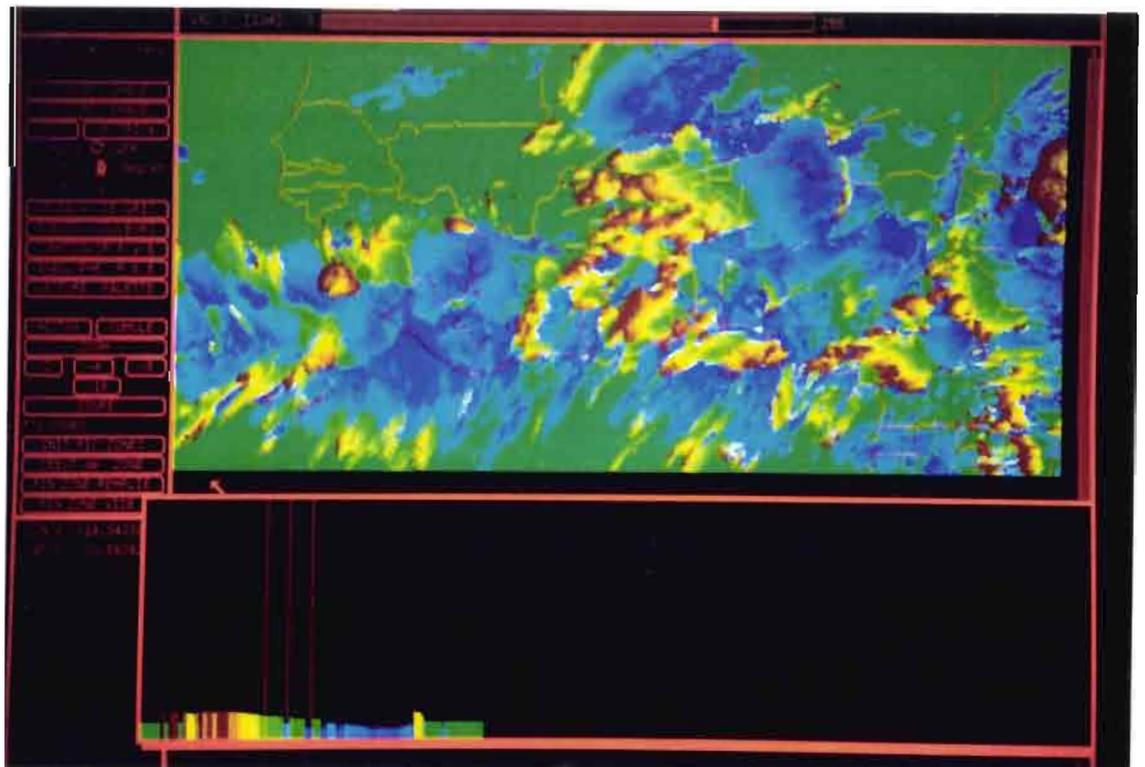


Figure 2.15 : Image représentant le slot d'apparition de la température minimale avec représentation d'une coupe dans l'image.

5.2.3. Température moyenne

Le calcul de la température moyenne de chaque pixel au cours d'un événement pluvieux est effectué à partir des images de début et de fin définies précédemment. Le résultat du traitement est donné sur la figure 2.16.

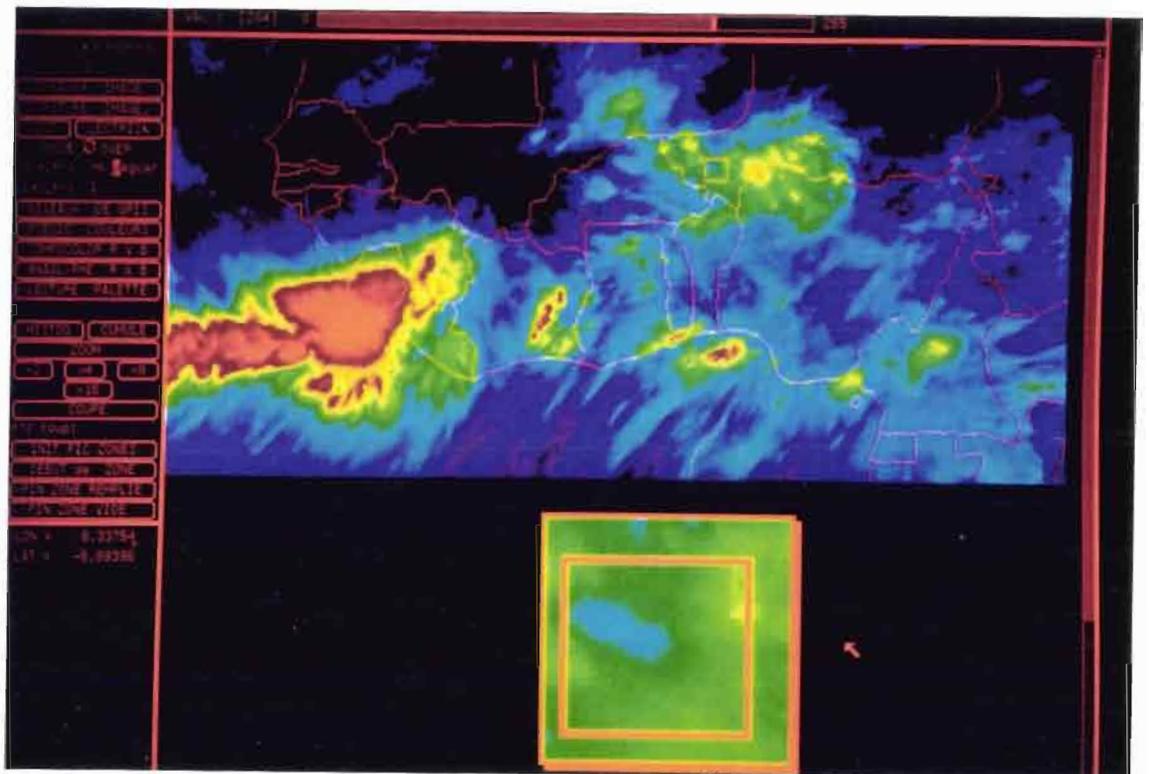


Figure 2.16 : Image représentant la température moyenne (en rouge, température la plus froide ; en jaune, vert, bleu et noir, températures de plus en plus chaudes).

5.2.4. Variabilité temporelle de la nébulosité

Cet indice est calculé comme une variance par rapport à la température moyenne, son unité est le $^{\circ}\text{C}^2$.

Pour tous les points définis par leur coordonnées (x,y) sur les images de la séquence, l'indice est calculé comme suit :

$$\text{Vari} = \Sigma (T_i(x,y) - T_{\text{moy}}(x,y))^2 / \text{nb images},$$

où :

$T_{\text{moy}}(x,y)$: température moyenne (°C) du point de coordonnée x, y,

$T_i(x,y)$: température (°C) du point de coordonnée x, y sur l'image i considérée.

Le résultat du traitement est donné sur la figure 2.17.

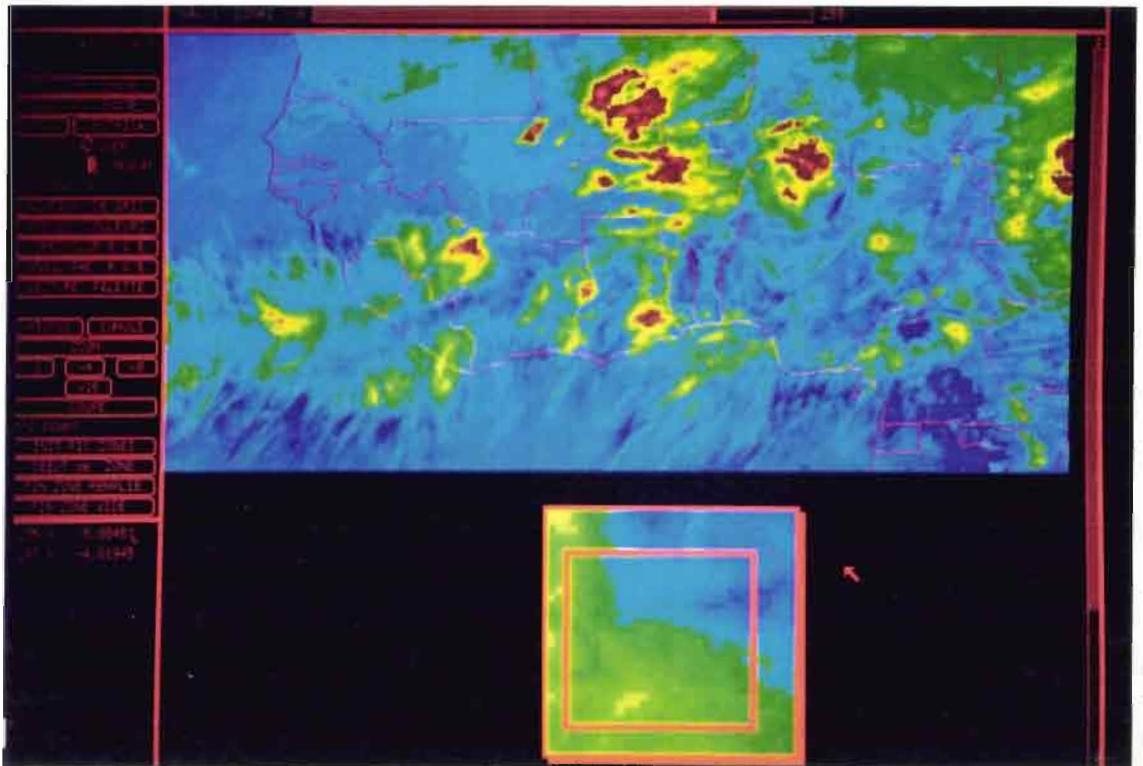


Figure 2.17 : Image représentant l'indice variabilité (en rouge, grande valeur d'indice ; en jaune, vert, bleu et violet, indices de plus en plus faibles).

6. RESULTATS

6.1. Relations entre chaque indice et la pluie à l'échelle du pixel Météosat

Chaque station pluviographique est repérée par ses coordonnées en longitude et en latitude. Suivant l'algorithme de navigation fourni par l'ESOC et implanté par nos soins sur notre système, les coordonnées terrestres des stations sont converties en coordonnées x,y sur les images. La comparaison d'une valeur ponctuelle (pluviographe) avec la valeur du pixel lui correspondant est donc possible. Chaque indice, représentant une valeur intégrée sur 25 km² (pixel Météosat), est

comparé avec la valeur d'un pluviographe (valeur ponctuelle). Au cours de ce travail, nous nous sommes aperçu d'une erreur de navigation des images, pouvant aller jusqu'à 15 pixels et 2 lignes, qui nous a été confirmée par la suite par l'Agence Spatiale Européenne. Ce travail, en corrigeant l'erreur précédente, a été effectué sur les 25 événements sélectionnés au cours de la saison des pluies 1989 ; les graphiques représentant les relations entre les indices et les pluies sont reportés en annexe 1.

6.1.1. Nombre d'occurrences des nuages

A cette échelle spatio-temporelle, une tendance existe pour la plupart des événements mais certains résultats ne correspondent pas à notre attente. Certains pixels, qui ont un grand nombre d'occurrences de nuages à sommet froid, ne sont pas associés avec des stations pluviographiques ayant mesuré une pluie abondante. La prise en compte de températures plus froides que le seuil à la fin de certains événements peut être la cause de cette inadéquation.

A l'exception de quelques points pour certains événements particuliers (08 septembre, 21 août, 10 août, 30 juillet), nous pouvons dire que lorsque la température des pixels n'a pas dépassé le seuil de -40°C , il n'y a pas eu de pluie à la station correspondante. Pour les pixels des événements n'ayant pas dépassé le seuil et pour lesquels les stations correspondantes ont mesuré de la pluie, on peut noter que la température était entre -28 et -40°C pour le 08 septembre avec des pluies inférieures à 40 mm, entre -30 et -40°C pour le 21 août avec des pluies inférieures à 5 mm, entre -35 et -40°C pour le 10 août avec des pluies inférieures à 40 mm, et entre -10 et -40 pour le 30 juillet avec des pluies inférieures à 25 mm (les 3 points proches de -10°C ont reçu moins de 6 mm de pluie). Pour ces événements, les points qui ont reçu de la pluie avec un nombre d'occurrences de nuages à sommet froid nul sont très rares (moins de 5 points par événement) sauf pour le 08 septembre qui en compte 23. A partir de ces résultats nous pouvons dire, de façon très sûre, que, dans notre zone d'étude, lorsque il y a de la pluie, on peut s'attendre à ce que la température au cours d'un événement pluvieux soit inférieure à -30°C . Par contre, le jeu de données traité ici ne permet pas de dire, de façon objective, qu'il y a pluie lorsque la température est inférieure à 30°C , puisque l'échantillon de travail est basé sur les événements pour lesquels on a relevé de la pluie sur

la zone d'étude. Une étude spécifique pourrait être menée pour vérifier cette hypothèse. Dans cette optique, il serait intéressant de donner la proportion d'événements à sommets froids n'ayant pas donné de pluie au sol ; un tel travail nécessiterait la lecture systématique de toutes les images de la saison des pluies et la vérification de la pluviométrie sur la zone d'étude ; travail que nous n'avons pas eu le temps de réaliser. D'autre part, une vérification sur plusieurs saisons des pluies serait aussi nécessaire.

6.1.2. Température minimale

Dans l'ensemble, les événements étudiés montrent une relation entre la température minimale et la pluie ; en effet, les valeurs de pluies observées sont plus importantes lorsque la température minimale est faible. Toutefois, une grande dispersion des points existe, notamment vers les températures les plus froides. Pour certains événements, la relation est plus étroite que pour d'autres et, pour une température donnée la pluie reste dans une plage bien définie. Les événements qui présentent des relations médiocres, ont une dynamique de température minimale réduite et la pluie y est très variable. Pour la plupart des événements, la limite supérieure du nuage de points est plus franche que la limite inférieure. En d'autres termes, on peut dire que pour une température donnée la pluie ne dépasse pas une certaine quantité, mais on peut difficilement lui donner une limite inférieure. Ceci confirme que la présence d'un nuage froid n'implique pas toujours de la pluie, mais de façon évidente, on peut dire qu'il faut que le nuage ait atteint une certaine température pour qu'il y ait production de pluie. Sur notre jeu de données, la température maximale pour laquelle on relève de la pluie est -8°C , la valeur ponctuelle de pluie correspondante étant de 4 mm sur une seule station pour l'événement du 30 juillet 1989. Dans la région concernée (zone sahélienne), cette température relativement haute pour une pluie significative peut s'expliquer par le remplissage partiel du pixel par un nuage inférieur à 25 km^2 (taille du pixel Météosat).

6.1.3. Variabilité temporelle de la nébulosité

A cette échelle spatio-temporelle, nous ne pouvons pas déterminer de relation entre la pluie et cet indice nuageux.

6.1.4. Température moyenne

La tendance attendue existe pour certains événements, c'est à dire que la pluie augmente quand la température moyenne diminue, mais, pour d'autres événements, la relation n'existe pas (06 août, 01 septembre, 08 septembre), ou est même contraire à nos attentes (10 juillet, 11 juillet, 03 septembre). Il faut cependant noter que la variabilité des relations est très grande et que les pluies varient dans une large gamme pour une même valeur d'indice.

6.2. Etude des relations d'ensemble

6.2.1. Relations pluie-indices

Dans ce paragraphe, nous présenterons les relations d'ensemble obtenues entre chaque indice et la pluie ponctuelle pour tous les événements.

Nous avons donc procédé au mélange de tous les couples de valeurs pluie-indices nuageux avec respectivement "Tmin", "Tmoy", "Occ", "Vari" comme indices. Les nuages de points obtenus sont très dispersés mais des relations d'ensemble s'en dégagent (figures 2.18 ; 2.19 ; 2.20 ; 2.21).

En ce qui concerne les relations entre température minimale, température moyenne, nombre d'occurrences des nuages à sommet froids d'une part, et cumul pluviométrique d'autre part, il existe une relation bi-univoque lâche d'allure générale positive présentant une grande dispersion surtout pour les fortes valeurs d'indices (figures 2.18 ; 2.19 ; 2.20). Les relations température minimale, température moyenne, nombre d'occurrences des nuages à sommet froids-cumul pluviométrique peuvent être modélisées par des fonctions non-linéaires. La relation non bi-univoque variabilité-cumul pluviométrique (figure 2.21) présente un pic pour les valeurs d'indices proches de 20 alors que les pluies sont moins importantes pour les faibles et fortes valeurs d'indices.

La relation non-linéaire liant la pluie à la température minimale est la suivante :

Pluie = $2,7 + 71 \cdot 10^{-8} \cdot 1,1^{T_{\min}}$ (T_{\min} exprimé en Indice de Température (IT)) et explique 36,3% de la variance de la pluie.

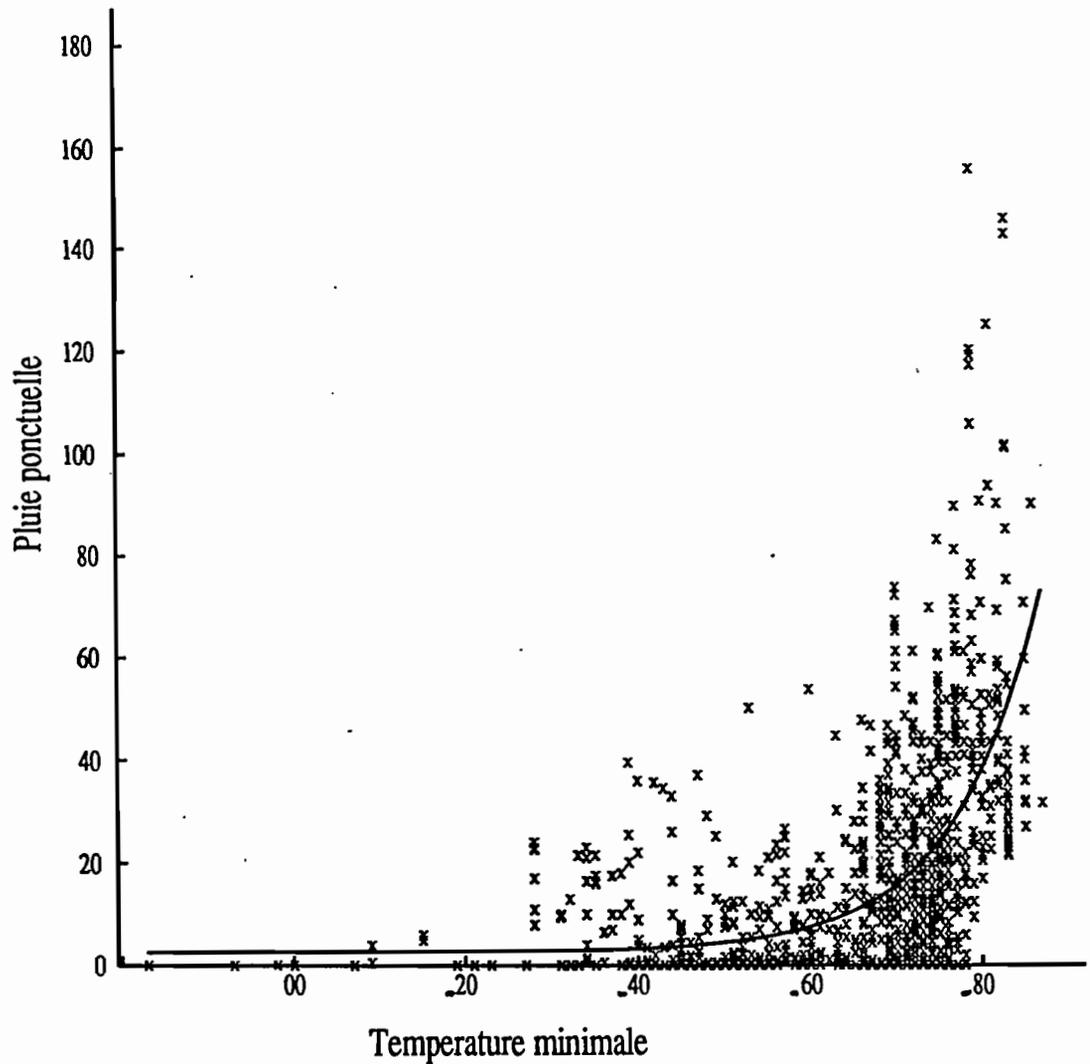


Figure 2.18 : Relation entre l'indice température minimale (°C) et la pluie ponctuelle (mm).

La relation non-linéaire liant la pluie à la température moyenne est la suivante :

Pluie = $0,11 + 18 \cdot 10^{-4} \cdot 1,1^{T_{\text{moy}}}$ (T_{moy} exprimé en indice de température (IT)) et explique 31,6% de la variance de la pluie.

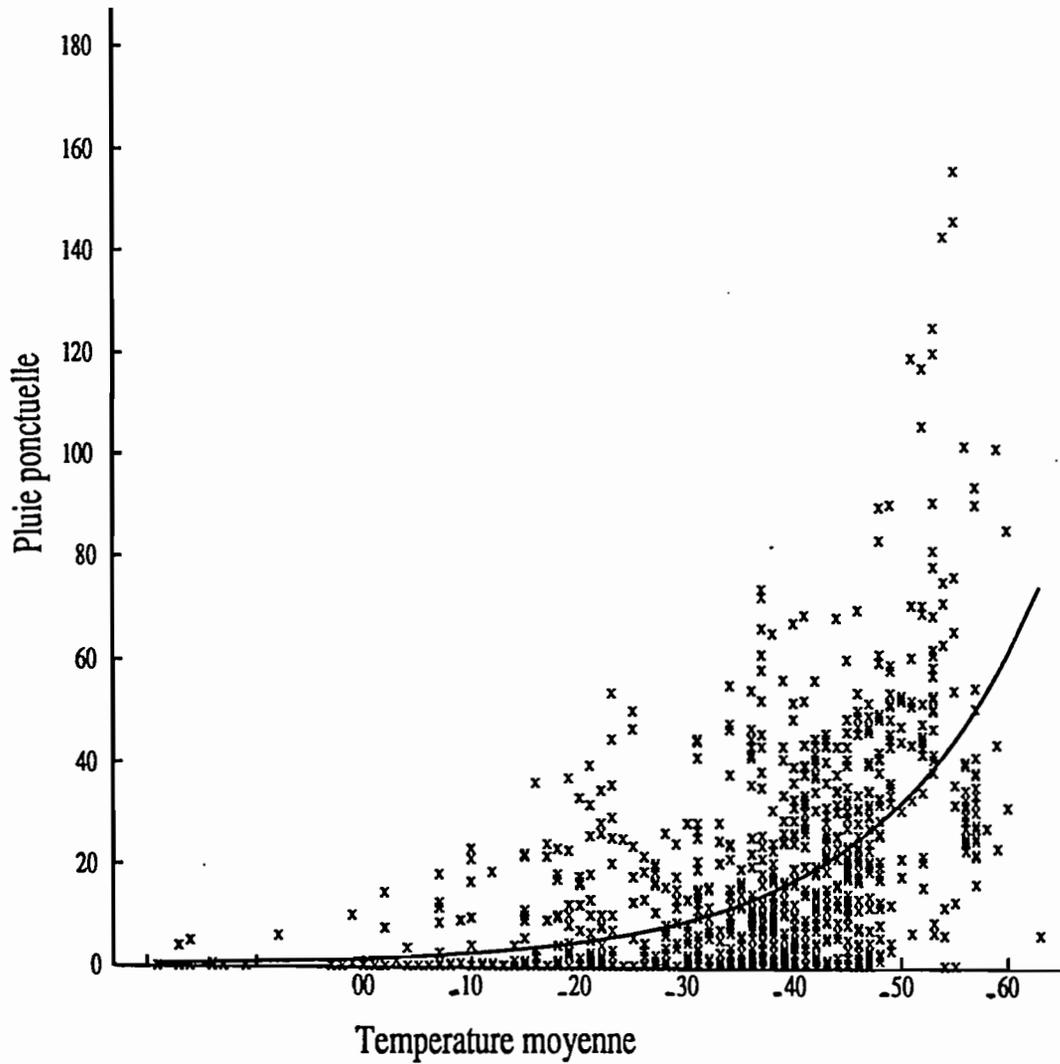


Figure 2.19 : Relation entre l'indice température moyenne (°C) et la pluie ponctuelle (mm).

La relation non-linéaire liant la pluie au nombre d'occurrences est la suivante :

Pluie = $-14,1 + 15,75 * 1,1^{\text{Occ}}$ et explique 38,2% de la variance de la pluie.

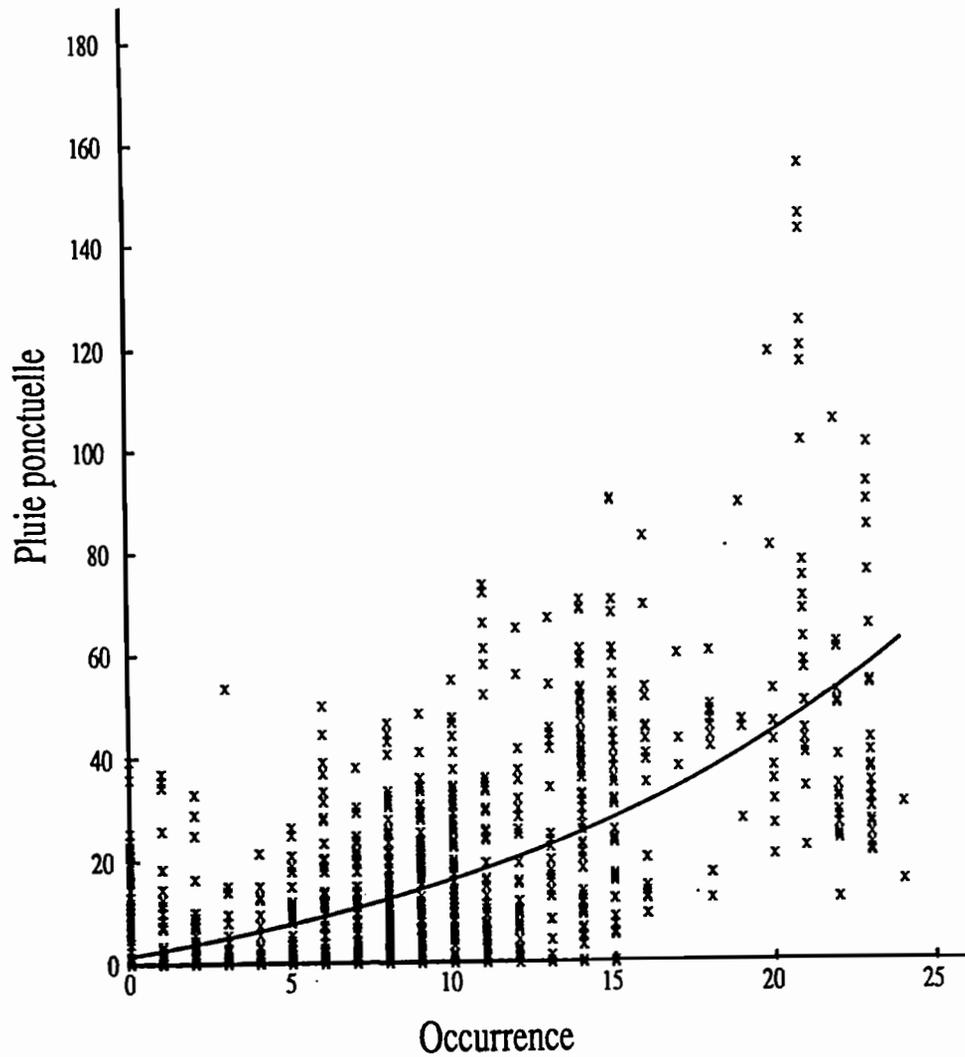


Figure 2.20 : Relation entre l'indice nombre d'occurrences et la pluie ponctuelle (mm).

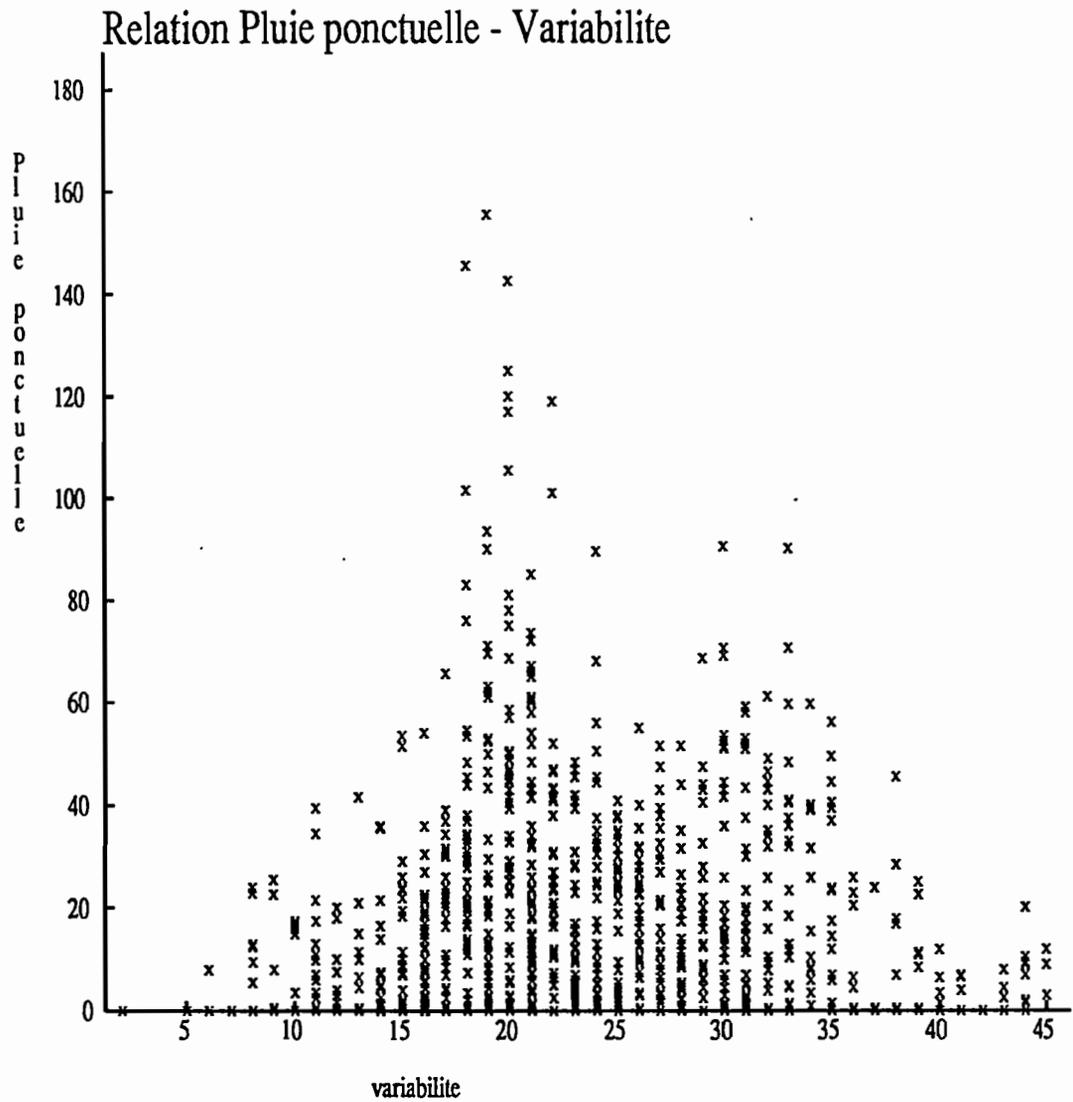


Figure 2.21 : Relation entre l'indice variabilité ($^{\circ}C^2$) et la pluie ponctuelle (mm).

Comme la variabilité de la pluie pour une même valeur d'indice est importante, nous avons calculé la moyenne de la pluie correspondant à chaque valeur d'indice. Les relations obtenues pour les 3 indices "Tmin", "Tmoy", "Occ" sont évidemment beaucoup moins dispersées et conformes à nos attentes (figures 2.22 ; 2.23 ; 2.24). Par contre, une relation plus nette apparaît entre l'indice variabilité et la pluie (figures 2.21 ; 2.25). Celle-ci montre que pour une valeur faible de l'indice, ainsi que pour les valeurs les plus fortes, les pluies correspondantes sont faibles. Par contre pour les gammes d'indices intermédiaires, la pluie est plus importante.

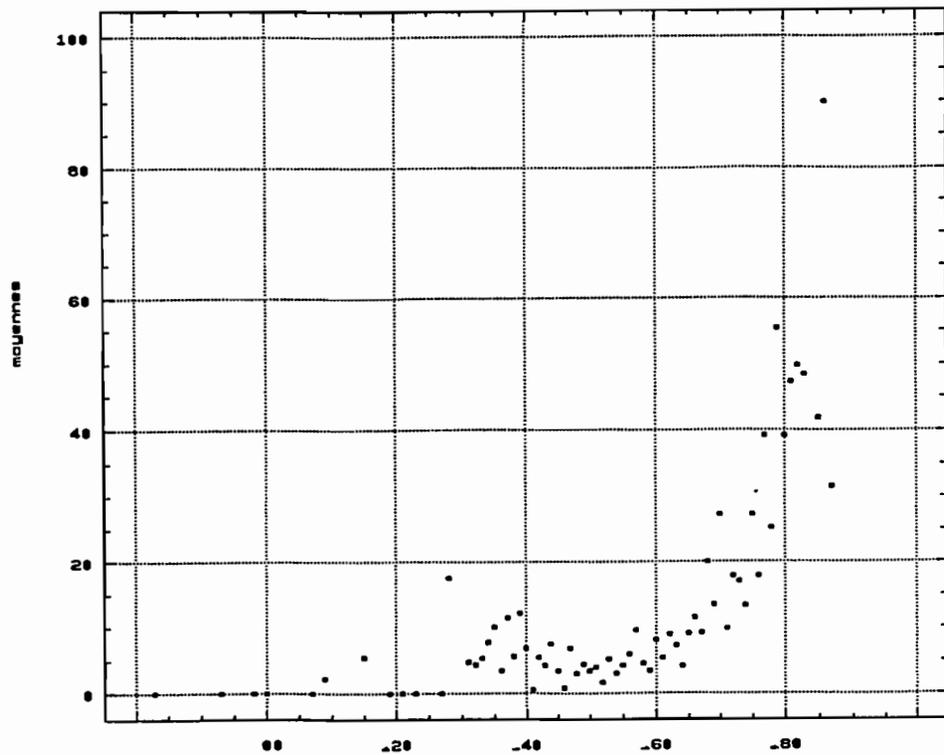


Figure 2.22 : Relation entre l'indice température minimale ($^{\circ}\text{C}$) et la pluie moyennée (mm) pour chaque valeur d'indice.

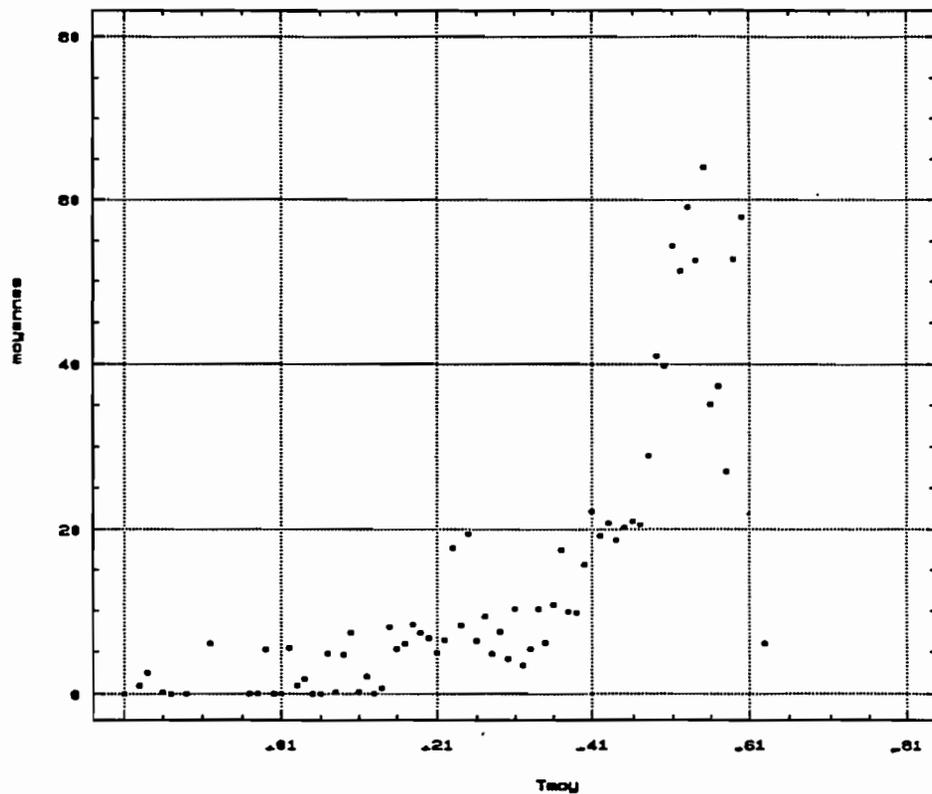


Figure 2.23 : Relation entre l'indice température moyenne ($^{\circ}\text{C}$) et la pluie moyennée (mm) pour chaque valeur d'indice.

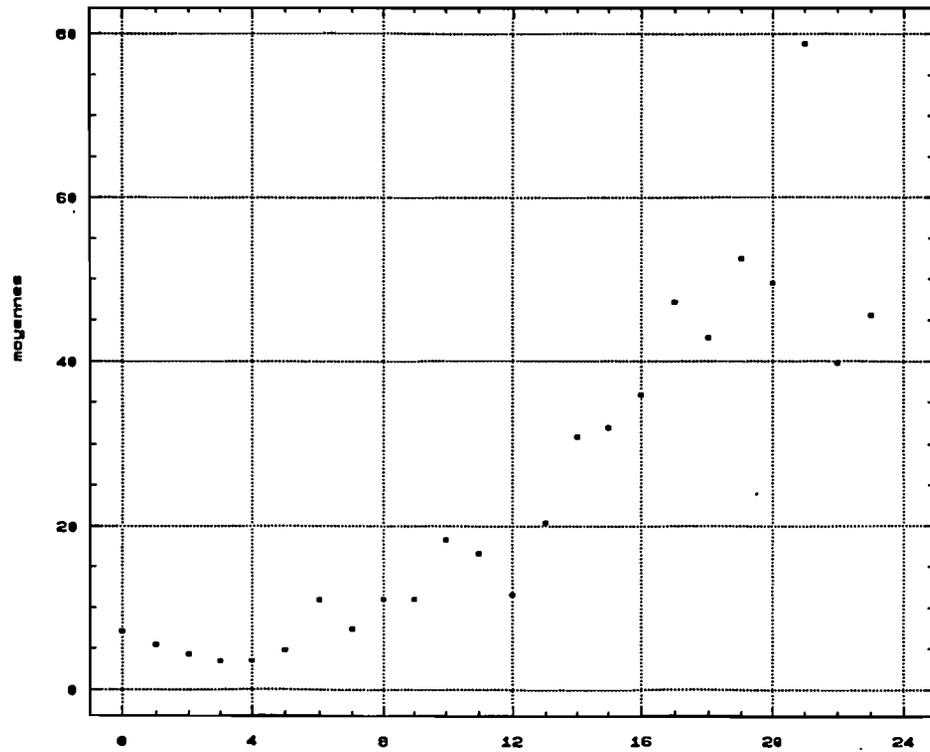


Figure 2.24 : Relation entre l'indice nombre d'occurrences et la pluie moyennée (mm) pour chaque valeur d'indice.

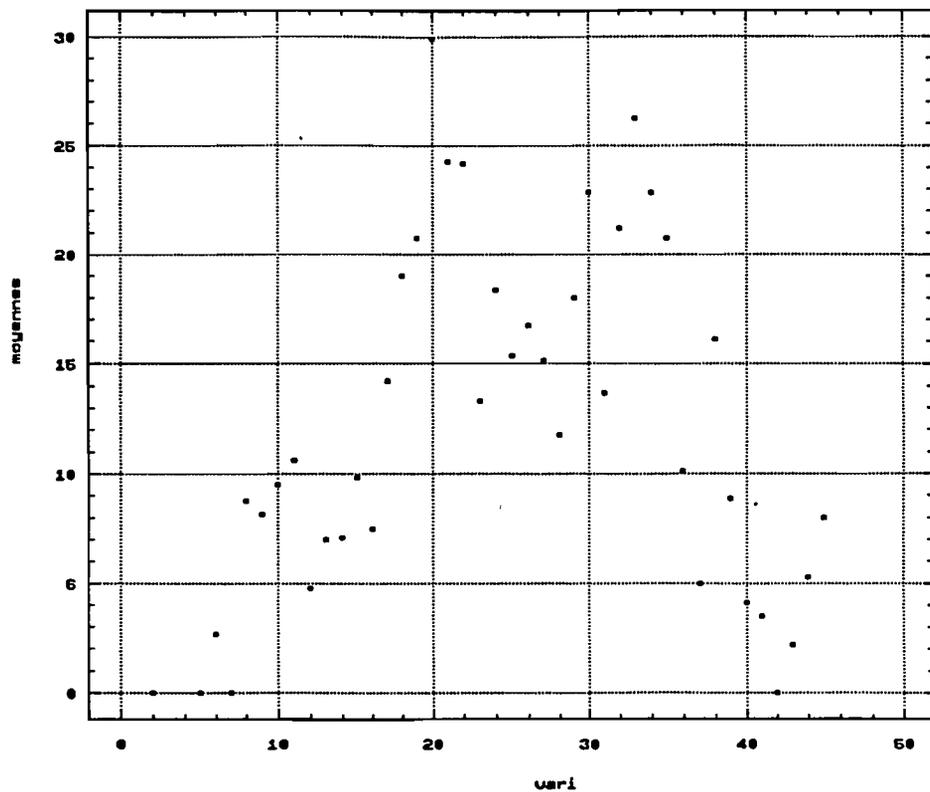


Figure 2.25 : Relation entre l'indice variabilité ($^{\circ}C^2$) et la pluie moyennée (mm) pour chaque valeur d'indice.

A partir des graphiques précédents, on peut conclure, qu'en moyenne, la pluie augmente avec nos indices, même si la variabilité de la pluie est grande pour une valeur d'indice donnée. Des calculs statistiques sur les données moyennées ne sont pas conseillés ; ceci nous a amené à déduire les relations d'ensemble à partir des nuages de points bruts (Cf. paragr. 6.2).

6.2.2. Relation entre les indices et discussion

Sur la courbe température minimale-nombre d'occurrences (figure 2.26), on observe une saturation de la température minimale pour les forts nombres d'occurrences (supérieurs à 15). Nous pouvons en conclure, qu'à partir d'une certaine température, une augmentation de l'activité convective ne se traduit plus par une diminution de la température, mais par la persistance des nuages. Ce niveau de température est celui de la tropopause, au dessus de laquelle les nuages convectifs ne peuvent plus se développer. Ce phénomène est observé sur les courbes température minimale-pluie (figures 2.18 et 2.22) puisque la pente de cette courbe augmente avec la pluie, et qu'il est alors plus difficile d'estimer la pluie avec cet indice. La température minimale sera donc adaptée pour la mesure des précipitations relativement faibles. Pour les précipitations plus importantes (supérieures à 40 mm), l'utilisation de l'indice "Occ" sera préférable.

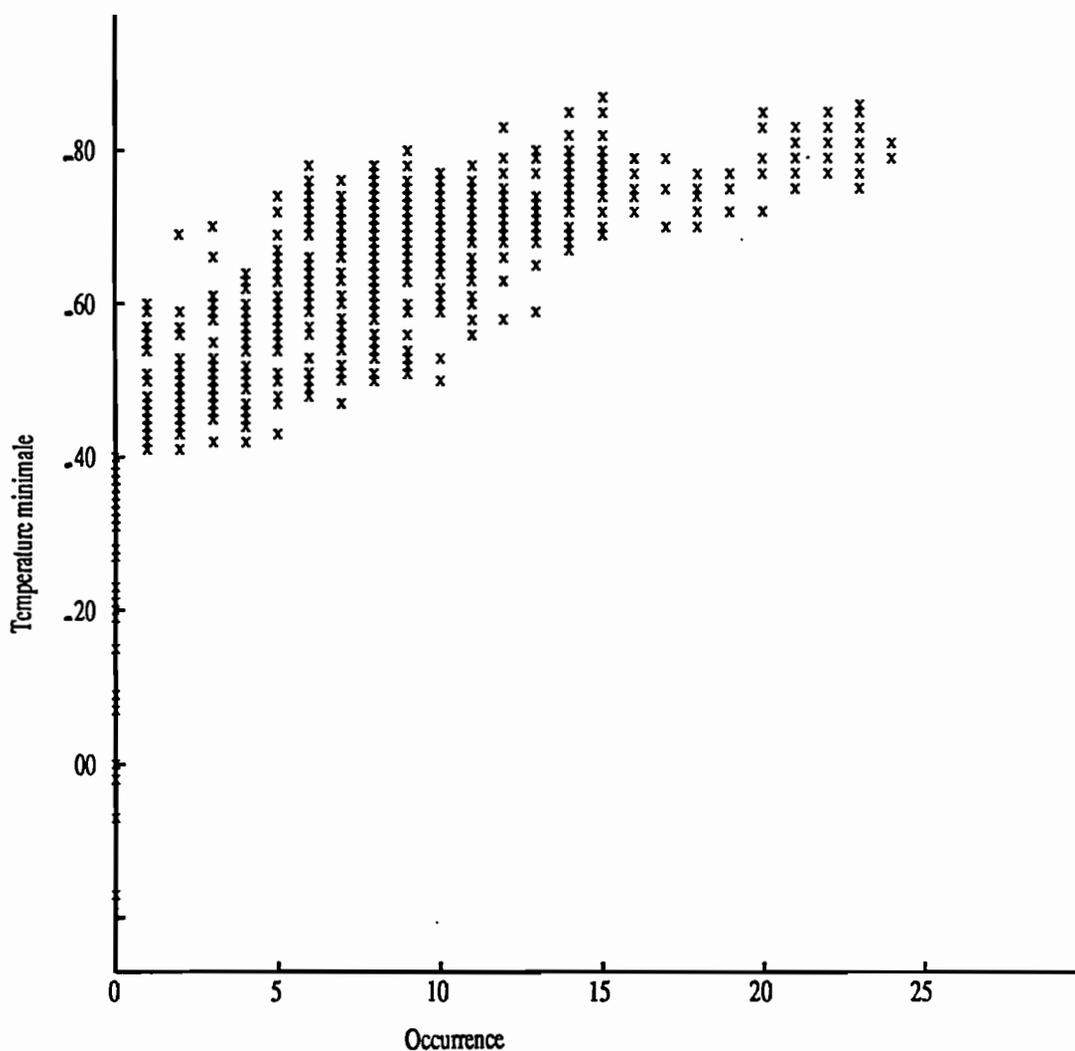


Figure 2.26 : Relation entre la température minimale (°C) et le nombre d'occurrences pour tous les événements.

7. PROBLEMES RENCONTRES ET SOLUTIONS OU ORIENTATIONS PROPOSEES

L'analyse individuelle des événements ne nous laissait pas penser qu'une relation d'ensemble (même lâche) pouvait exister, compte tenu de la variabilité intrinsèque des événements (annexe 1). En effet, jusqu'à maintenant nous comparons des grandeurs satellitaires (instantanées, intégrées) avec des grandeurs pluviographiques (ponctuelles, cumulées). Ces deux types de données ne sont pas aux mêmes échelles spatiales ni temporelles et n'ont pas le même sens physique. Cette inadéquation entre les variables explique une partie de la variabilité de nos relations (Arnaud et

Thauvin, 1990). Cependant, si ceci n'explique pas toute la variabilité, ni toute la dispersion de nos relations, il semble que d'autres paramètres soient nécessaires pour expliquer la pluie. Ces résultats nous montrent que si certains paramètres sont accessibles par le satellite, il semble que d'autres ne le soient pas, tout au moins par la mesure satellitaire infrarouge, qui donne une information essentiellement sur les couches supérieures des nuages.

Dans le prochain paragraphe, nous allons tenter d'expliquer les raisons pour lesquelles nos relations présentent une variabilité importante et nous tenterons de diminuer cette variabilité dans les paragraphes suivants.

7.1. Variabilité de la pluie et validité d'une mesure ponctuelle par rapport au signal satellitaire

La pluie est un phénomène très variable et le pluviomètre fournit une valeur ponctuelle ; il est clair que considérer une mesure ponctuelle comme représentant la pluie sur une surface donnée est une erreur. En effet, pour un événement donné, la différence des précipitations mesurées en différents points distants de quelques kilomètres peut dépasser 10 mm (Flitcroft *et al.*, 1986) et peut même atteindre 58 mm en 4,5 km pour le 04 août 1989 (Thauvin, 1992). Ceci explique que, lorsque plusieurs postes sont situés sous le même pixel (25 km²), leurs indices nuageux sont les mêmes, mais la pluie mesurée peut être différente. De ce fait, pour un événement donné, la gamme des pluies observées pour un indice peut être importante.

7.2. Précision de la navigation des images et échantillonnage temporel du satellite

A la remarque précédente, s'ajoutent l'erreur de navigation du satellite et l'imprécision sur la localisation du point de mesure au sol. L'erreur de localisation moyenne sur les images Météosat dont nous disposons est inférieure à 1,5 pixel infrarouge (communication personnelle ESOC). La technique de localisation des stations, à l'aide d'un Navstar 2000 généralement utilisé en navigation, autorise, elle, une précision de +/- 400 m (Roux, 1989).

Compte tenu des erreurs précédentes, un point de mesure au sol peut donc être comparé à un pixel voisin de celui qui lui correspond normalement (calculé avec l'algorithme de navigation de l'ESOC).

Pour notre application, nous avons donc considéré une erreur systématique de localisation (satellite et sol) de plus ou moins un pixel ; ce qui implique qu'une station de mesure sera comparée à un groupe de 3 x 3 pixels centré sur le pixel déduit de l'algorithme de navigation (pixel idéal, sans erreur de navigation).

D'autre part, l'échantillonnage temporel du satellite comparé à la mesure quasi-continue du pluviographe est une autre source d'erreur. En effet, les pluviographes à mémoire statique utilisés fournissent une représentation quasi-continue de la pluie alors que le satellite a une fréquence d'une image par demi-heure avec une prise de vue quasi-instantanée pour un pixel (le degré-carré est parcouru en 12 secondes environ).

Pour la mesure de la température minimale en particulier, l'intervalle de temps entre deux images peut être gênant surtout lorsque le nuage n'est pas très froid car, dans ce cas, sa vitesse de refroidissement (développement vertical) peut être très grande. Quand le nuage est très froid le phénomène de saturation évoqué précédemment (paragr. 6.2.2) fait que la température du nuage évolue moins vite. La durée minimum d'un orage isolé est d'environ dix minutes, la durée maximale peut atteindre quelques heures. L'échantillonnage temporel de Météosat peut être très gênant pour les orages de courte durée car la température minimale obtenue est alors imprécise.

7.3. Limites des indices satellitaires utilisés

Les indices satellitaires utilisés dans notre étude sont tous basés sur la température radiative mesurée dans le canal infrarouge du satellite Météosat. Les indices ne tiennent pas compte du cycle d'activité du nuage et nous donnent une indication sur le passage d'un événement nuageux soit en intégrant l'information dans le temps (nombre d'occurrences, température moyenne, variabilité), soit en conservant uniquement un état particulier du nuage (température minimale) sur chaque point de la

zone d'étude. Nous pouvons penser que l'efficacité d'un nuage n'est pas constante depuis sa naissance jusqu'à sa mort, et donc, que la situation du nuage dans son cycle d'activité peut être un paramètre supplémentaire pouvant expliquer, non pas la variabilité intra-événement, mais la variabilité de la relation d'ensemble qui est due à la différence d'efficacité inter-événement. D'autre part, des paramètres microphysiques peuvent aussi intervenir et ne sont pas mesurables par satellites. Seules les mesures in situ (radiosondages ou radar Doppler) peuvent fournir une indication sur la structure interne des amas nuageux. Ce sont alors des méthodes paramétriques nécessitant des mesures supplémentaires qui ne sont pas toujours disponibles, ou sont en quantité insuffisante pour permettre une étude, surtout dans les régions semi-désertiques.

7.4. Solutions : calcul de valeurs moyennes des pluies au sol, augmentation de la surface d'estimation, suivi des amas nuageux

Le premier moyen de remédier à l'inadéquation spatiale des mesures satellitaires et des mesures au sol, est le calcul de valeurs moyennes au sol. Il existe différents moyens pour obtenir des mesures spatialisées (interpolateurs) mais ceux-ci ne donnent qu'une indication et absolument pas une mesure réelle. La qualité des estimations est fonction de la densité des mesures mais aussi de la variabilité du signal mesuré. Le calcul des valeurs moyennes de pluies au sol permettra de comparer deux grandeurs spatialement intégrées.

Un autre moyen d'y remédier est l'augmentation de la surface d'estimation satellitaire et de la surface de validation correspondante. De cette façon, un plus grand nombre de stations de mesures se trouvent dans la zone d'étude élémentaire et l'accès à une valeur moyenne est plus aisée et plus sûre.

Nous ne disposons d'aucun moyen pour améliorer la résolution temporelle de nos observations satellitaires. Cependant, dans le cas d'estimations à partir des indices nombre d'occurrences et température moyenne, pour des phénomènes à longue durée de vie, l'inadéquation temporelle des données semble moins importante que l'inadéquation spatiale. Lorsque plusieurs

heures de données sont manquantes au cours d'un événement, l'efficacité de nos indices est alors largement diminuée.

7.4.1. Etude des relations à plus grande échelle pour un événement

Avant de mettre en oeuvre des opérateurs de calcul de valeurs spatialisées, nous allons dégrader les résolutions spatiales des indices satellitaires et des données de validation sol pour voir l'impact sur la qualité de nos estimations.

Dans un premier temps, la moyenne arithmétique des données disponibles pour chaque événement est calculée et comparée à la moyenne arithmétique des valeurs satellitaires correspondantes. En augmentant ainsi la surface d'estimation, et donc en prenant en compte un plus grand nombre de points de mesure, on peut s'attendre à une amélioration des résultats. La surface totale du degré-carré n'est cependant pas encore considérée ; la surface d'estimation correspond à la somme des surfaces élémentaires de chaque pixel. Sur les graphiques représentant la pluie en fonction des différents indices, nous aurons donc un point par événement pluvieux.

A cette échelle spatiale, une relation bi-univoque existe entre la température minimale et la pluie, entre la température moyenne et la pluie et entre le nombre d'occurrences et la pluie. Par contre, en ce qui concerne la variabilité de la nébulosité, il semble qu'une relation non bi-univoque existe.

La relation entre la température minimale et la pluie (figure 2.27) est non-linéaire et présente une dispersion assez importante après -70°C . Pour cette valeur d'indice, les pluies vont de 5 à 40 mm. Le point de mesure correspondant au 08 septembre est nettement en dessus de la tendance générale de la courbe. En effet la pluie est proche de 20 mm, avec une température minimale relativement faible (-43°C).

Le modèle non-linéaire (polynôme de degré 3) ajusté minimise la somme des carrés des résidus :

Pluie = $-3097 + 63,2 * T_{\text{min}} - 0,4 * T_{\text{min}}^2 + 0.001 * T_{\text{min}}^3$ (T_{min} exprimé en Indice de Température (IT)) avec $R^2 = 48\%$.

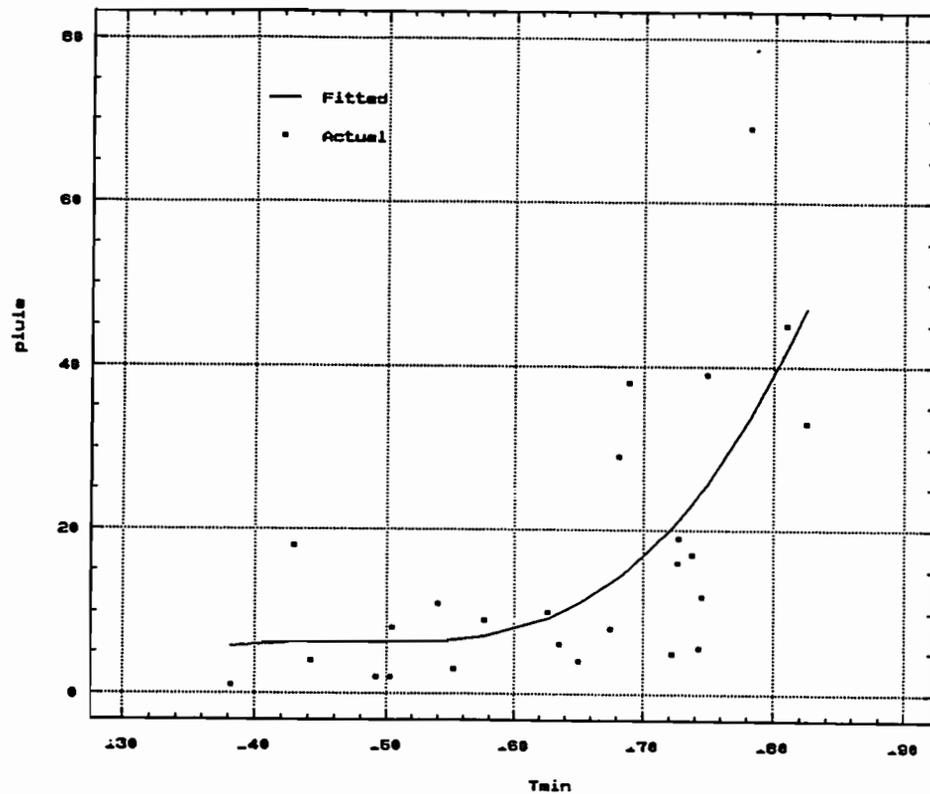


Figure 2.27 : Relation entre la température minimale ($^{\circ}\text{C}$) et la pluie (mm) avec son modèle ajusté.

La relation entre le nombre d'occurrences des nuages à sommet froid et la pluie (figure 2.28) est linéaire avec une dispersion des points augmentant avec la pluie. Le point représentant le 08 septembre est toujours en dehors de la tendance générale avec une quantité de pluie importante 20 mm pour 2 occurrences de nuages à sommet froid.

L'équation de la droite de régression au sens des moindres carrés est la suivante :

$$\text{Pluie} = 2,3 \text{ Occ} - 3,8 \text{ avec } R^2 = 55\%.$$

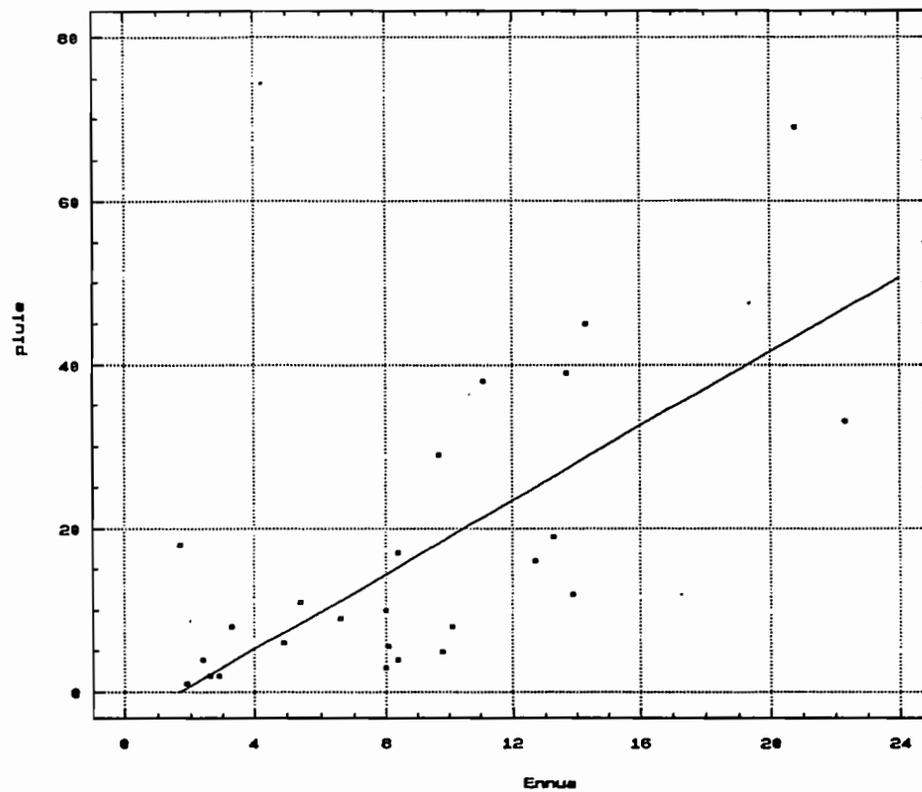


Figure 2.28 : Relation entre le nombre d'occurrences des nuages et la pluie (mm) avec son modèle ajusté.

La relation entre la température moyenne et la pluie (figure 2.29) est non-linéaire et présente une dispersion homogène des points. Le point correspondant au 08 septembre est à la limite supérieure de la relation mais ne se détache pas, cette fois, de la relation d'ensemble.

Le modèle non-linéaire ajusté (de même type que pour l'indice "Tmin") est le suivant :

Pluie = $-106,8 + 5,2 T_{\text{moy}} - 0,07 T_{\text{moy}}^2 + 0,0002 T_{\text{moy}}^3$ (T_{moy} exprimé en Indice de Température (IT)) avec $R^2 = 50 \%$.

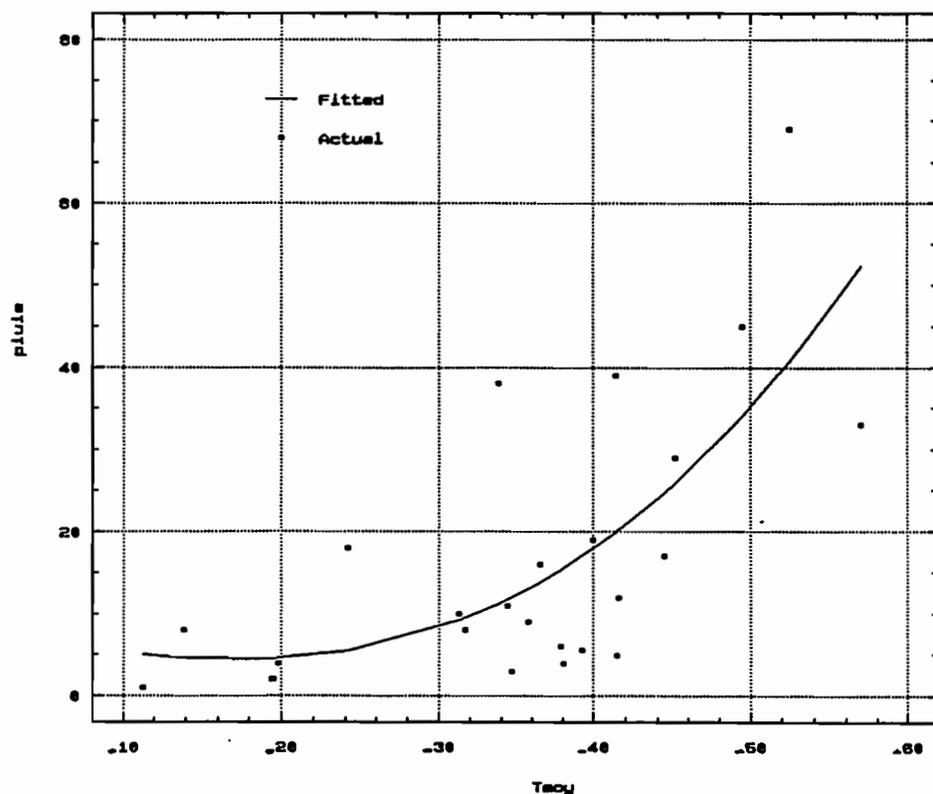


Figure 2.29 : Relation entre la température moyenne ($^{\circ}\text{C}$) et la pluie (mm) avec son modèle ajusté.

A cette échelle, il n'apparaît pas de relation bi-univoque entre l'indice variabilité et la pluie (figure 2.30), par contre une tendance non bi-univoque existe entre les deux variables mais avec une très grande variabilité des pluies. Les plus importantes pluies correspondent aux indices compris entre 18 et 33.

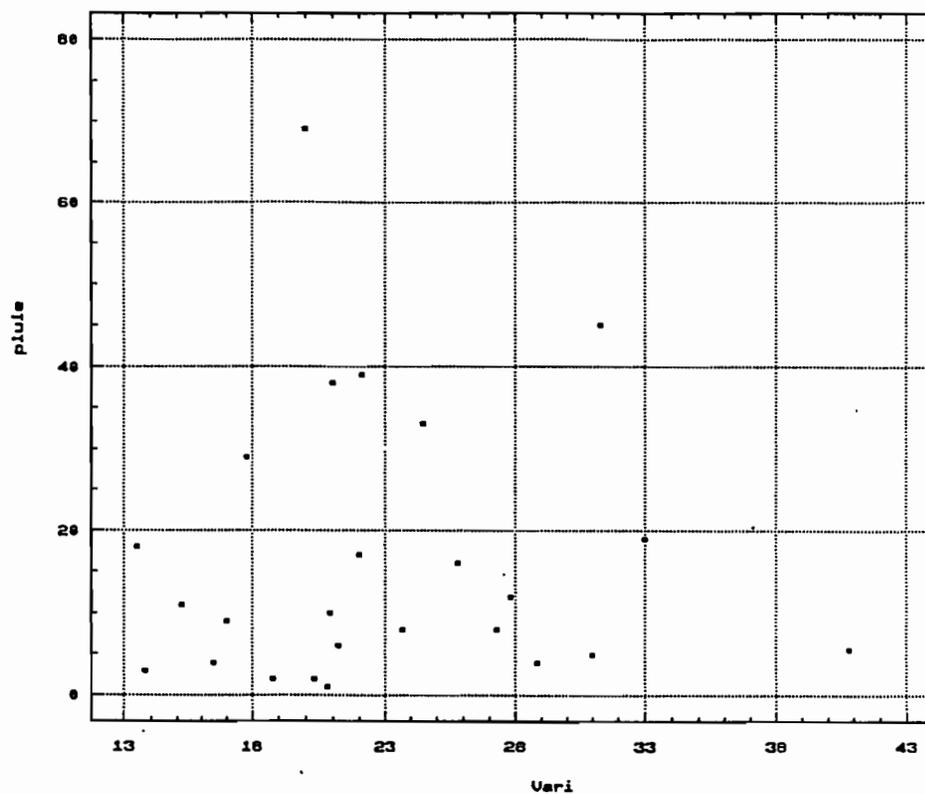


Figure 2.30 : Relation entre l'indice variabilité ($^{\circ}C^2$) et la pluie (mm).

Par ailleurs, on observe encore un lien entre la T_{min} et le nombre d'occurrences avec un phénomène de saturation de la T_{min} à partir de -70°C (figure 2.31). Un modèle puissance peut être ajusté entre ces deux variables (T_{min} et Occ) ce qui montre qu'elles ne sont pas indépendantes. Précédemment, nous avons montré que la variabilité de la pluie augmentait à partir de $T_{min} = -70^{\circ}\text{C}$ rendant difficile l'estimation de la pluie à partir de cet indice. Par contre, à partir de cette température, la valeur du nombre d'occurrences des nuages varie encore dans une gamme assez importante de 12 à 24. A cette échelle, le nombre d'occurrences sera donc préférable à la " T_{min} " pour estimer les pluies importantes qui correspondent à des indices " T_{min} " très froids.

L'ajustement entre l'indice " T_{min} " et l'indice " Occ " est le suivant :

$$T_{min} = 133,41 Occ^{0,1} \quad (T_{min} \text{ exprimé en Indice de Température (IT)}) \text{ avec } R^2 = 89\%.$$

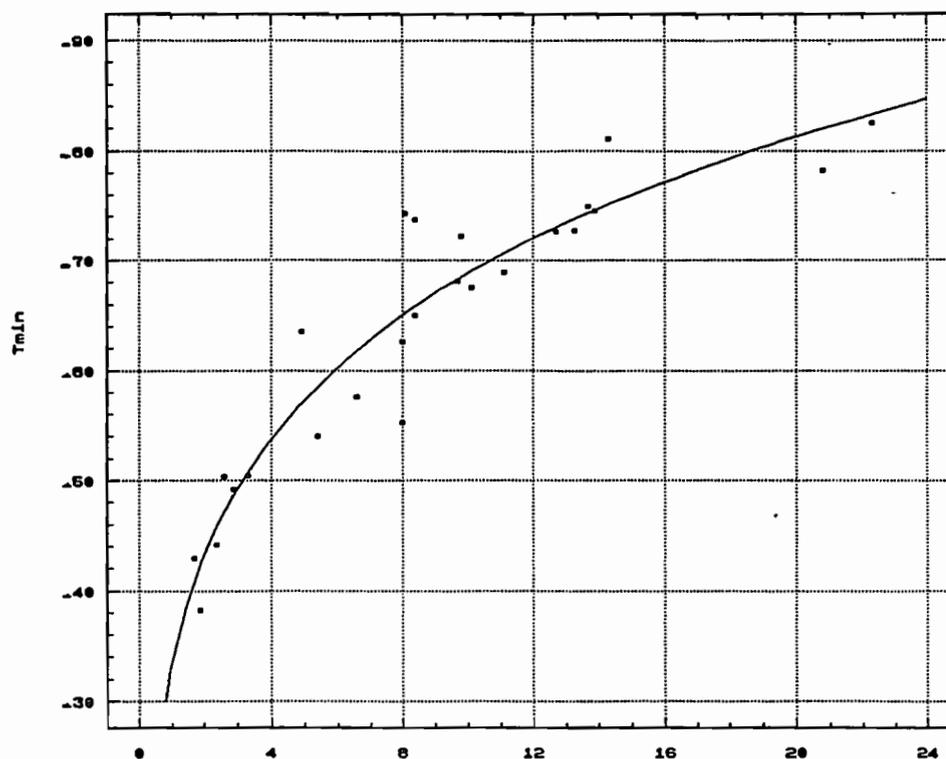


Figure 2.31 : Relation entre la température minimale ($^{\circ}\text{C}$) et le nombre d'occurrences avec son ajustement.

D'autre part, on peut observer une tendance entre la température minimale et la variabilité de la nébulosité. Pour une augmentation de la T_{min} , on observe une augmentation de la variabilité de la nébulosité (figure 2.32).

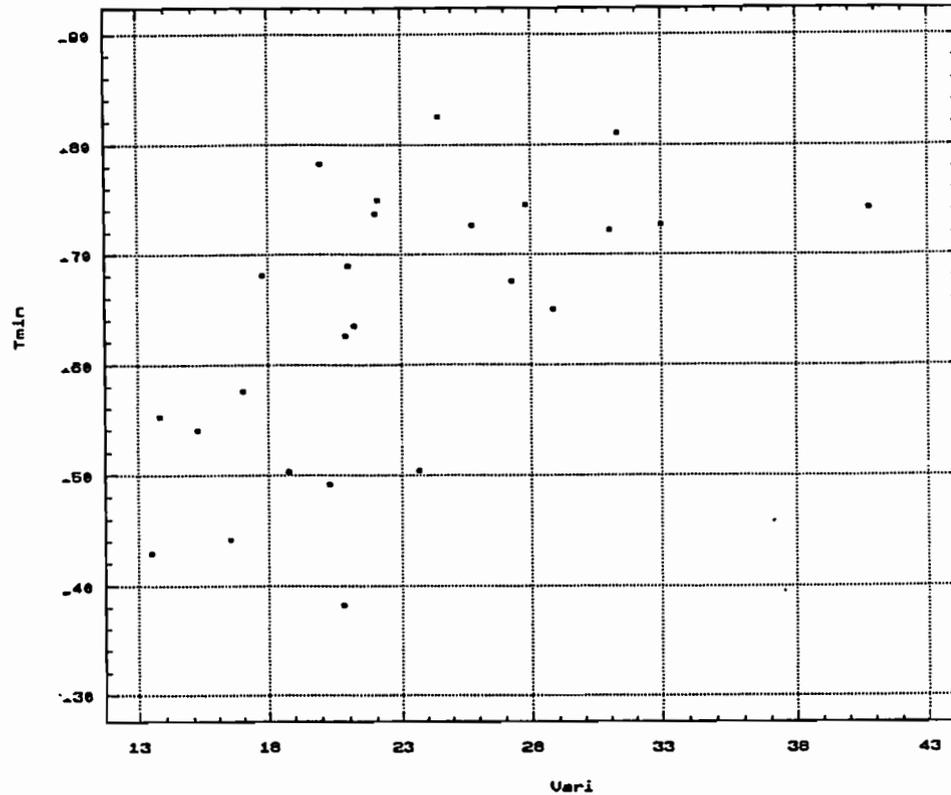


Figure 2.32 : Relation entre la température minimale ($^{\circ}\text{C}$) et l'indice variabilité ($^{\circ}\text{C}^2$) de la nébulosité.

Après avoir comparé des grandeurs satellitaires avec des mesures pluviographiques ponctuelles, le paragraphe suivant sera consacré à l'utilisation de valeurs moyennes de pluies au sol, calculées par krigeage, à différentes échelles spatiales, pour calibrer les indices satellitaires afin de réduire la variabilité introduite par la comparaison de deux variables à des échelles spatiales différentes.

8. UTILISATION DE VALEURS MOYENNES DE PLUIE POUR L'ETALONNAGE DES RELATIONS

8.1. METHODE UTILISEE POUR LE CALCUL DES VALEURS MOYENNES : LE KRIGEAGE

8.1.1. Notion de variable régionalisée

La théorie des variables régionalisées a été introduite par Matheron (1965) et s'applique aux phénomènes évoluant dans l'espace et/ou dans le temps, en y présentant une certaine structure. La pluie au sol, phénomène qui nous intéresse dans cette partie, peut être considérée comme une variable régionalisée (V.R). Cette théorie permet de déterminer les caractéristiques structurales des phénomènes naturels et de résoudre les problèmes d'estimation à partir d'un échantillonnage. Selon Delhomme (1976), une V.R est considérée comme une "réalisation de fonction aléatoire", c'est à dire comme "le tirage au sort d'une fonction aléatoire (F.A) particulière parmi un ensemble de fonctions". L'inférence statistique, reconstitution de la loi de la F.A, est basée, en général, sur l'étude d'un nombre suffisant de réalisations. Pour les phénomènes qui ont une existence unique, ce qui est le cas des averses, l'inférence statistique requiert l'introduction d'hypothèses supplémentaires sur la F.A qui sont communément appelées "hypothèses du krigeage".

8.1.2. Hypothèses du krigeage et définition du variogramme

L'hypothèse de base, parfois controversée dans le domaine de l'hydrologie, est la stationnarité, qui signifie que la loi de probabilité des valeurs prises par cette F.A en k points arbitraires est invariante par translation dans l'espace. D'autre part, la propriété d'ergodicité est admise, ce qui implique que chaque réalisation particulière de la F.A peut être utilisée pour rendre compte de l'ensemble des réalisations éventuelles. L'hypothèse de stationnarité de la F.A, étant trop restrictive, a été remplacée par l'hypothèse intrinsèque. Celle-ci implique que seuls les accroissements de la F.A sont stationnaires :

$$E((Z(x+h)-Z(x))) = 0 \text{ et } \text{var}((Z(x+h)-Z(x))) = 2 \gamma(h).$$

Le variogramme d'une fonction aléatoire intrinsèque est par définition :

$$\gamma(h) = 1/2 \text{ var } (Z(x+h)-Z(x)),$$

où :

Z : fonction aléatoire intrinsèque,

h : distance entre deux points.

Le graphe $\gamma(h)$ caractérise la structure spatiale du phénomène ; le comportement au voisinage de l'origine et à l'infini est particulièrement intéressant. Par définition $\gamma(0) = 0$, ce qui implique que le variogramme passe par l'origine ; il croît ensuite car la décorrélation augmente, en général, avec la distance. Des exemples de variogrammes avec leurs modélisations, à partir des données du réseau de Niamey, sont donnés dans Arnaud et Thauvin. (1990) et Thauvin *et al* (1991).

Une fois que le variogramme est déterminé, on procède à l'ajustement du modèle. Les modèles de variogramme les plus fréquemment utilisés sont les modèles puissance, sphérique, exponentiel et gaussien ou une combinaison linéaire (à coefficients positifs) de ces différents modèles (Delhomme, 1976).

8.1.3. L'estimation par krigeage

Le krigeage consiste, à partir de n points expérimentaux x_1, x_2, \dots, x_n , à estimer une quantité Z_0 . Cette dernière peut être la valeur prise par Z au point $x = x_0$, la valeur moyenne de Z(x) sur une surface centrée au point $x = x_0$, ou la valeur moyenne de Z(x) sur le domaine en entier.

Pour l'estimation (Z_0^*), on fait une moyenne pondérée des n données disponibles :

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i).$$

Le problème consiste à trouver les λ_i qui donnent une estimation optimale. C'est à dire que l'estimateur sera sans biais $E(Z_0^* - Z_0) = 0$ et d'erreur quadratique moyenne $E((Z_0^* - Z_0)^2)$ minimale. Les hypothèses précédentes conduisent à un système linéaire appelé "système de krigeage simple". La résolution de ce système conduit aux valeurs des λ_i qui seront reportées dans la formule précédente pour obtenir la valeur estimée par krigeage (ou valeur krigée).

Pour une description plus détaillée de la technique de krigeage, on se référera aux travaux de Delhomme (1976, 1978). Lacombe (1986) a utilisé le krigeage pour calculer des lames d'eau afin de comparer, d'une part la structure spatiale de la pluie avec celle des champs de nébulosité, et d'autre part, d'établir des relations pluie krigée-nébulosité. Dans son étude, l'utilisation des données spatialisées calculées par krigeage n'améliore pas les relations de base établies entre la moyenne arithmétique des pluies ponctuelles et la nébulosité.

8.2. MISE EN OEUVRE DE LA COMPARAISON DES DEUX TYPES DE DONNEES : SOL ET SATELLITAIRES

Les valeurs moyennes de pluie sont calculées sur des surfaces élémentaires de 3 x 3 pixels qui, côte à côte, couvrent la totalité de la surface d'étude. Ces valeurs moyennes sont comparées avec les 9 pixels correspondants sur l'image. Si on considère une erreur maximale de plus ou moins un pixel, le fait de comparer deux surfaces de même taille (3x3 pixels) implique que, même avec une erreur de 1 pixel pour la localisation du centre de notre surface, il y aura toujours une surface d'intersection entre nos deux surfaces au moins égale à 4/9 de la surface d'estimation.

La précision des estimations varie en fonction de la structure de l'averse, et également d'un groupe de 3 x 3 pixels à un autre, en fonction de la proximité des stations, car le réseau 1989 n'est pas homogène. Chaque valeur moyenne étant assortie d'un écart-type d'estimation, un tri, pour chaque événement, suivant cet écart-type a été effectué et les valeurs moyennes sont séparées en trois groupes "bon", "moyen", "médiocre" (Arnaud et Thauvin, 1990).

$$ECT_{\min} \leq \text{"bon"} < ECT_{\min} + 1/3 (ECT_{\max} - ECT_{\min})$$

$$ECT_{\min} + 1/3 (ECT_{\max} - ECT_{\min}) \leq \text{"moyen"} < ECT_{\max} - 1/3 (ECT_{\max} - ECT_{\min})$$

$$ECT_{\max} - 1/3 (ECT_{\max} - ECT_{\min}) \leq \text{"médiocre"} < ECT_{\max}$$

Parmi les groupes "bon" et "moyen", nous avons sélectionné les zones 3 x 3 pixels qui contenaient au moins un pluviographe. C'est à cet échantillon de points que nous nous intéresserons pour la suite.

8.3. RESULTATS

8.3.1. Comparaison visuelle des relations obtenues avec les valeurs moyennes et les valeurs ponctuelles

Les résultats présentés ici sont toujours à l'échelle temporelle de l'averse, mais cette fois, à une échelle spatiale supérieure au pixel Météosat. La quantification de l'apport des valeurs moyennes de pluies n'est pas envisageable en étudiant les événements séparément. En effet, pour certains événements les relations sont trop dispersées, et parfois même ne sont pas modélisables. Ainsi, nous nous contenterons d'apprécier visuellement la diminution de la variabilité des relations, quand elles existent, et ce pour chaque indice nuageux étudié (Cf. annexe 1).

En règle générale, les nuages de points sont moins dispersés mais, pour certains événements, les relations sont encore médiocres ou inexistantes. L'utilisation des valeurs moyennes améliore nos résultats, mais cette amélioration n'est appréciable que pour les événements pour lesquels il existait déjà une assez bonne relation entre valeurs ponctuelles de pluie et les indices nuageux sur le pixel correspondant (Arnaud et Thauvin, 1990). En effet, pour les autres, l'utilisation des valeurs moyennes diminue la dispersion des points, mais aussi les valeurs extrêmes qui augmentaient la dynamique de nos relations ; en définitive le coefficient de corrélation entre les variables n'est pas meilleur ou est même parfois inférieur.

Pour mesurer l'amélioration apportée par les valeurs spatialisées assorties de leurs écarts types d'estimation, nous avons calculé, dans un premier temps, les relations d'ensemble entre la pluie moyennée et nos indices en pondérant les valeurs de pluies par l'inverse de la variance d'estimation. Les ajustements effectués, à partir de modèles ayant la même forme que ceux utilisés pour les valeurs ponctuelles, sont moins bons et expliquent un pourcentage de variance inférieur au précédent (avec les valeurs ponctuelles). Nous attribuons cela au fait que les écart-types associés aux valeurs moyennes sont d'autant plus grands que la valeur de pluie est importante, et de ce fait, dans le calcul du modèle, les fortes valeurs de pluies ont un poids systématiquement inférieur aux faibles valeurs de pluie.

Nous avons donc ajusté les modèles précédents sur les valeurs moyennes de pluies sans tenir compte des écarts types d'estimation.

La relation non-linéaire (figure 2.33) liant la pluie à la température minimale est la suivante :

Pluie = $3.4 + 17 \cdot 10^{-7} \cdot 1,1^{T_{\min}}$ et explique 38,3% de la variance de la pluie.

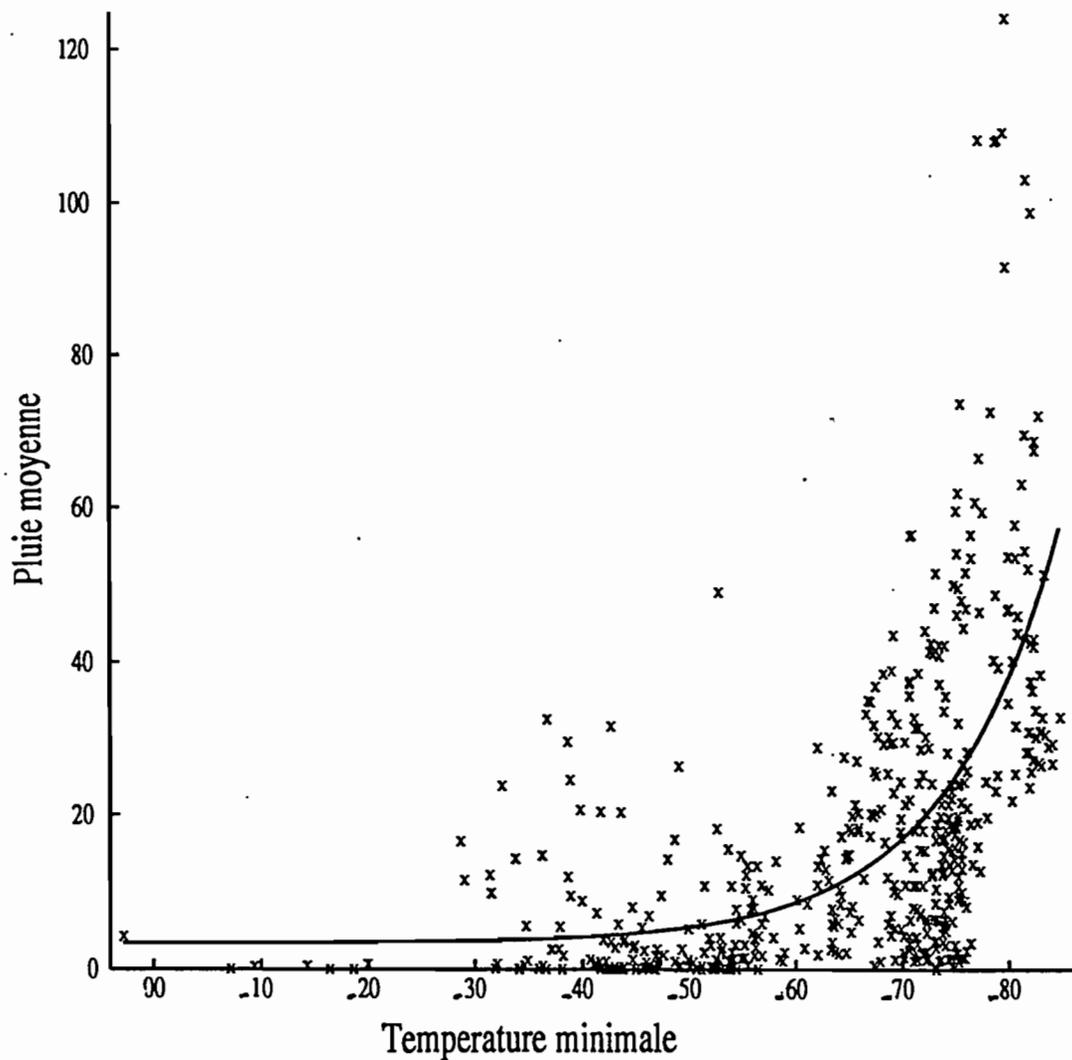


Figure 2.33 : Relation entre l'indice température minimale (°C) et la pluie moyenne (mm).

La relation non-linéaire (figure 2.34) liant la pluie à la température moyenne est la suivante :

Pluie = $-1,5 + 44 \cdot 10^{-4} \cdot 1,1^{T_{\text{moy}}}$ et explique 39,7% de la variance de la pluie.

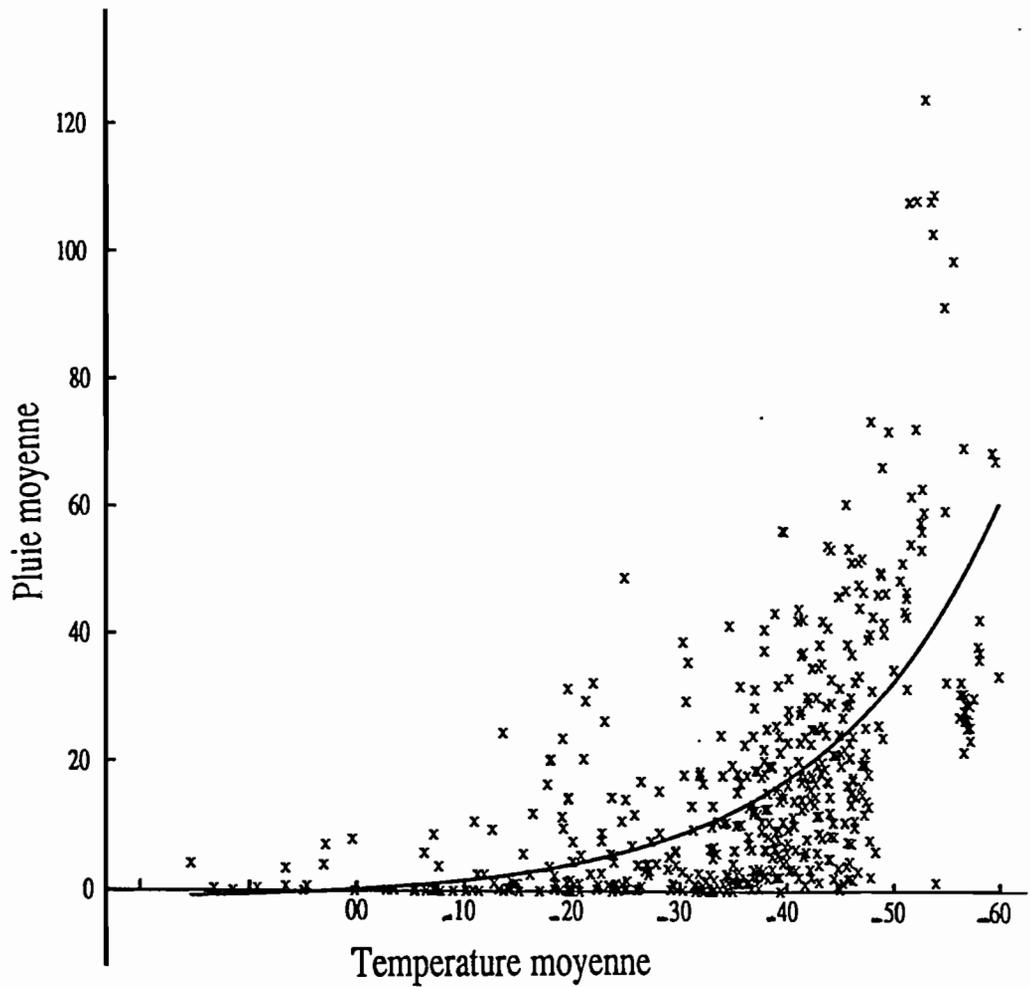


Figure 2.34 : Relation entre l'indice température moyenne (°C) et la pluie moyenne (mm).

La relation non-linéaire (figure 2.35) liant la pluie au nombre d'occurrences est la suivante :

Pluie = $-22,2 + 24,1 * 1,1^{Occ}$ et explique 44,2% de la variance de la pluie.

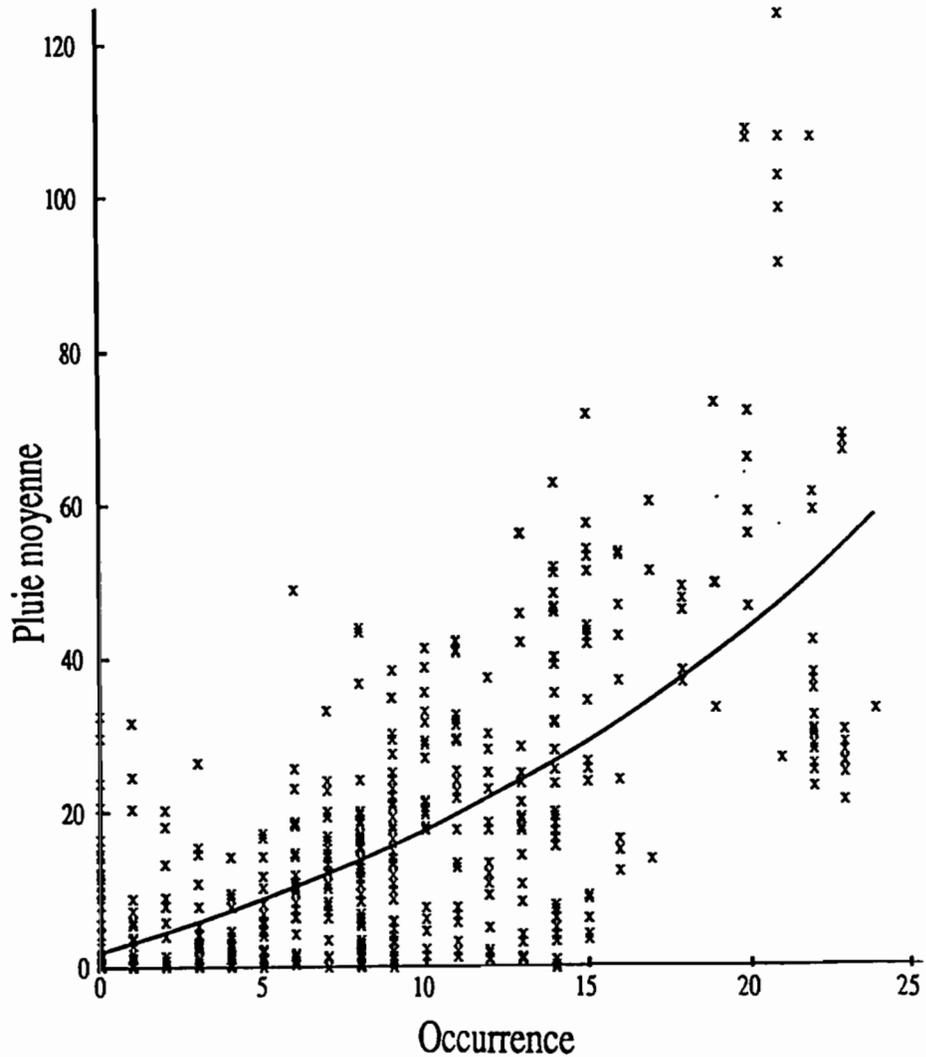


Figure 2.35 : Relation entre l'indice nombre d'occurrences et la pluie moyenne (mm).

Le tableau 2.2 nous permet de comparer les résultats avec ceux déterminés au paragraphe 6.2. On constate une légère amélioration du pourcentage de variance expliquée qui est due uniquement à la prise en compte des valeurs moyennes de pluie. L'apport de l'utilisation des valeurs moyennes est difficilement mesurable si ce n'est par la comparaison des pourcentages de variance

expliquée obtenus dans les deux cas. Les tests statistiques classiques comparent deux modèles différents calés sur le même jeu de données et ne peuvent donc pas être utilisés ici.

	Valeurs ponctuelles	Valeurs krigées
Tmin	36,3	38,3
Tmoy	31,6	39,7
Occ	38,2	44,2

Tableau 2.2 : Coefficient de détermination R^2 (%) pour chaque type de comparaison (valeurs ponctuelles, valeurs krigées).

8.3.2. Etude des relations à plus grande échelle

a) Sur l'ensemble des valeurs moyennes associées aux postes de mesures

Nous avons procédé au calcul de la valeur moyenne des valeurs spatialisées sélectionnées (Cf. paragr. 8.2) calculées par krigeage et nous les avons mises en relation avec la moyenne des indices nuageux correspondants et non pas avec la moyenne des indices englobant tout le degré-carré. A cette échelle, qui n'est pas l'échelle du degré-carré, nous n'avons pas observé d'amélioration due à l'utilisation des valeurs moyennes. On observe même une légère diminution du coefficient de détermination (tableau 2.2) par rapport à l'étude réalisée au paragraphe 7.4.1.

b) Sur la valeur moyenne totale krigée du degré-carré

La valeur moyenne sur l'ensemble du degré-carré, calculée par krigeage, pour chaque événement, est mise en relation avec la moyenne des indices sur la même zone. Les coefficients de détermination, R^2 , pour chaque indice, sont voisins mais parfois inférieurs à ceux déterminés à l'aide des valeurs ponctuelles de pluies ou de la moyenne des valeurs krigées sur des zones de 3 x 3 pixels (tableau 2.3).

Le krigeage nous a permis d'accéder à la valeur moyenne de la pluie sur la zone d'étude avec une précision sensiblement égale à celle observée lors de la détermination de la pluie à l'aide d'un pluviographe sur un pixel, puisque les deux types de relations (indices-pluie ponctuelle ou krigée) sont sensiblement les mêmes.

	Valeurs ponctuelles	Valeurs krigées	Valeur krigée totale
Tmin	48 (25)	42 (22)	32 (22)
Tmoy	50 (25)	48 (22)	42 (22)
Occ	55 (25)	51 (22)	47 (22)

Tableau 2.3 : Coefficient de détermination R^2 (%) et nombre d'observations pour chaque type de comparaison (moyenne arithmétique des valeurs ponctuelles, moyenne des valeurs krigées, valeur moyenne totale krigée).

Pour les indices "Tmin" et "Tmoy", sur lesquels nous avons effectué des régressions non-linéaires, les coefficients R^2 correspondent au rapport de la variance expliquée par le modèle sur la variance totale. Pour l'indice "Occ", le R^2 est le carré du coefficient de corrélation linéaire. Ainsi, l'application du test de Student est possible pour l'indice "Occ", et montre que le coefficient de corrélation est significativement différent de 0 dans les trois cas (moyenne des valeurs ponctuelles, moyenne des valeurs krigées, valeur moyenne totale krigée).

8.3.3. Conclusions

a) Apport des valeurs moyennes et de l'augmentation de la surface d'estimation

A l'échelle de quelques pixels Météosat, pour un événement particulier, l'apport des valeurs moyennes de pluies dans le cas où la relation pluie-indice nuageux existe déjà (et est bonne) avec les valeurs ponctuelles est non-négligeable (Arnaud et Thauvin, 1990).

A l'échelle de quelques pixels Météosat, mais pour tous les événements, nous avons pu quantifier l'apport des valeurs moyennes et nous avons constaté une légère amélioration du pourcentage de variance expliquée (tableau 2.2).

Lorsqu'on augmente la surface d'estimation (surface de l'ensemble des pixels incluant un pluviographe), les pourcentages de variances expliquées sont systématiquement supérieurs à ceux obtenus à l'échelle du pixel. Cependant le gain obtenu n'est pas aussi important que ce que l'on pouvait attendre. A cette échelle, l'utilisation de la moyenne arithmétique de valeurs krigées diminue légèrement les coefficients de détermination (tableau 2.3). Cela voudrait dire qu'à cette échelle spatiale la détermination de la valeur moyenne n'est pas meilleure en utilisant la moyenne arithmétique de moyennes krigées qu'en utilisant la moyenne arithmétique des observations ponctuelles.

En augmentant encore la surface d'estimation (surface du degré-carré), nous obtenons des coefficients de détermination inférieurs (tableau 2.3). En effet le nombre de stations pluviographiques utilisées n'a pas changé et la surface d'estimation a augmenté ; ce qui se traduit par une plus grande imprécision sur la détermination de la valeur moyenne totale à l'échelle du degré-carré. Pour pouvoir conclure quant à l'apport des moyennes krigées en fonction de la taille et du nombre de stations de la zone d'étude, une étude spécifique doit être conduite.

Par ces différents moyens, nous avons tenté d'améliorer la validation au sol de nos relations. Mais la réalité concernant la pluie sur une surface reste incertaine avec les appareils conventionnels. Une alternative serait la possibilité d'utiliser des bassins-versants bien connus, aux caractéristiques particulières, c'est à dire avec peu d'infiltration et beaucoup d'écoulement, dans le but de mesurer le débit à l'exutoire afin de donner une représentation de la pluie moyenne sur le bassin.

Quoi qu'il en soit, la dispersion de nos relations est surtout due au fait qu'il reste des paramètres explicatifs des pluies non mesurés par le satellite et sûrement même non mesurables avec Météosat.

b) Instabilité des relations en fonction des événements

A l'échelle de quelques pixels, pour chaque événement, les relations (indices nuageux-pluie) sont encore mal définies et présentent des caractéristiques (pente, ordonnées à l'origine) très différentes les unes des autres. L'analyse des relations pour l'ensemble des événements montre des liaisons non-linéaires et il semble normal que les relations par événement, qui sont des parties de la relation d'ensemble, ne soient pas les mêmes. Dans la relation, qui est analysée pour un événement, nous assimilons la portion de la courbe à une droite. A l'échelle d'un événement, la grande variabilité des pluies masque parfois la relation entre les deux variables.

c) Analyse de paramètres supplémentaires

Ces résultats nous conduisent à chercher d'autres paramètres explicatifs de la pluie, ou, tout au moins, susceptibles de nous renseigner sur la dispersion de nos relations à l'échelle de plusieurs pixels ou du degré-carré. Tous nos indices prennent en considération l'état du nuage au dessus de la zone d'étude, mais ils ne considèrent pas la phase dynamique du nuage dans son cycle d'activité ce qui revient à prendre en compte des paramètres dynamiques du nuages. D'autres paramètres peuvent aussi jouer leur rôle pour l'estimation des pluies : l'état antérieur de la zone d'étude (précipitations antérieures), situation dans la saison des pluies, position du F.I.T...

Pour obtenir des paramètres dynamiques sur les nuages, il est nécessaire de les suivre au cours de leur vie afin de définir leur état lorsqu'ils passent au dessus de notre zone d'étude. Le chapitre suivant sera consacré au développement de la méthode de suivi des amas nuageux et à l'utilisation de l'information issue du suivi pour améliorer nos estimations.

**TROISIEME CHAPITRE : SUIVI DES AMAS
NUAGEUX EN AFRIQUE DE L'OUEST**

1. OBJECTIFS ET INTERETS DU SUIVI AUTOMATIQUE

Le suivi ("tracking" en anglo-saxon) des amas nuageux est utilisé dans divers domaines scientifiques : en climatologie, avec par exemple les travaux d'Ago (1982) et Gnamien (1990) qui s'attachent à caractériser d'un point de vue dynamique les lignes de grains, ou encore pour l'estimation des pluies par satellite avec les travaux de Stout *et al.* (1979), Griffith *et al.* (1978, 1987) et plus récemment ceux de Thiao (1988, 1990) et Kouakou (1989) qui calculent des indices prenant en compte la dynamique des nuages afin de les relier aux précipitations. Toutes ces études ont été effectuées avec un suivi manuel qui nécessite un repérage systématique des nuages sur chaque image afin de calculer leurs surfaces, leurs positions ainsi que des indices propres à chaque méthode.

Actuellement les études climatologiques qui nécessitent le suivi d'un grand nombre de perturbations sont faites sur des images échantillonnées, temporellement et spatialement. Les données ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) sont souvent utilisées dans ce sens (Desbois *et al.*, 1988), mais la fréquence des images (une image toutes les trois heures), n'est pas suffisante pour estimer avec précision les heures de formation ou de dissipation des amas nuageux. D'autre part, pour l'estimation des pluies par satellite, il est souvent nécessaire d'utiliser la pleine résolution spatiale et temporelle du satellite au lieu de données échantillonnées (un pixel sur 6 et une image toute les 3 heures dans le cas de données du type ISCCP), afin de fournir des estimations à petite échelle. Dans ces conditions, l'étude d'un grand nombre de cas est fastidieuse, voire impossible à réaliser (Thiao, 1988).

Le suivi automatique devrait permettre l'utilisation d'images pleine résolution pour les études climatologiques ainsi que le traitement d'un plus grand nombre de cas pour l'estimation des pluies par satellite. Dans notre étude, nous nous attacherons au suivi des phénomènes convectifs de type amas convectif, ligne de grains, cyclones tropicaux qui sont à l'origine de la majorité des précipitations dans ces régions.

Dans un premier temps, nous avons effectué un suivi manuel sur un événement et nous avons pu nous rendre compte des difficultés inhérentes à cette technique de suivi, qui comme le

soulignent les auteurs précédents, est fastidieuse et pas toujours objective puisqu'elle dépend de l'opérateur. Il nous a donc paru nécessaire de mettre au point une méthode qui permette de suivre un nuage automatiquement. Dans ce chapitre, nous nous proposons de développer une méthode de suivi automatique des nuages et de montrer l'intérêt de celle-ci en climatologie, météorologie et hydrologie (estimation des pluies).

Le nuage est suivi depuis une image initiale jusqu'à une image finale. Le suivi peut être arrêté de façon automatique (dissipation du nuage) ou, si l'opérateur le décide, stoppé de façon forcée, lorsque le nuage n'est plus identifiable (mélange avec un autre phénomène).

L'objectif initial du suivi des nuages est l'amélioration des méthodes d'estimation des pluies décrites aux chapitres précédents. En effet, la prise en compte de la situation du nuage dans son cycle d'activité lors de son passage sur la zone d'étude peut être révélatrice de l'activité du nuage, et peut donc améliorer les estimations. Les méthodes interactives développées par Scofield and Oliver (1977), Stout *et al.* (1979), montrent l'intérêt du suivi des nuages pour l'estimation des pluies convectives. La méthode décrite par Woodley *et al.* (1980) est basée sur une équation de même type que celle utilisée dans Griffith *et al.* (1978) mais a l'avantage d'être automatique, puisqu'elle utilise une méthode de suivi automatique.

L'autre intérêt de la méthode de suivi réside dans le calcul des caractéristiques des événements qui peuvent être utilisées pour étudier les phénomènes convectifs tropicaux. En effet, la micro-physique qui régit le fonctionnement respectif de ces phénomènes n'est pas parfaitement connue (Dhonneur, 1974, s. d.), et un des moyens de les caractériser est l'étude de leur dynamique respective. Toutefois, des études plus récentes telles que COPT 81 conduites à partir de radar météorologiques Doppler, et de modèles numériques ont permis de mieux comprendre la dynamique et la microphysique de la convection tropicale et des lignes de grains.

Le nombre de cas étudiés ici ne permet pas de mettre en évidence des classes de caractéristiques différentes entre les événements, mais nous a permis de comparer les résultats avec ceux obtenus dans d'autres études. D'autre part, l'analyse des paramètres déterminés par le suivi

automatique met en évidence une relation liant l'indice volumique et la surface. La détermination de la phase dynamique des nuages à partir d'une seule image est alors possible en considérant les indices précédents. Ce résultat trouve son application lors de l'utilisation des satellites défilants pour l'estimation des pluies (Simpson *et al.* , 1988 ; NASA, 1990a) puisqu'il permet d'indiquer la situation d'un nuage dans son cycle d'activité à partir d'une seule image, ce qui, à notre connaissance, n'était pas fait jusqu'à aujourd'hui.

2. LES METHODES DE SUIVI CONNUES

Le suivi des nuages a commencé dès l'apparition des premiers satellites géostationnaires de la série ATS (Application Technology Satellites), en 1966. Fujita *et al.* (1968, 1969) ont visualisé des séquences de photographies et ont mesuré les déplacements des nuages à l'oeil en suivant des éléments nuageux discernables sur les clichés. Le principal objectif de ces études était la détermination des champs de vents à l'aide du déplacement des nuages.

Par la suite, Endlich *et al.* (1971) utilisèrent des images digitalisées sur lesquelles ils repèrent des centres de brillance, (représentant approximativement les centres de gravité des nuages), par la technique "ISODATA" (Iterative Self-Organizing Data Analysis) développée par Ball et Hall (1967). Un nuage est représenté par un nombre assez réduit de centres de brillance. Les différents centres sont appareillés entre deux images successives, ce qui permet de calculer les déplacements des nuages. La technique d'appariement est la suivante : soit (x_1, y_1) les coordonnées des centres repérés sur l'image à l'instant t_1 et (x_2, y_2) les coordonnées des centres repérés sur l'image prise à l'instant t_2 . Dans un premier temps, deux tables (Δx et Δy) représentant respectivement les différences entre la coordonnée x , et la coordonnée y d'un centre à l'instant t_1 et toutes les coordonnées x , et les coordonnées y des centres déterminés à l'instant t_2 , sont établies et cela pour tous les centres de l'image t_1 . A partir des tables précédentes, les modes (x_m et y_m) des observations sont calculés, et les tables précédentes sont centrées avec les valeurs des modes respectifs pour aboutir à la table ($\Delta x - x_m$ et $\Delta y - y_m$). Les valeurs x_m et y_m définissent le vecteur de déplacement le plus probable pour le couple d'images considéré. Ensuite, un critère d'ajustement est calculé et mesure l'écart par rapport aux modes. Il est défini comme étant la racine carré de la

somme $(\Delta x - x_m)^2 + (\Delta y - y_m)^2$ (distance euclidienne de (x,y) au mode), et sert à l'établissement d'un autre tableau, avec comme indices, les centre des nuages sur chaque image. Les valeurs les plus faibles dans le dernier tableau indiquent les centres dont l'appariement est le plus vraisemblable. Si la valeur est au dessus d'un certain seuil, les couples de centres sont éliminés de l'analyse. L'objectif de ce travail est l'obtention de vecteurs de déplacement des nuages. Cependant, cette étude a été limitée par l'impossibilité d'affecter une altitude aux nuages, puisque les satellites de cette époque ne disposaient pas de capteurs infrarouges.

Dans le même temps, Leese *et al.* (1971) développèrent une technique pour déterminer le déplacement des nuages sur les images de satellites géostationnaires en utilisant une technique de corrélation croisée. Les caractéristiques essentielles de la corrélation croisée bi-dimensionnelle, telle qu'elle est utilisée dans ce travail sont présentées sur la figure 3.1. Les tableaux d'entrées sont deux grilles $G(i,j)$ avec des niveaux de gris, représentant une zone prise à deux instants différents. Leur représentation est donnée sur la figure 3.1a. Les coefficients sont calculés pour différents décalages entre les matrices G_{t_0} et G_{t_1} . La valeur des coefficients pour un décalage (p,q) est représentée sur la figure 3.1b et est donné par $R(p,q) = \text{Cov}(p,q) / \sigma_{t_0} \sigma_{t_1}$, où $R(p,q)$ est le coefficient de corrélation croisée pour un décalage de p et q dans les directions P et Q ; $\text{Cov}(p,q)$ est la covariance pour un décalage de p et q ; et $\sigma_{t_0} \sigma_{t_1}$ sont les écarts types des tableaux G_{t_0} et G_{t_1} . Les coefficients sont déterminés dans une certaine plage de variation de p et q comme le montre la figure 3.1c. La position du coefficient maximum est proportionnelle au vecteur déplacement du nuage dans l'intervalle t_0 à t_1 . Soit p' et q' les valeurs de décalage pour lesquels le coefficient R est maximum : $R(p',q') = \max[R(p,q)]$. La vitesse et la direction de déplacement du nuage est alors $|V| = [(p'\Delta x)^2 + (q'\Delta y)^2]^{1/2} / \Delta t$ et $\Theta = \arctan(p'\Delta x / q'\Delta y)$ où Δx et Δy sont les résolutions de l'image et Δt l'intervalle de temps entre deux images. Cependant, ce type d'analyse prend un temps considérable si on utilise le calcul direct des coefficients de la corrélation croisée. L'utilisation de la transformée de Fourier rapide (FFT) pour déterminer les coefficients de la corrélation croisée est nécessaire pour appliquer la méthode en temps quasi-réel.

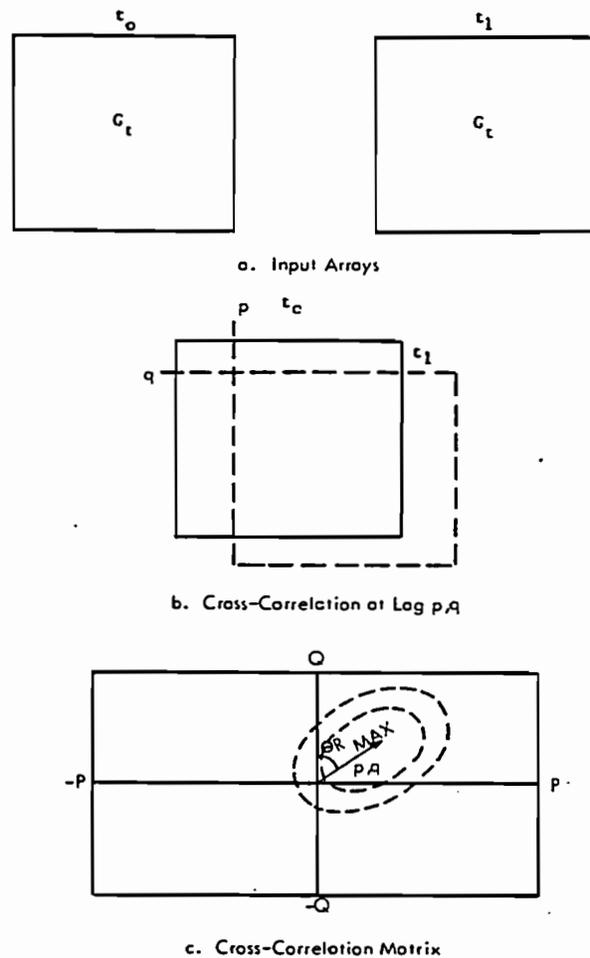


Figure 3.1 : Représentation graphique de la corrélation croisée bidimensionnelle (d'après Leese *et al.*, 1971).

Avec l'apparition du satellite géostationnaire SMS-GOES, les études ont été relancées et le canal infrarouge donnant accès à l'altitude du sommet du nuage est mis à profit. Wolf *et al.* (1977) présentent une amélioration de la première méthode de suivi automatique établie par Endlish *et al.* (1971) qui utilisait l'algorithme ISODATA.

La technique utilisée est la suivante :

1) Identification des nuages par un seuillage sur la brillance. L'utilisation d'un seuil adaptatif est nécessaire pour extraire tous les types de nuages. Pour cela la brillance moyenne d'une

fenêtre est calculée et les points de brillance supérieure sont retenus. Un deuxième seuil est utilisé pour éliminer les zones telles que la terre ou l'océan qui sont présentes sur l'image.

2) Regroupement des points identifiés à l'étape précédente pour identifier les groupes, afin de calculer la position de leur centre, leur taille, leur brillance et leur température, ainsi que leur forme. L'identification peut être effectuée à l'aide de l'algorithme ISODATA (Ball et Hall, 1967), mais la méthode présentée ici a été simplifiée et donne des résultats équivalents. Les points appartiennent à un même groupe s'ils sont voisins sur une horizontale, une verticale ou une diagonale (étiquetage avec connexité 8).

3) Calcul du déplacement des nuages : cette étape a pour fonction de repérer un même groupe de nuages d'une image sur l'autre. La procédure comporte quatre itérations :

Première itération : le centre de chaque groupe repéré sur la première image est appareillé avec le nuage le plus proche sur l'image suivante, si ce nuage est à une distance inférieure à un certain seuil défini empiriquement. La valeur moyenne du déplacement défini pour chaque centre de groupe est utilisée pour fournir une information générale du déplacement sur la scène étudiée.

Seconde itération : un nouvel appareillage est effectué où les déplacements doivent être proches de la valeur moyenne obtenue à l'itération précédente avec une certaine marge d'erreur. Une nouvelle valeur moyenne du déplacement est alors calculée.

Troisième itération : un nouveau regroupement est effectué, en accord avec la dernière valeur moyenne du déplacement, pour minimiser les différences en terme de surface, brillance, température et forme. Un indice, qui tient compte des différents changements de caractéristiques des nuages, est calculé. Les faibles valeurs de l'indice indiquent qu'il n'y a pas eu de changements importants dans les caractéristiques du nuage et que le vecteur de déplacement déduit est fiable. Si cet indice est au dessus d'un certain seuil, le vecteur déplacement est rejeté.

Quatrième itération : elle est identique à la précédente mais utilise le déplacement moyen obtenu à la troisième itération.

Cette dernière technique SATS (SRI Automatic Cloud Tracking), développée au Stanford Research Institute a été améliorée et peut être utilisée sur des images présentant des nuages à diverses altitudes (Endlich et Wolf, 1981). L'information du canal infrarouge a été prise en compte pour effectuer une segmentation entre les différents types de nuages (bas, moyen, haut, convection profonde). La séquence de traitement précédente est répétée pour chaque type de nuage afin de déterminer son déplacement moyen et les caractéristiques de chaque couche nuageuse. Afin de vérifier si la méthode précédente donne les mêmes résultats que celle basée sur la corrélation croisée, une option a été définie dans laquelle la technique de la corrélation est utilisée, non pas sur l'ensemble des points comme pour les autres méthodes, mais autour des centres repérés précédemment. Après le traitement du premier couple d'images, le déplacement moyen des nuages dans chaque couche nuageuse est utilisé comme première estimation pour la seconde paire d'images dans la séquence d'images et ainsi de suite.

Les méthodes automatiques peuvent être divisées en deux grandes catégories : celles qui font appel à des techniques de reconnaissance de forme et celles qui utilisent la corrélation entre les nuages. Les premières nécessitent une identification préalable des masses nuageuses à suivre pour effectuer des mesures de formes, les secondes ne nécessitent pas obligatoirement un repérage, puisqu'elles opèrent en général sur des sous-fenêtres glissantes, mais ne permettent pas l'identification d'un nuage particulier.

Les techniques présentées ci-dessus sont automatiques, mais au cours des années 1970, d'autres techniques manuelles ou semi-manuelles ont vu le jour (Hubert et Withney, 1971 ; Chang *et al.*, 1973 ; Novak et Young, 1976 ; Bauer, 1976 ; Suchman et Martin, 1976). Toutes utilisent des systèmes de visualisation d'images. Pour les méthodes manuelles, le déplacement du nuage est estimé par l'opérateur, et, pour certaines méthodes semi-manuelles, les positions successives des nuages sur deux images sont fournies sous forme de grilles digitalisées, le calcul du déplacement étant fait par l'ordinateur. Dans certains cas, les nuages candidats sont repérés et la reconnaissance d'un nuage,

d'une image sur l'autre, est effectuée à l'aide d'une technique de corrélation ou de reconnaissance de forme. Les inconvénients majeurs de ces techniques sont le temps nécessaire pour effectuer un suivi et la dépendance des résultats avec l'opérateur qui, de plus, doit être un spécialiste pour interpréter les images.

Ago (1982) utilise une méthode manuelle pour suivre les amas nuageux et fournir une analyse plutôt descriptive du comportement des amas nuageux mobiles d'Afrique Occidentale afin d'en dégager certains caractères généraux : trajectoire, vitesse, durée de vie... Les images brutes du satellite Météosat, sur support papier, sont utilisées dans les canaux visible et infrarouge. Les critères de sélection et la technique de suivi des nuages sont ceux exposés par Aspliden *et al.* (1976) pour l'étude des amas nuageux de l'expérience GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment) du programme GARP (Global Atlantic Research Programme). Les principaux critères adoptés dans cette étude sont les suivants :

- le sommet de l'amas nuageux doit apparaître en blanc brillant sur les images infrarouges (le seuil de brillance infrarouge est égal à -40°C dans notre étude),
- l'amas nuageux doit atteindre une dimension d'au moins $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ au cours de sa durée de vie,
- la perturbation doit rester active pendant au moins 6 heures,
- l'amas nuageux doit rester blanc depuis sa genèse jusqu'à l'état de dégénérescence avec seulement quelques variations de brillance,
- le front antérieur de l'amas nuageux, généralement formé de nuages cirriformes, est assimilé à celui de la ligne de grains,
- l'heure à laquelle débute la dégénérescence n'est qu'approximative. On admet que la dégénérescence commence lorsqu'on note une nette atténuation de la brillance.

Le même type de travail a été réalisé par Gnamien (1990) en utilisant des données du type ISCCP dans le canal infrarouge de Météosat. Cette étude s'attache à suivre uniquement les phénomènes du type "ligne de grains", contrairement à l'étude précédente qui consistait à suivre tous les amas nuageux mobiles incluant les cyclones tropicaux.

La technique utilisée par Gnamien est la suivante :

- seuillage des images pour ne conserver que les parties les plus froides (seuillage à -40°C),
- sélection des nuages par une méthode visuelle et utilisation d'un curseur électronique pour le repérage des nuages,
- création d'une image du type "SERIE" (Gnamien, 1990) ne comportant que les amas nuageux considérés comme ligne de grains.

Les critères de choix pour identifier une ligne de grains ont été établis à partir de l'observation des animations de toutes les images. Les caractéristiques retenues sont les suivantes :

- un bord très net à l'ouest, précédé d'une zone de "ciel clair", c'est à dire une zone libre de tout amas nuageux, tandis que l'arrière est plus difficilement délimitable du fait des sommets très froids qui favorisent le développement de l'enclume, également appelée traîne,
- une persistance durable de l'événement sur une série d'images : durée de vie d'au moins 12 heures,
- une indépendance très nette de l'amas nuageux évoluant en ligne de grains par rapport à son environnement immédiat.

Ces méthodes de suivi manuel ont des critères de sélection propres pour les événements puisqu'elles s'attachent à suivre des phénomènes différents : la première, tous les amas nuageux (orages isolés, lignes de grains, cyclones tropicaux), et la seconde, les lignes de grains uniquement. Notre étude, effectuée à l'aide d'un suivi automatique, prendra en compte les événements qui ont touché la zone d'étude (Cf. chap.2 paragr. 3). Les événements ont été étudiés au chapitre 2 et ont été sélectionnés selon des critères précis (pluies supérieures à 1 mm sur au moins 5 stations de la zone). (Thauvin, 1992).

3. PROBLEMATIQUE DE NOTRE ETUDE

Les principaux phénomènes météorologiques sahéliens sont les lignes de grains et les orages convectifs locaux : les premiers sont organisés et se déplacent vers l'ouest à une vitesse moyenne de

60 km h⁻¹, les seconds sont dans le flux dominant d'est et se déplacent aussi vers l'ouest. Les nuages formant ces systèmes sont des entités dont les formes varient considérablement au cours du temps, ce qui ne facilite pas la définition d'un paramètre stable pouvant servir d'indicateur pour leur reconnaissance et leur suivi (le bord très net à l'ouest peut ne pas exister au cours de l'évolution de l'événement puis réapparaître). Un nuage peut se scinder en plusieurs parties et donner naissance à plusieurs nuages. Le phénomène inverse est aussi possible : ainsi plusieurs nuages peuvent se regrouper pour n'en former qu'un seul. Il est donc clair qu'une méthode prenant en compte les éventuelles séparations ou unions des nuages est nécessaire si l'on veut suivre une perturbation qui est constituée de plusieurs nuages.

La fréquence élevée des images du satellite Météosat (une image toute les demi-heures) nous offre un bon échantillonnage du déplacement et de la modification continue des nuages au cours du temps. Ainsi, il existe une surface en commun entre le même nuage sur deux images successives. Plus précisément, pour un nuage de dix pixels de large (dans la direction est-ouest) la vitesse maximale, pour qu'il existe une surface en commun entre le même nuage sur deux images successives, en considérant que le nuage garde sa taille initiale, est environ 100 km.h⁻¹. Cette vitesse théorique maximale est bien supérieure à la vitesse de déplacement réelle des perturbations ou des nuages isolés dans ces régions. La méthode de suivi que nous proposons est fondée sur ce fait et sera donc utilisable pour le suivi d'amas nuageux, mais aussi pour tout autre objet si une surface d'intersection suffisante existe pour le même objet sur deux images successives.

L'identification des masses nuageuses se fait par un seuillage dans le canal infrarouge. La taille et la forme des nuages seront donc dépendantes du seuil choisi. Dans notre application, nous nous intéressons aux nuages pluvio-gènes. En climat sahélien, le seuil de -40°C est souvent utilisé pour séparer les nuages pluvio-gènes de ceux qui ne produisent pas de pluie. Ce seuil a été défini à partir des travaux d'Arkin (1979) qui a établi une relation entre la quantité de pluie cumulée et l'aire couverte par le nuage pour un seuil donné. Les résultats révèlent un coefficient de corrélation maximum pour un seuillage à 10 km d'altitude, qui correspond à l'isotherme 235 K (figure 3.2). Bellec *et al.* (1985) ont montré, par une néphanalyse VIS+IR, que la séparation des noyaux actifs pouvait être réalisée par un seuillage infrarouge proche de -40°C. D'autres travaux, basés sur des

méthodes différentes d'estimations des pluies, montrent que la qualité des estimations n'est pas très dépendante du seuil utilisé (Ba, 1990), surtout pour des estimations sur de longues périodes. Certains préconisent un seuil de -33°C (Richards, 1981) ou plusieurs seuils (-40°C , -50°C , -60°C) en fonction de la latitude et/ou de la situation dans la saison des pluies (Mac Dougall, 1988). Nos résultats, obtenus au deuxième chapitre, justifient l'utilisation d'un seuil voisin de -40°C . En effet, la relation entre la température minimale des nuages et la pluie cumulée pour un événement sur le degré-carré présente des valeurs non nulles de pluies à partir d'une température proche de -40°C . Compte tenu des remarques précédentes, nous utiliserons le seuil de -40°C qui a été utilisé, par ailleurs, par Gnamien (1990).

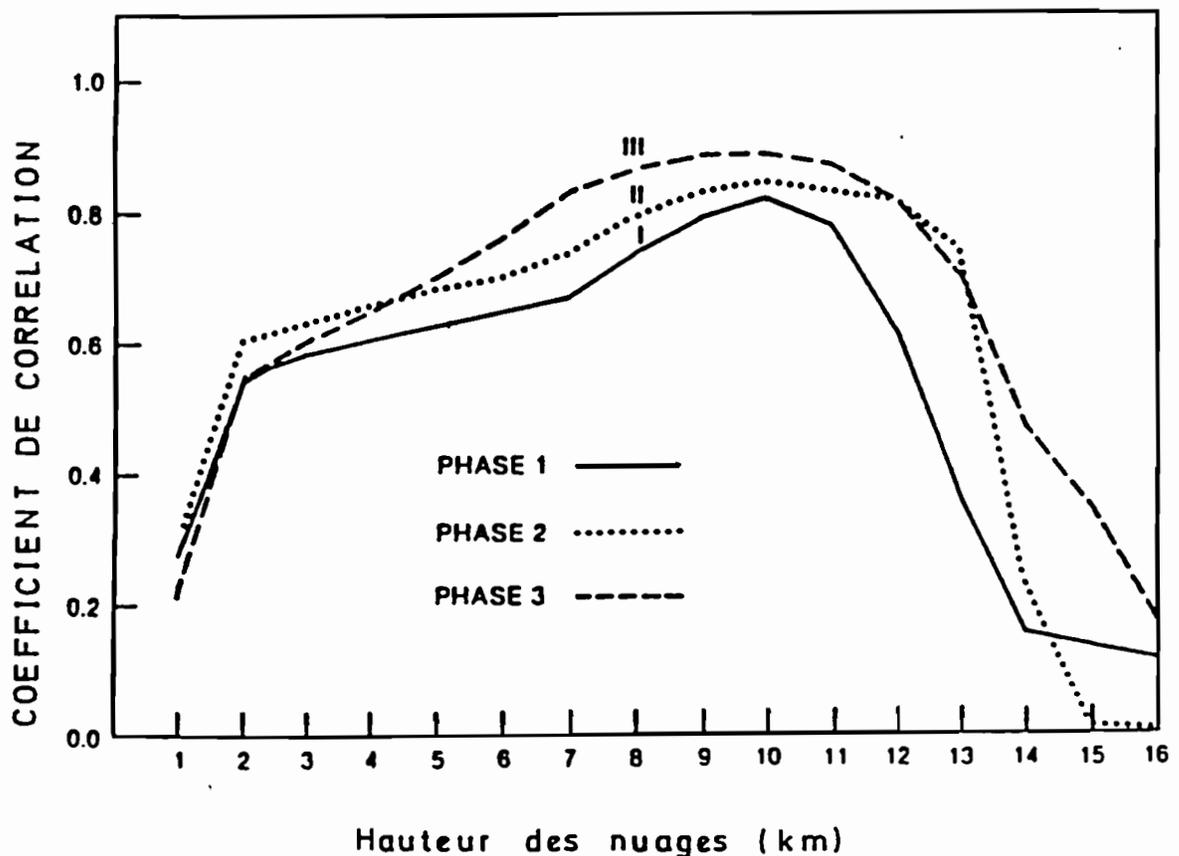


Figure 3.2 : Coefficient de corrélation entre la quantité de pluie cumulée sur 6 heures et la fraction recouverte par les nuages pour la zone d'étude de GATE, en fonction du seuil de radiance correspondant à une hauteur donnée de nuage (d'après Arkin, 1979).

Le problème consiste à suivre l'évolution d'un nuage N, repéré à un instant T correspondant à l'image I, sur l'image I+1 prise à l'instant T+dT, (pour le satellite Météosat, dT est généralement 30 mn quand il n'y a pas d'image absente).

Le suivi sera mis à profit pour calculer divers paramètres nuageux dont voici quelques exemples : surface, indice volumique, coordonnées du centre de gravité, coordonnées du front avant, moments d'inertie, vitesse de déplacement du centre de gravité et du front avant... Le principal intérêt est de pouvoir suivre l'évolution de ces paramètres au cours du temps, afin de fournir une information beaucoup plus synthétique que les images elles-mêmes. Ces paramètres pourront servir à déterminer les caractéristiques des événements afin de les classer de manière objective, ou de mesurer leur activité pour l'estimation des pluies.

4. PROPOSITION D'UNE METHODE DE SUIVI

4.1. Définition de la séquence de traitement

La méthode présentée dans ce paragraphe a fait l'objet d'une publication (Arnaud *et al.*, 1992). Pour initier un suivi de nuage, il faut, dans un premier temps, repérer la perturbation intéressante en observant l'animation des images brutes. Lorsque l'événement est choisi et que l'intervalle de temps qui l'encadre est défini, un premier traitement automatique, dans lequel sont spécifiées les images de début et de fin de la séquence, est lancé. Ce programme fournit en sortie des images étiquetées, avec un fichier de paramètres des nuages pour chaque image traitée.

A l'aide des images étiquetées, le numéro du nuage préalablement choisi sur la première image est repéré et un second programme est lancé. Celui-ci a pour fonction de suivre le nuage sur la séquence d'images sélectionnée auparavant et de fournir des images du nuage seul avec un fichier qui résume les paramètres (surface, indice volumique...) de cet événement au cours du temps.

Un troisième programme permet de calculer les principales caractéristiques des événements (vitesse, durée de vie, distance parcourue...). Il faut souligner que les résultats sont conditionnés par

le choix du début et de la fin de la séquence d'images par l'opérateur. En effet, un nuage peut être suivi depuis sa naissance jusqu'à sa dissipation ou, parfois, le suivi peut être interrompu lorsque le nuage rencontre une zone nuageuse et disparaît dans celle-ci. Dans ce cas on ne peut plus parler de dissipation du nuage, mais de fin de suivi, due à des circonstances extérieures. Ce cas de figure est fréquent quand les nuages arrivent au-dessus de la Guinée ou du Sénégal puisque cette zone est souvent recouverte de nuages quasi-permanents faisant partie de la zone de convergence intertropicale. Ce fait a été observé par Gnamien (1990) qui souligne que la détermination des zones et heures de dissipation des événements est parfois difficile. D'autre part, la naissance des événements pose parfois des problèmes : les lignes de grains ou les amas convectifs peuvent se former dans une zone de convection intense (sud du Tchad, nord Cameroun), et le début du suivi est alors difficile à définir de manière objective. De plus, la zone couverte par nos images est insuffisante pour suivre certains nuages depuis leur naissance : les nuages naissant à l'est du lac Tchad ne peuvent pas être pris en compte depuis leur naissance (Cf. chap. 2 paragr. 3.1.). Pour une étude climatologique, il serait nécessaire d'obtenir des images allant jusqu'à l'Ethiopie puisque certaines lignes de grains prennent naissance sur les hauts plateaux éthiopiens ou dans le delta du Nil (Desbois *et al.*, 1988 ; Gnamien, 1990). Guillot (1989) a suivi un événement qui est né au Soudan et qui a donné naissance à la tempête tropicale "ERIN".

4.2. Méthode de traitement des images

4.2.1. Prétraitements

Ces prétraitements étant déjà présentés dans la première partie du travail, nous ne ferons qu'en rappeler brièvement l'existence. La première étape consiste à vérifier la navigation des images, et à faire les corrections géométriques le cas échéant. Le contrôle des images se fait, d'une part, par la lecture des paramètres de navigation sur les bandes magnétiques qui précisent si l'image est rectifiée ou non, et d'autre part, par la vérification de la position de points d'amers tel que la pointe de Dakar ou la côte du golfe de Guinée. La deuxième étape consiste à calibrer les images infrarouges et à transformer les comptes numériques bruts en températures, selon les tables et les coefficients

d'étalonnage fournis par l'Agence Spatiale Européenne (anonyme, 1989b) (Cf. chap. 1 paragr. 1.2.3.).

4.2.2. Seuillage, étiquetage et calcul des paramètres des nuages

Pour identifier les masses nuageuses, la littérature propose de nombreuses méthodes de classification automatique du couvert nuageux (Rosenfeld, 1965 ; Parikh, 1977 ; Parikh et Rosenfeld, 1978 ; Parikh, 1978 ; Harris et Barrett, 1978 ; Kittler et Pairman, 1985). Ces méthodes peuvent être séparées en deux grandes familles : à segmentation simple par seuillage, ou à segmentation complexe. Les méthodes à seuil sont généralement plus rapides que les méthodes à segmentation complexe, mais ne fournissent pas de résultats satisfaisants pour la séparation des différents types de nuages. Les études de Kouakou (1989) et Ba (1990), montrent l'influence des seuils de températures pour la détermination des précipitations et/ou des surfaces, ainsi que pour déterminer le type des nuages. La reconnaissance des cirrus (nuages non pluvio-gènes) est délicate, surtout lorsque le canal infrarouge est le seul utilisé. Les méthodes à segmentation complexe sont plus fines, mais nécessitent des temps de calculs considérables. Par exemple, l'algorithme de classification du couvert nuageux mis au point par Kermel (1987) nécessite un temps d'exécution de 102 mn pour classifier une image 400 x 512 sur un PDP11/44. Bien que le temps d'exécution puisse être diminué dans de larges proportions, ce type de traitement sur une séquence d'images avec un mini-ordinateur prendrait encore trop de temps. Dans un souci d'une application opérationnelle de la méthode, et vu le nombre d'images à traiter pour effectuer un suivi (144 images pour un suivi de 3 jours), nous avons privilégié la rapidité d'exécution plutôt que la détermination exacte des contours et du type des nuages. En effet, dans notre étude, seuls les nuages pluvio-gènes nous intéressent : ils correspondent aux zones les plus froides sur les images et sont donc bien identifiables par seuillage, malgré la prise en compte de certains cirrus épais.

a) Seuillage

La première étape, le seuillage, consiste à mettre à zéro les pixels qui sont plus chauds que le seuil de température, les autres pixels gardant leur valeur. Ainsi, si I_p représente la valeur de

radiance d'un pixel au point de coordonnées cartésiennes (x,y), la valeur I_r de ce pixel sur l'image résultante sera donné par :

$$I_r = I_p \text{ si } I_p \leq -40^\circ\text{C}$$

$$I_r = 0 \text{ si } I_p > -40^\circ\text{C}$$

Cette image temporaire n'est pas archivée sur le disque de l'ordinateur mais demeure en mémoire vive ; elle sera utilisée dans les étapes suivantes.

b) Etiquetage

La deuxième étape consiste à étiqueter les entités connexes qui apparaissent sur les images seuillées (parties des nuages plus froides que le seuil), c'est-à-dire à affecter un numéro à chaque entité. Pour cela, nous avons adapté l'algorithme d'étiquetage qui était utilisé dans un programme du logiciel "Planète" de l'ORSTOM (Rakoto *et al.*, 1987) lui même inspiré du module "CLAB" du logiciel SPIDER développé au CIRCE (Spider user manual, s. d.). Les numéros des nuages sont affectés séquentiellement par ordre croissant selon le sens de balayage de l'image (du coin haut gauche vers le coin bas droit). Il est donc clair qu'un même numéro sur deux images ne correspond pas obligatoirement au même nuage, les nuages naissant, se regroupant, se divisant ou se dissipant. Le maximum de "particules" identifiables (nuages) sur nos images est de 255. Cette contrainte est liée au codage de nos images sur 8 bits (profondeur de l'écran de la station de travail utilisée). Actuellement, des écrans 24 bits sont disponibles sur le marché et permettent l'identification de $2^{24} = 16\,777\,216$ particules ce qui est même supérieur à la taille des images utilisées dans notre étude.

Les différentes valeurs sur les images étiquetées auront donc les significations suivantes :

0 -----> fond (pas de nuage)

1 -----> nuage 1

. . .

. . .

255 -----> nuage 255

On obtient ainsi une image étiquetée qui peut représenter 255 nuages différents avec saturation à 255 (ce qui veut dire que les nuages avec un numéro d'ordre supérieur à 255 ont tous la valeur 255). En pratique, cette limitation n'est pas gênante pour le suivi des phénomènes dans la bande sahélo-soudanienne puisque le nombre de nuages repérés dans l'image dépasse rarement 255. Lorsque cela se produit les nuages à 255 sont situés au bas de l'image dans une zone inexploitée.

Une image d'origine et l'image étiquetée correspondante sont représentées sur les figures 3.3 et 3.4. Sur l'image étiquetée (figure 3.4), les 255 nuages (de couleurs différentes) ne sont pas tous repérables à l'oeil sur l'écran de l'ordinateur.

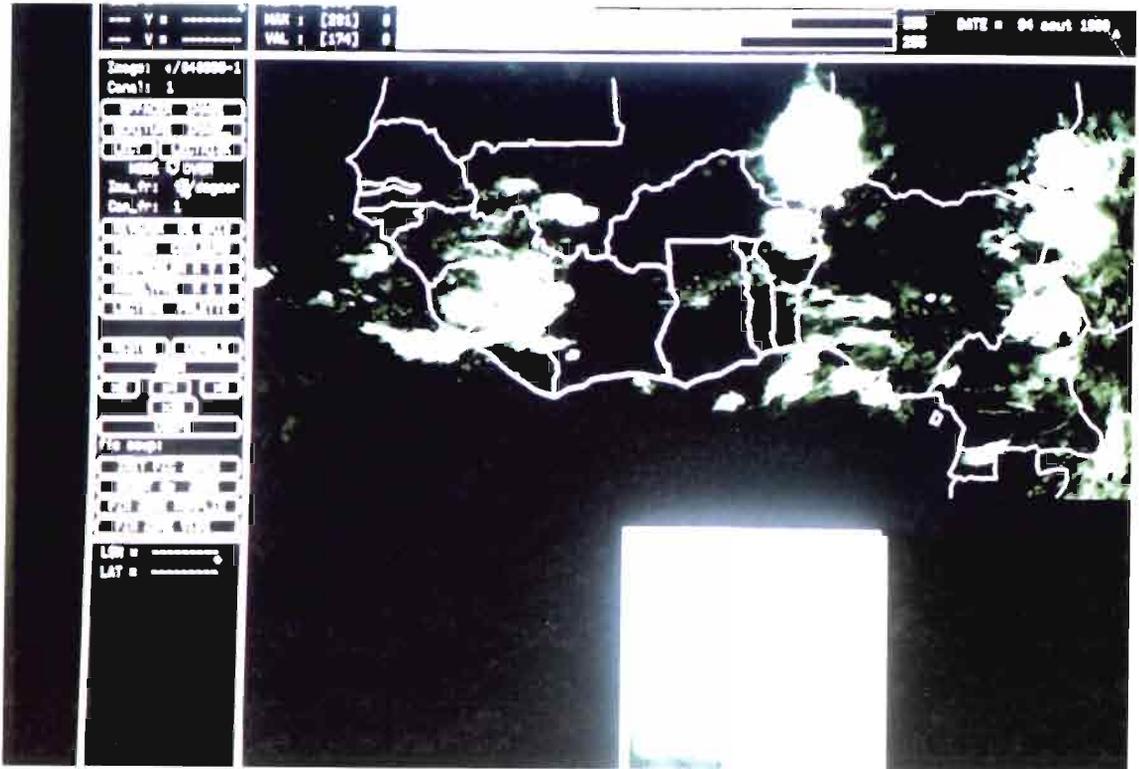


Figure 3.3 : Exemple d'image infrarouge fournie par Météosat.



Figure 3.4 : Exemple d'image étiquetée correspondant à l'image précédente.

c) Calcul des paramètres

Pour chaque nuage ainsi repéré, les paramètres suivants sont calculés sur les images étiquetées, en tenant compte des valeurs radiométriques de l'image de départ, notamment pour le calcul des barycentres et des moments d'inertie (entre parenthèse : nom du paramètre) :

- la surface en nombre de pixels (SURFACE),

- les coordonnées du barycentre en ligne (YGR) et en colonne (XGR),

$$XGR = (\sum T_i X_i) / \sum T_i \text{ et } YGR = (\sum T_i Y_i) / \sum T_i,$$

T_i : température du pixel i ,

X_i et Y_i : coordonnées du pixel i ,

- la largeur maximale en nombre de pixels sur l'axe x (LARGEUR),

- la hauteur maximale en nombre de pixels sur l'axe y (HAUTEUR),

- la coordonnée en x du front avant (FRON_A). Cette coordonnée est définie comme étant la coordonnée en x du point le plus à l'ouest, ayant comme coordonnée sur l'axe y, la valeur du barycentre (YGR),

- les moments d'inertie suivant l'axe des x (M20), l'axe des y (M02) et croisé xy (M11),

$$M20 = (\sum T_i (X_i - XGR)^2) / \sum T_i,$$

$$M02 = (\sum T_i (Y_i - YGR)^2) / \sum T_i,$$

$$M11 = (\sum T_i (X_i - XGR)(Y_i - YGR)) / \sum T_i,$$

- l'angle de l'axe principal du nuage (THETA), calculé avec la formule approchée suivante : $THETA = -1/2 \text{ Arctangente}((2 M11)/(M20 - M02))$.

On aurait pu également déterminer le front avant en prenant la coordonnée en x du pixel le plus à l'ouest. Dans ce cas, le point retenu peut ne pas être représentatif de la position du front avant si le nuage présente des irrégularités de forme. On peut alors définir une contrainte supplémentaire en prenant comme référence la coordonnée en y du barycentre et en cherchant la coordonnée en x correspondante la plus à l'ouest. Une méthode plus complexe consiste à calculer la coordonnée en x la plus à l'ouest, mais en considérant que le point recherché se situe sur le grand axe de symétrie du

nuage. Dans le cas où le front avant est bien marqué, mais ce n'est pas toujours le cas, il pourrait être déterminé comme étant la ligne de gradient maximum du nuage.

Les paramètres définis précédemment sont archivés dans un fichier résultat et pourront être utilisés pour la reconnaissance d'un nuage d'une image sur l'autre. Pour un événement donné, il y a donc un fichier résultat par image qui contient les paramètres des 255 premiers nuages identifiés sur chaque image.

A ce stade du travail, on dispose du numéro de tous les nuages sur toutes les images, ainsi que de leurs paramètres associés. L'étape suivante consiste donc à suivre un nuage particulier sur la séquence d'image. Le paragraphe suivant est consacré à la description de la méthode de suivi, et montre l'évolution de celle-ci jusqu'à la version actuelle. Dans cette étude, peu de paramètres calculés précédemment ont été utilisés pour la sélection des nuages ; il faut cependant noter que la méthode peut encore évoluer et prendre en compte d'autres paramètres.

4.2.3. Suivi du nuage

a) Méthode

A l'étape précédente, nous avons obtenu une séquence d'images étiquetées représentant chaque entité connexe (nuages), ainsi qu'un fichier par image contenant les caractéristiques de ces nuages. C'est donc à partir de ces données, et à l'aide des images brutes que nous allons travailler pour aboutir à la sélection d'un même nuage sur la séquence d'image.

L'hypothèse de base pour le suivi est la suivante :

le nuage $M(t+1)$ sur l'image prise à l'instant $t+1$, correspondant à l'évolution du nuage $N(t)$ sur l'image prise à l'instant t , est celui qui présente la plus grande surface d'intersection avec le nuage $N(t)$.

De proche en proche, nous pouvons ainsi suivre le nuage sélectionné au départ jusqu'à sa disparition ou jusqu'à ce qu'il n'y ait plus d'intersection d'une image sur l'autre. Ce dernier cas peut se produire pour les petits nuages, de taille inférieure à 10 pixels par exemple, se déplaçant très vite.

L'inconvénient majeur d'une telle méthode provient du fait qu'un nuage peut se scinder en plusieurs nuages. Ne suivre que le nuage qui a la plus grande intersection avec le nuage suivi sur l'image précédente peut nous faire perdre, non seulement de l'information, mais aussi le nuage lui-même, dans le cas où la partie non suivie se révélerait la plus intéressante par la suite. La méthode évoquée ci-dessus est donc adaptée pour suivre le déplacement d'une seule entité nuageuse (nuage isolé de convection diurne par exemple). Le schéma 3.1 représente un exemple de suivi avec l'hypothèse de base précédente et fait apparaître son inconvénient majeur pour le suivi de nuages qui se scindent en plusieurs parties.

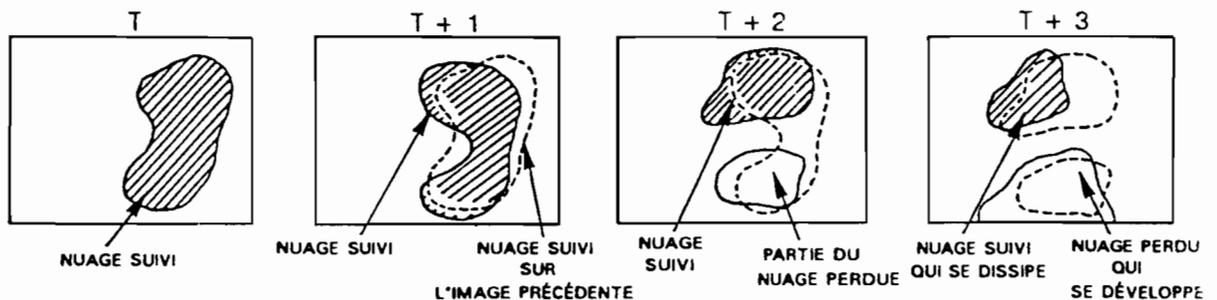


Schéma 3.1 : Principe de la méthode de suivi avec l'hypothèse de base, mise en évidence de sa principale limitation.

Pour pallier cet inconvénient, nous avons été amenés à prendre en considération tous les nuages issus du nuage suivi sur l'image précédente. Le nuage $M(t+1)$ qui correspond à l'évolution du nuage $N(t)$ est la réunion de tous les nuages $M_1(t+1) \dots M_n(t+1)$ qui ont une intersection avec le nuage $N(t)$. Tous les nuages sélectionnés joueront le rôle du nuage $N(t)$ précédent, et les nuages ayant une intersection avec ces derniers seront recherchés sur l'image suivante. La formulation mathématique qui définit la sélection des nuages est la suivante :

$$M = \cup_{i=1..n} M_i \text{ tq } \forall i \in [1..n] M_i \cap N \neq 0$$

Ceci permet de conserver tous les nuages qui se sont séparés du nuage principal N et qui ont toutefois une surface en commun avec celui-ci. Avec cette première amélioration, un nouveau problème apparaît : certaines configurations nous amènent à suivre trop de nuages. En effet, lorsqu'un nuage de grande surface présente quelques pixels en commun avec un nuage secondaire sélectionné sur l'image précédente, il est considéré comme faisant partie du nuage à suivre. Dans certains cas, une réaction en chaîne se produit et le suivi de plusieurs perturbations en même temps, voire la sélection de presque tous les nuages de l'image, est alors possible à certaines heures de la journée quand la convection est particulièrement active. Le schéma 3.2 illustre cet inconvénient et montre la prise en compte d'un nuage extérieur au phénomène suivi.

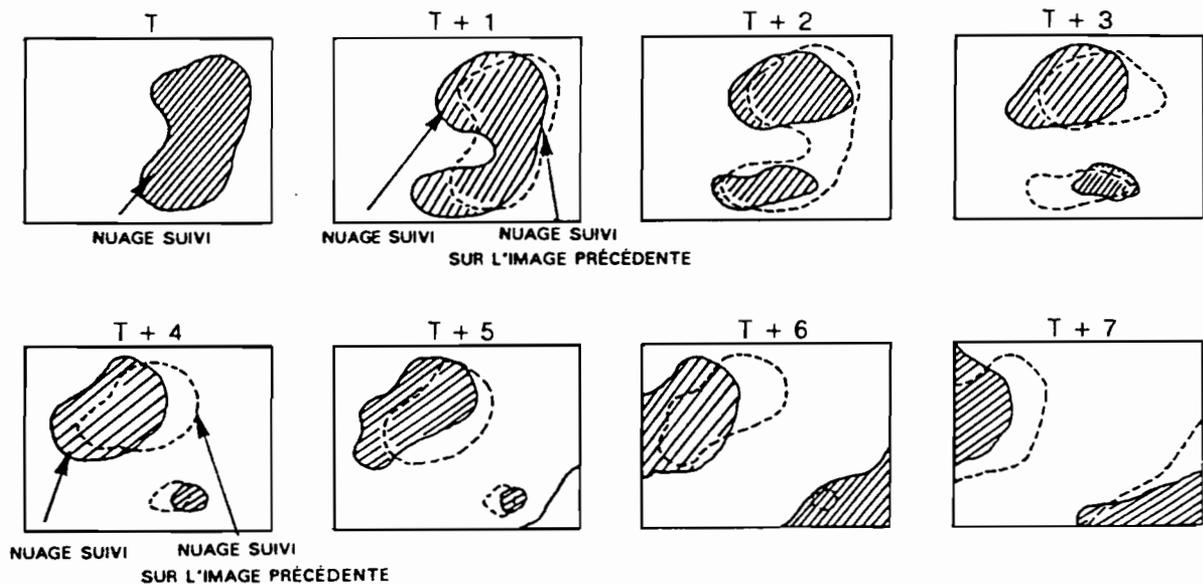


Schéma 3.2 : Principe de la méthode de suivi avec la première amélioration, mise en évidence de son inconvénient.

D'où l'amélioration suivante : le nuage M correspondant à l'évolution du nuage N est la réunion des $M_1..M_n$, avec pour tout nuage M_i (excepté pour M_1), un rapport $(M_i \cap N)/M_i$ supérieur à une valeur fixée (ici 0,5). La formulation mathématique qui définit la sélection des nuages est alors :

$$M = \cup M_i \setminus i=1..n \text{ tq } \forall i \in [2..n] (M_i \cap N)/M_i > S \text{ avec } S \in [0..1].$$

Cette nouvelle contrainte implique qu'un nuage candidat M_i sera considéré comme faisant partie de l'évolution du nuage N , si son intersection avec le nuage N constitue un pourcentage significatif de sa surface (excepté pour le nuage qui a la plus grande surface d'intersection qui est retenu systématiquement). Les nuages qui ont une grande surface et une faible intersection avec les nuages suivis sur l'image précédente sont donc rejetés, ceux-ci provenant manifestement d'un autre phénomène. Les nuages M_i retenus sont alors classés par ordre décroissant de surface en commun avec le nuage sélectionné sur l'image précédente afin de conserver les dix premiers. Le schéma 3.3 montre l'amélioration due à la prise en compte de cette contrainte supplémentaire.

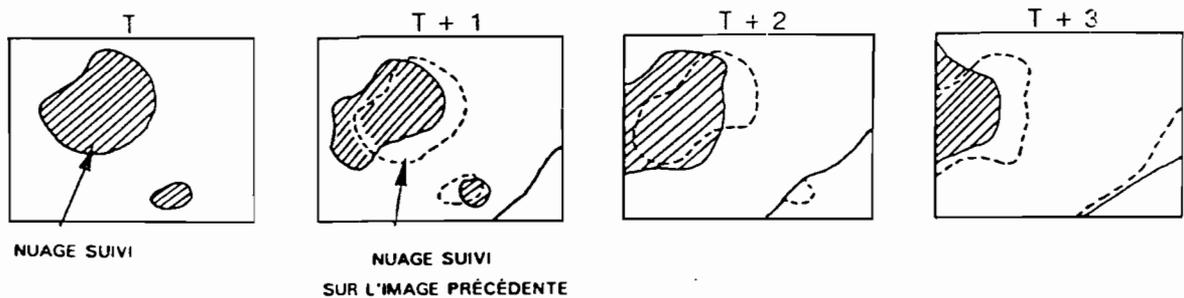


Schéma 3.3 : Principe de la méthode de suivi avec la deuxième amélioration.

Cette hypothèse supplémentaire ne résout pas tous les problèmes : en effet lorsqu'un nuage se sépare de la masse nuageuse principale et évolue de façon autonome, celui-ci est pris en considération jusqu'à sa disparition. Ce cas de figure est rare en pratique, car le plus souvent lorsqu'une entité nuageuse se sépare de son ensemble, elle disparaît rapidement. Un autre problème peut parfois se présenter : lorsque plusieurs images (slots) sont absentes, l'intersection entre les nuages sur les images successives peut ne pas être suffisante pour satisfaire le test (rapport surface d'intersection / surface du nuage supérieur à un certain seuil, ici 50%). Cela peut être très gênant lorsque le nuage perdu est placé à l'avant de la perturbation. Ce nuage peut devenir nuage principal ou peut se greffer, par la suite, sur le nuage principal. Pour éviter cela, une première solution consiste à diminuer le seuil précédent, ce seuil pouvant être ajusté (diminué) de façon automatique en fonction des images absentes. Le seuil (S) pourrait être de la forme ($S = S_0 - k ds$) avec $S_0 = 50\%$, $k =$ nombre de slots absents, $ds =$ variation de seuil. Cependant cette amélioration n'est pas suffisante dans certains cas, lorsque trop d'images sont manquantes. Il faut alors prendre en

considération la position du barycentre du nuage candidat, par rapport à la position du barycentre du nuage principal. Si le nuage candidat ne remplit pas la condition de la deuxième amélioration (rapport surface d'intersection / surface du nuage supérieur au seuil 50%), on examine sa position par rapport au nuage principal. Si le nuage candidat est à l'avant du nuage principal, il est pris en compte, sinon il est rejeté. Cette condition implique que tous les nuages situés à l'avant du nuage principal, ayant bien entendu une surface en commun avec un des nuages repérés sur l'image précédente, sont pris en compte quelle que soit leur surface d'intersection par rapport à leur taille. Si le nombre de slots absents est trop important, l'intersection d'un même nuage d'une image sur l'autre peut ne pas exister ; dans ce cas, le suivi n'est pas réalisable.

b) Conclusion sur la méthode de suivi

La méthode de suivi présentée ici tient compte des surfaces d'intersection des nuages d'une image sur l'autre, mais aussi des tailles et des positions relatives de ces nuages. Elle permet de suivre les nuages qui ne se fragmentent pas (nuages de convection diurne à faible durée de vie), ainsi que les perturbations ou lignes de grains dont les nuages peuvent se séparer et se regrouper. Le suivi des nuages est effectué en un seul passage sur les images. Cette méthode est simple et moins lourde que celles qui utilisent la corrélation entre les images. Les paramètres calculés sur les images pourraient servir d'indices supplémentaires pour la sélection des nuages. En effet, la structure même du programme de suivi permet d'ajouter des critères de sélection sur les nuages, car tous les nuages sont mémorisés dans un tableau. Il est donc possible d'éliminer certains nuages au vu de ces critères. Cependant, la définition de critères efficaces n'est pas triviale. Par exemple, un critère de direction ou de vitesse de déplacement basé sur le barycentre ou le front avant des nuages n'est pas simple à définir, surtout lors de la prise de décision. D'autre part, notre méthode utilise l'information d'une image sur l'autre et ne permet pas de revenir en arrière, donc de tenir compte de l'historique d'un nuage particulier. De telles méthodes seraient plus difficiles à mettre en oeuvre et pourraient être basées sur un critère semblable au nôtre pour définir les nuages candidats susceptibles d'appartenir au phénomène suivi. Une amélioration supplémentaire consisterait à identifier les nuages voisins de la perturbation suivie et à les inclure le cas échéant, même s'ils n'ont aucune surface en commun, mais satisfaisant d'autres critères de proximité, de vitesse et/ou de direction de déplacement.

La principale limitation de notre méthode apparaît lorsqu'un nuage secondaire se sépare de la perturbation et évolue séparément de façon autonome, rien ne permettant actuellement de l'éliminer de la perturbation. Un moyen d'y remédier serait de mesurer la cohérence de l'ensemble nuageux sélectionné, en suivant la masse nuageuse principale et en éliminant le nuage secondaire quand celui-ci a des caractéristiques (localisation, direction, vitesse de propagation) trop différentes du nuage principal. Actuellement, les paramètres des nuages secondaires sont calculés et disponibles pour être utilisés comme critères supplémentaires, le problème majeur étant toujours la définition de ces critères. L'amélioration de notre méthode de suivi nécessite la prise en compte de nouveaux critères de sélection et, éventuellement, de l'historique du nuage.

c) Calcul des paramètres sur l'ensemble des nuages sélectionnés

A partir des nuages repérés, un nouveau calcul des paramètres déjà définis au paragraphe 4.2.2.c est effectué en considérant l'ensemble des nuages sélectionnés sur chaque image. Ceci nous permet, non pas de suivre un seul nuage, mais un ensemble de nuages faisant partie de la même perturbation. Les paramètres mesurés à ce stade du traitement sont ceux de la perturbation et vont donc servir à la caractériser. Des paramètres supplémentaires sont calculés afin de mieux définir l'événement et de fournir des indices utilisables pour notre problématique initiale qui est l'estimation des pluies par satellite. Actuellement, les paramètres suivants sont calculés à chaque image, mais il est possible d'en calculer d'autres et de les rajouter à la suite du fichier résultat :

- longitude du barycentre de l'ensemble nuageux (LONGR)
- latitude du barycentre de l'ensemble nuageux (LATGR)
- indice volumique (VOLUME) prenant en compte la température et le nombre de pixels (Szejwach et Desbois, 1978).

$$\text{VOLUME} = \sum n_i(T_i - T_0),$$

n_i : nombre de pixels dans la classe de température,

T_i : température des pixels de la classe i ,

T_0 : température utilisée pour le seuillage.

L'indice volumique prend en compte la surface du nuage ainsi que la température apparente de celui-ci. Si on considère que le nuage est suffisamment épais, on peut admettre que l'énergie

mesurée par le satellite est issue de la couche supérieure du nuage et que le canal infrarouge thermique donne une indication de la température sommitale du nuage. En connaissant le profil de température suivant l'altitude, on peut déduire la hauteur du sommet des nuages. Pour réaliser cette transformation, il est nécessaire de disposer des données de radio-sondage tout au long de la trajectoire du nuage. Comme nous ne disposons pas de données de ce type, nous n'effectuerons pas la transformation de la température en altitude. Dans ce cas, l'indice volumique donnera une information en liaison avec le volume, mais en aucune manière le volume du nuage proprement dit. Une alternative serait d'obtenir une valeur climatologique moyenne du profil atmosphérique qui pourrait indiquer un niveau moyen et les variations de celui-ci sur la période considérée.

Le résultat de la chaîne de traitement est un fichier qui résume les paramètres calculés au cours du temps sur la séquence d'image, les heures d'acquisition des images étant repérées par les slots Météosat.

4.2.4. Calcul des caractéristiques des événements

Pour calculer les caractéristiques générales relatives aux événements, un troisième programme est utilisé avec, comme premier argument, le nom du fichier qui contient les paramètres des nuages pour l'événement en cours d'analyse et, comme second argument, le nom du fichier résultat. Si ce dernier fichier n'existe pas, il est créé. Sinon les informations concernant l'événement en cours d'analyse sont mises à la suite des informations des événements précédents. A la fin de notre étude, nous avons donc obtenu un fichier contenant les caractéristiques des 25 événements étudiés.

A partir de l'évolution temporelle des paramètres calculés pour chaque événement, nous pouvons déduire certaines caractéristiques de l'amas nuageux qui serviront à le caractériser. Dans leurs études, Ago (1982) et Gnamien (1990), définissent des paramètres dynamiques tels que la vitesse, mais aussi les heures et lieux d'apparition et de dissipation. Dans notre étude nous reprendrons donc ces caractéristiques et nous en définirons de nouvelles, grâce à l'automatisation de

la méthode qui permet le calcul de paramètres plus complexes. Actuellement les paramètres suivants sont disponibles :

- la latitude d'apparition (LAT_AP),
- la longitude d'apparition (LON_AP),
- la latitude de dissipation (LAT_DI),
- la longitude de dissipation (LON_DI),
- l'heure locale d'apparition (H_L_A),
- l'heure locale de dissipation (H_L_D),
- la durée (DUREE),
- la distance parcourue (DISTANCE),
- les vitesses longitudinale et latitudinale, moyenne, minimale et maximale du centre de gravité (VG_MOY_LA, VG_MOY_LO, VG_MIN_LA, VG_MIN_LO, VG_MAX_LA, VG_MAX_LO),
- les vitesses longitudinale du front avant, moyenne, minimale et maximale (VF_MIN_LO, VF_MAX_LO, VF_MOY_LO).

A ce stade du traitement, des indices supplémentaires tels que les accélérations, les maximums ou minimums de surface, et de volume, ainsi que les heures correspondantes pourraient être calculés.

5. PRESENTATION ET ANALYSE DES RESULTATS

Les résultats pourront être représentés de deux manières différentes : par l'animation des images contenant le ou les nuages isolés, ou par la représentation de l'évolution des indices (surface, position...) de ces nuages au cours du temps.

5.1. Animation des images

La première façon de visualiser ou de contrôler les résultats consiste en une animation, sur écran, des images représentant les nuages isolés. Le module d'animation des images n'existant pas dans le logiciel de traitement des images "PLANETE" réalisé à l'ORSTOM, nous avons dû le développer. Afin d'optimiser la vitesse d'affichage, et de réduire la place occupée sur le disque, le programme de suivi crée des imquettes qui englobent uniquement le nuage isolé et mémorise dans un fichier information les coordonnées de la fenêtre pour l'affichage. Le programme de visualisation peut donc animer, soit des images complètes qui seront affichées à partir du coin haut gauche de l'écran ou décaler les imquettes dans l'écran le cas échéant. La visualisation des 25 événements étudiés nous permet de constater que le suivi des amas nuageux est cohérent. Cependant, la prise en compte de nuages supplémentaires ne peut avoir lieu, en raison du principe même de la méthode, tant qu'ils ne touchent pas un des nuages suivis. L'intégration de nouvelles masses nuageuses importantes provoque parfois une discontinuité lors de la visualisation de l'animation, ou lors de l'observation de l'évolution des paramètres du phénomène suivi. L'inconvénient de la méthode, signalé au paragraphe 4.2.3, est observable sur les animations qui montrent que certains nuages persistent à l'arrière des perturbations. Leur élimination n'a lieu que lorsqu'ils rencontrent un nuage plus important, ou au moment de leur propre dissipation.

5.2. Evolution temporelle et spatiale des paramètres nuageux calculés au cours du suivi

L'autre façon d'apprécier les résultats est de tracer l'évolution des paramètres en fonction du temps, ou d'étudier la relation des paramètres entre eux. A partir d'exemples, nous allons montrer les possibilités et les limites de notre méthode de suivi. La comparaison des deux méthodes de suivi (avec l'hypothèse initiale ou avec la dernière version), nous permettra de constater les améliorations induites par nos considérations successives lors de l'élaboration de la méthode. Les résultats présentés ici font partie des 25 événements traités dans notre étude, événements qui ont été choisis parmi ceux de la saison des pluies 1989, et étudiés par ailleurs dans la première partie de notre travail. Dans ce qui suit les dates des événements correspondront à la date à laquelle a été repéré l'événement sur le degré carré.

5.2.1. Evolution de l'indice volumique du nuage en fonction du temps

Sur le premier graphe (figure 3.5) représentant l'événement qui est passé le 18 août 1989 sur le degré carré, le suivi d'une seule entité ne permet pas une représentation correcte de l'évolution temporelle de l'indice volumique du nuage. En effet, les cellules isolées par le seuillage à -40°C se regroupent ou se séparent d'une image à l'autre. Sur cet exemple du 18 août, le nuage suivi rencontre une autre perturbation à partir de 21 h le 18 août, ce qui a pour effet d'augmenter subitement l'indice volumique du nuage suivi. Sur le deuxième graphe (figure 3.6), on observe une plus grande continuité de la courbe due au suivi de plusieurs entités faisant partie de la même perturbation. La rencontre des deux perturbations est encore signalée par une variation brutale de l'indice volumique, mais le suivi, avant et après l'agrégation des deux masses nuageuses, est correct. Les valeurs de l'indice volumique obtenues avec la deuxième méthode sont systématiquement supérieures à celles obtenues avec la méthode initiale puisque la deuxième prend en compte un plus grand nombre de nuages. Ceci est flagrant sur les figures 3.5 et 3.6 à partir 9h le 19 août. Pour ce genre de perturbation, constituée de plusieurs nuages, le suivi avec la dernière méthode est beaucoup plus réaliste. Cette dernière méthode est tout aussi efficace pour le suivi d'une seule entité, puisque le résultat est le même qu'avec la première méthode, dans le cas où il n'y a qu'un seul nuage.

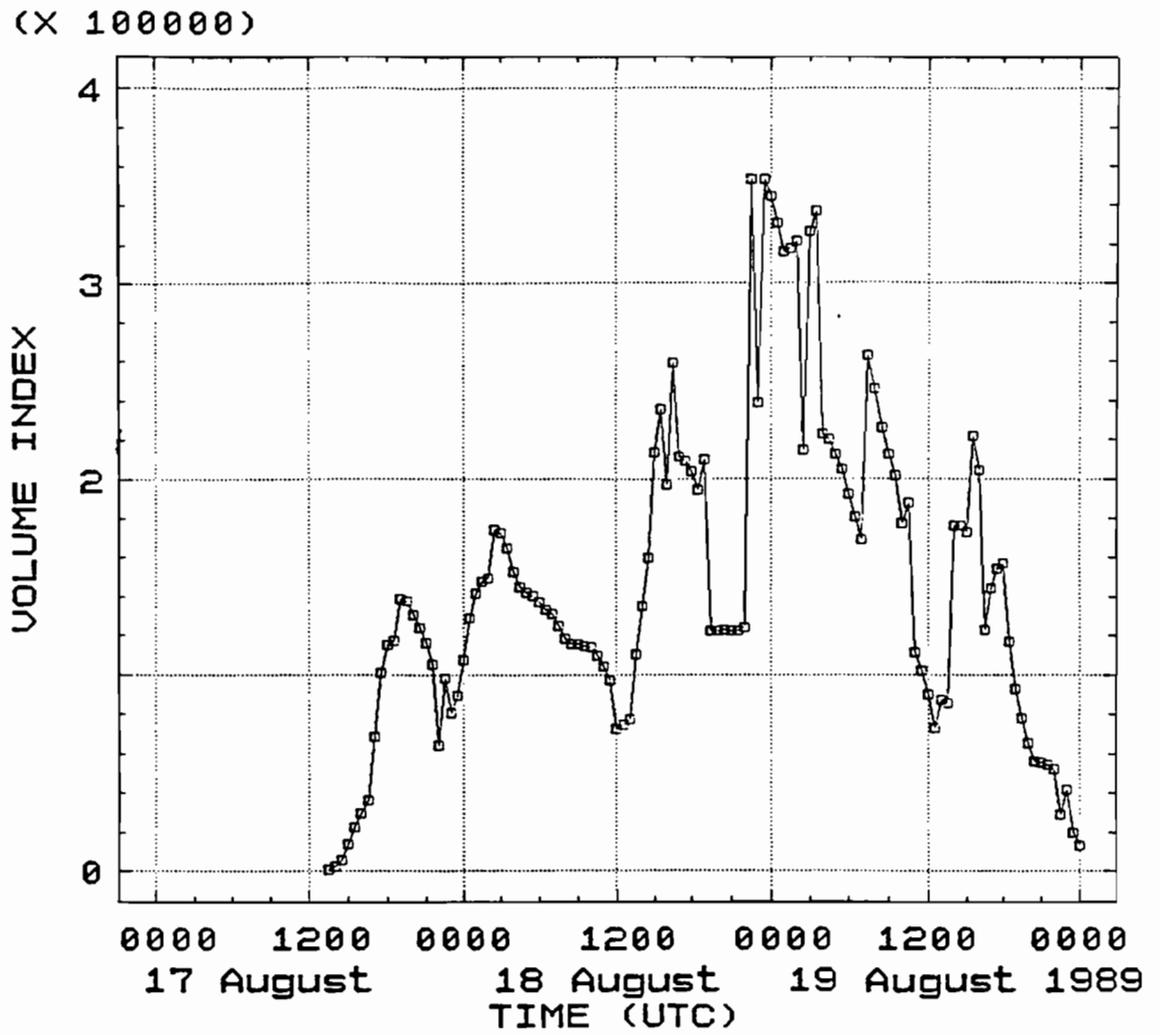


Figure 3.5 : Evolution de l'indice volumique ($\% \text{ km}^2 \text{ } ^\circ\text{C}$) en fonction du temps (heure) ;
courbe établie avec l'hypothèse initiale (d'après Arnaud *et al*, 1992).

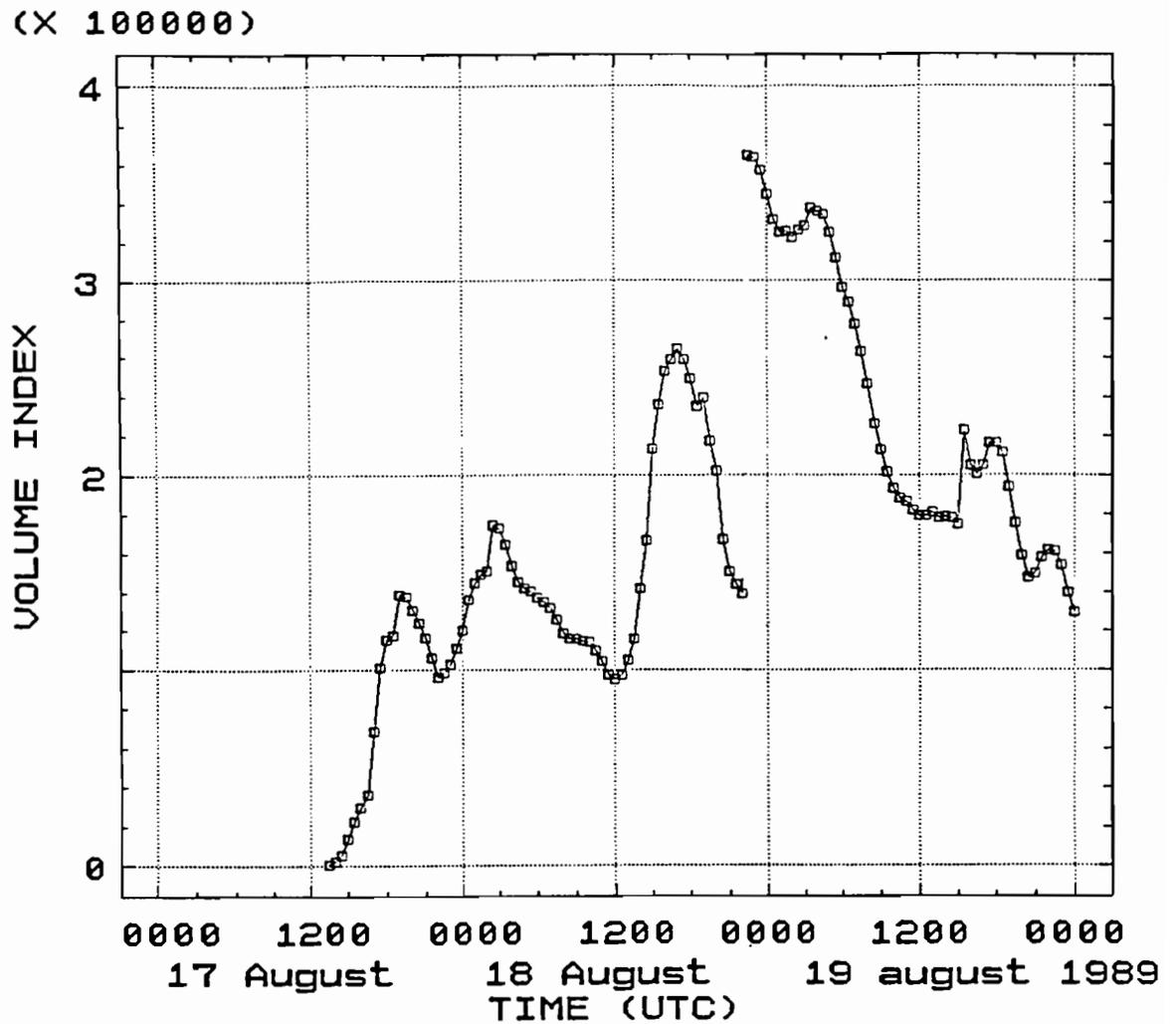


Figure 3.6 : Evolution de l'indice volumique ($\% \text{ km}^2 \text{ } ^\circ\text{C}$) en fonction du temps (heure) ; courbe établie avec la dernière version de la méthode de suivi (d'après Arnaud *et al*, 1992).

5.2.2. Représentation tridimensionnelle de l'évolution temporelle de l'indice volumique du nuage avec représentation de sa position en longitude et latitude

Le graphique (figure 3.7) représente l'événement du 04 août sur le degré carré. Il permet de juger de l'activité de l'événement tout au long de sa trajectoire. Ce type d'indice a été utilisé pour déterminer les précipitations sous un nuage (Thiao, 1988). Il s'est avéré que les précipitations les

plus importantes avaient lieu, dans la plupart des cas étudiés, pendant la phase de croissance des amas nuageux. On peut signaler que, sur cet exemple, la valeur de l'indice est presque maximale lorsque le nuage passe au dessus de notre zone d'étude (longitude comprise entre 2° et 3° est) et que le nuage se trouve dans sa phase de croissance. Pour cet événement les pluies enregistrées à Niamey ont été exceptionnelles en quantité (120 mm).

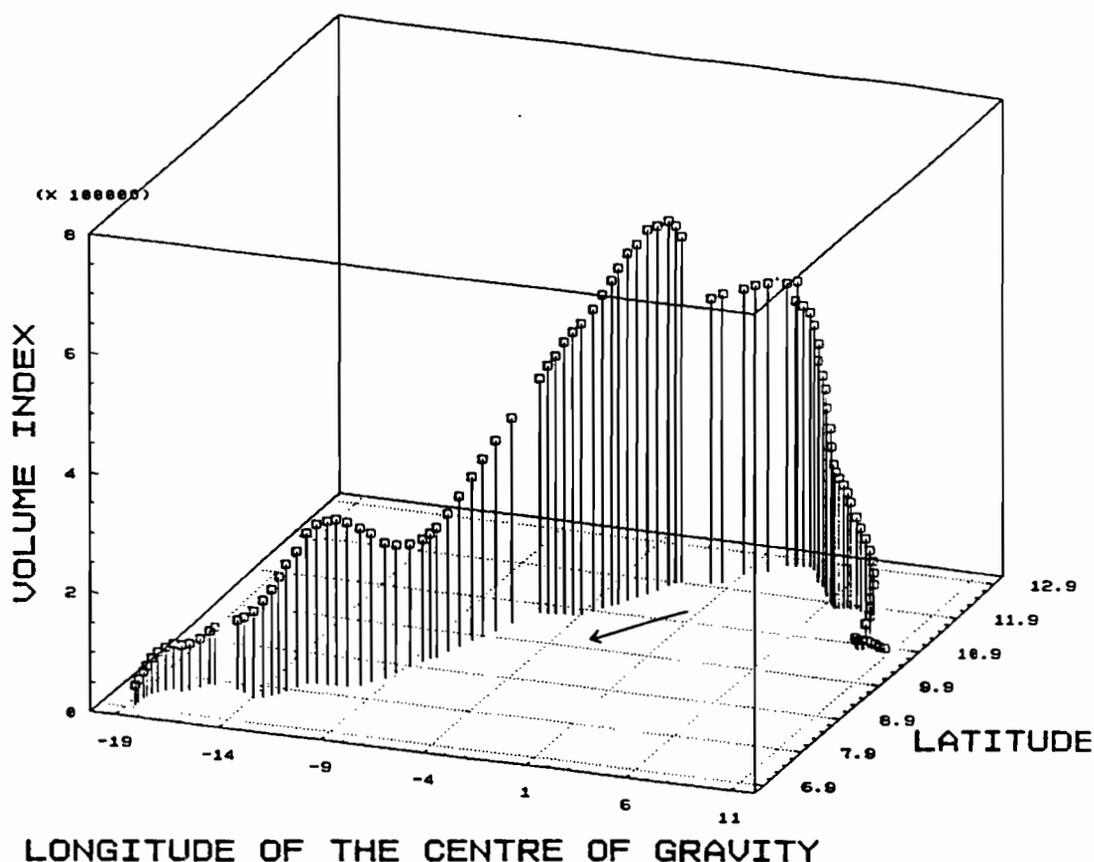


Figure 3.7 : Evolution de l'indice volumique ($\% \text{ km}^2 \text{ } ^\circ\text{C}$) en fonction du temps (heure), avec repérage du barycentre de la perturbation en longitude et latitude ($^\circ$); courbe établie avec la dernière version de la méthode de suivi pour l'événement du 04 août 1989 (d'après Arnaud *et al*, 1992).

5.2.3. Evolution de la surface du nuage en fonction du temps

Le graphique (figure 3.8) représente l'évolution de la surface pour l'événement du 18 août 1989. L'union des deux perturbations est encore marquée par une variation importante de la surface.

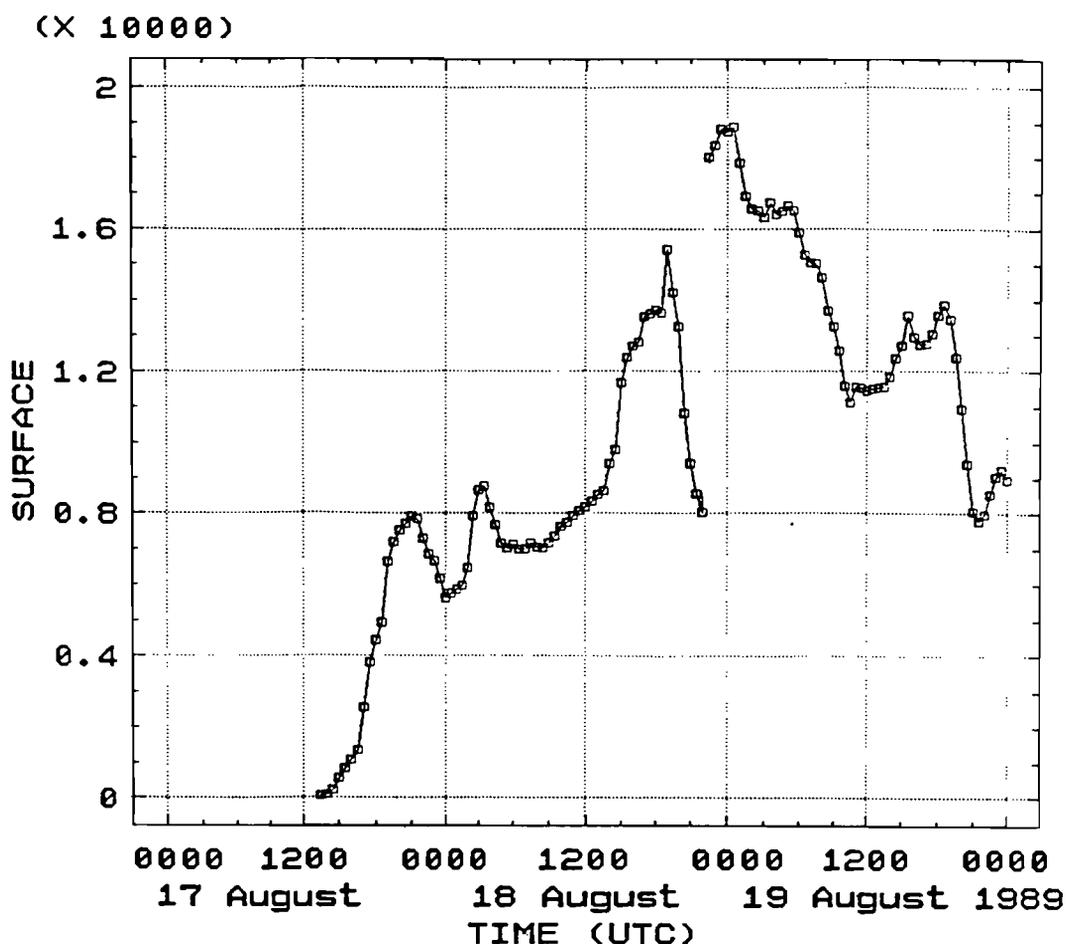


Figure 3.8 : Evolution de la surface (nombre de pixels) en fonction du temps (heure) ;
courbe établie avec la dernière version de la méthode de suivi (d'après Arnaud *et al.*, 1992).

5.2.4. Evolution temporelle de l'axe principal du nuage

L'évolution de l'angle de l'axe principal du nuage par rapport à l'axe des x est suivie et présente une évolution continue pour certains événements. Le sens de rotation des événements est, en général, le sens inverse des aiguilles d'une montre. Il est donc conforme au sens de rotation des nuages au sein des basses pressions de l'hémisphère nord. Les discontinuités qui sont représentées par des passages de -90° à $+90^\circ$ sont dues au codage de l'angle entre $[-90^\circ ; +90^\circ]$, et non à un problème de suivi ou à un changement brutal d'orientation du nuage. La figure 3.9 montre l'évolution angulaire de l'axe principal du nuage en fonction du temps pour l'événement du 06 septembre 1989. Sur cet exemple, le sens de rotation du nuage est, dans l'ensemble, dans le sens anti-horaire. Pour le 31 juillet 1989 (ligne de grains sur le degré carré) (figure 3.10), la

représentation tridimensionnelle de l'évolution de l'angle de l'axe principal du nuage en fonction de la longitude et de la latitude du barycentre du nuage montre un déplacement avec une orientation proche de $\pm 90^\circ$ et ce sans avoir un sens de rotation établi. La rotation des bandes de pluies autour des centres dépressionnaires est vraie aux moyennes latitudes (équilibre géostrophique) et à plus petite échelle pour les cyclones tropicaux (équilibre cyclostrophique). Par contre, les lignes de grains ne sont pratiquement pas sujettes à ces phénomènes. Leurs trajectoires dépendent d'effets plus locaux, de l'intensité du flux de mousson, des courants-jets d'altitude, de la phase des ondes d'est...

La méthode de suivi, ne prenant en compte qu'un seul nuage, est plus adaptée pour mettre en évidence la rotation des nuages. En effet, lors du suivi de plusieurs entités, l'angle déterminé tient compte de tous les nuages, qui peuvent se déformer de manières différentes et présenter des angles différents. D'autre part, dans le cas de nuages ronds ou ellipsoïdaux sans front marqué, la détermination d'un angle de rotation précis est plus difficile.

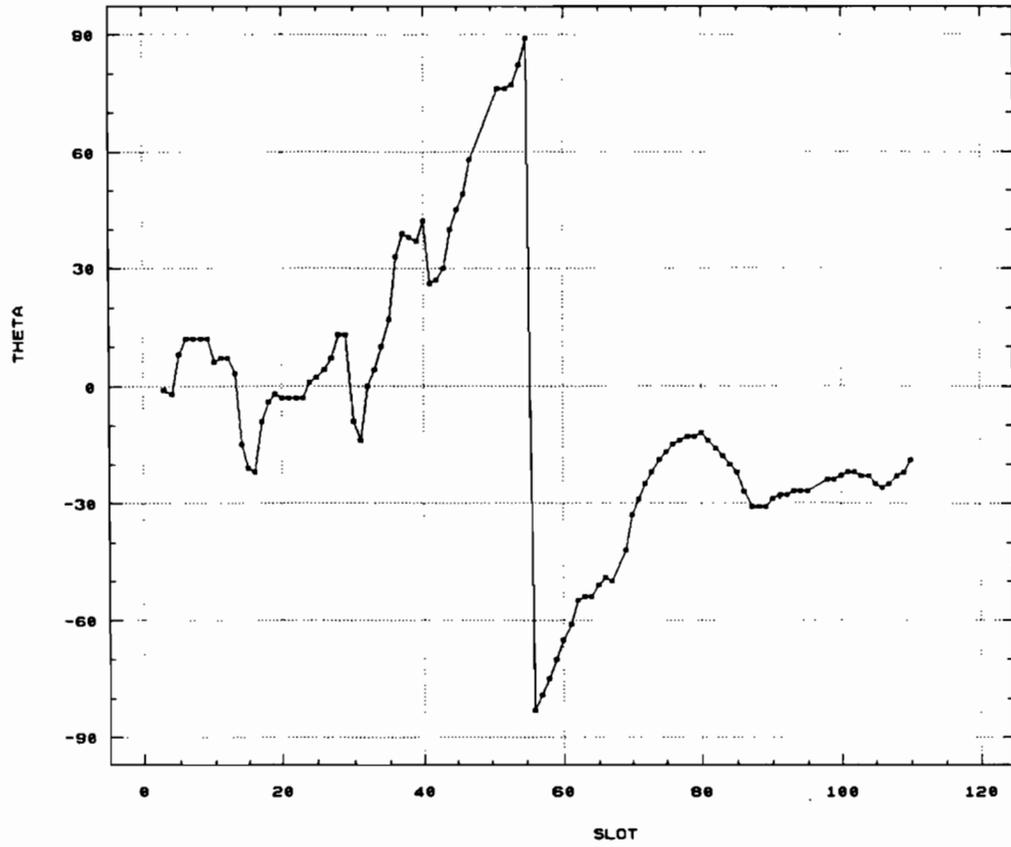


Figure 3.9 : Evolution temporelle de l'angle ($^{\circ}$) de l'axe principal du nuage pour l'événement du 06 septembre 1989.

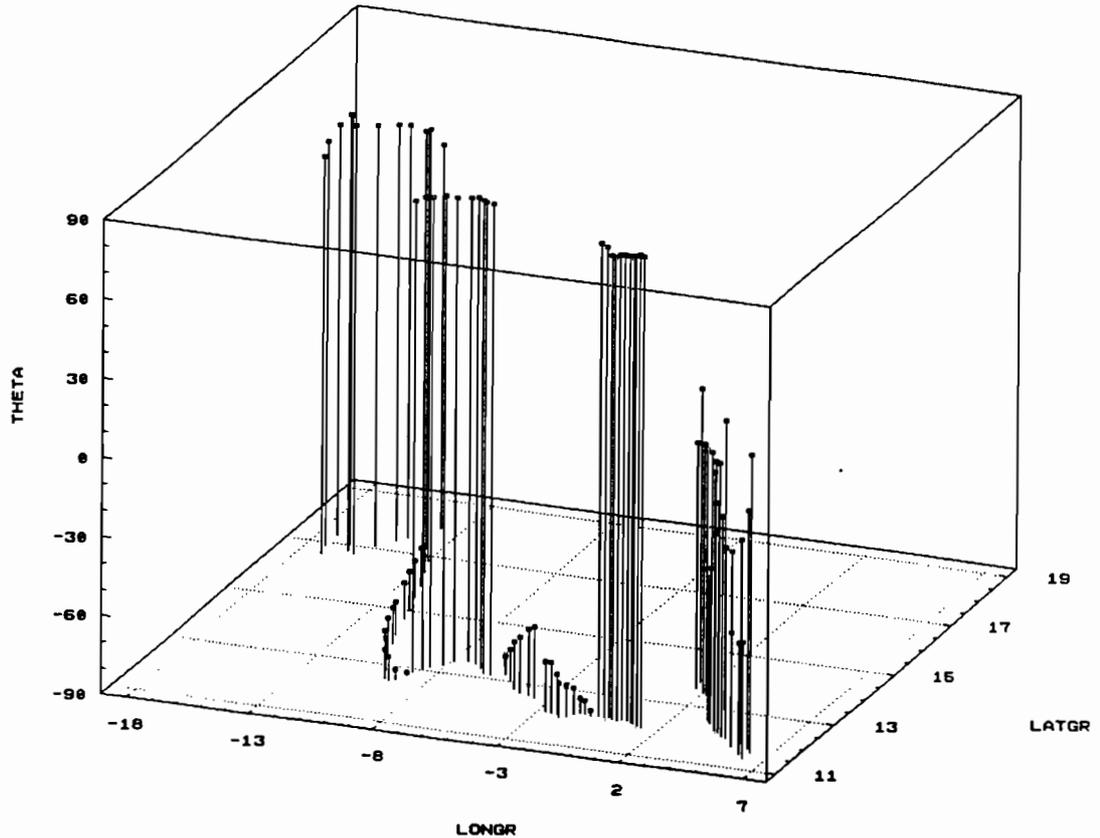


Figure 3.10 : Evolution temporelle de l'angle ($^{\circ}$) de l'axe principal du nuage pour l'événement du 31 juillet 1989, avec représentation de la position du barycentre du nuage.

5.2.5. Comparaison du déplacement longitudinal du front avant et du barycentre du nuage

Les méthodes manuelles mises en oeuvre pour suivre les amas nuageux, définissent la position du front avant des nuages comme repère (Ago, 1982). La détermination en est simple puisque les nuages convectifs et les perturbations associées présentent un front avant bien marqué, surtout lorsqu'il s'agit de lignes de grains. Notre méthode automatique calcule, à la fois la position du barycentre et une estimation de la position du front avant du nuage. Nous avons donc comparé les deux indices afin de voir si leurs informations concernant la position du nuage étaient similaires. L'évolution des deux indices est comparable et il apparaît que l'indication fournie par le barycentre est moins bruitée que celle fournie par le front avant. En effet, les nuages qui se greffent parfois à l'avant de la perturbation modifient de façon sensible le front avant, alors que le barycentre est

beaucoup plus stable. La figure 3.11 qui décrit l'événement du 01 septembre 1989, représente l'évolution du front avant, ainsi que celle du barycentre, en fonction du temps. Sur ce graphique la position des nuages est représentée par la coordonnée en x des images ce qui indique un déplacement longitudinal.

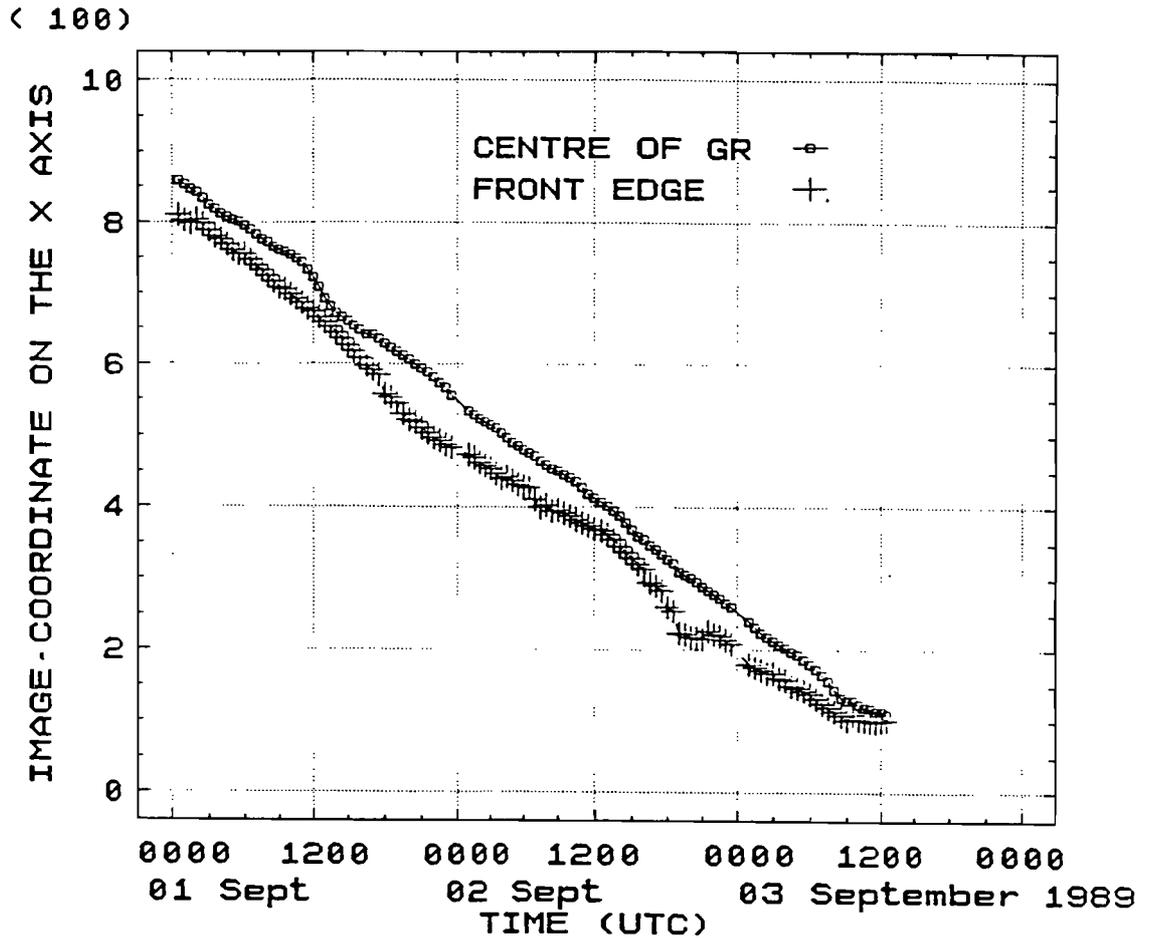


Figure 3.11 : Evolution temporelle du front avant et du barycentre (d'après Arnaud *et al.*, 1992).

5.3. Caractéristiques des événements étudiés

5.3.1. Présentation des résultats

Le tableau 3.1 résume les caractéristiques de l'ensemble des événements étudiés qui ont été sélectionnés parmi les événements de la saison des pluies 1989.

Événement début/fin (Numéro)	Heure d'apparition	Heure de dissipation	Lieu d'apparition		Lieu de dissipation		Durée	Longueur de trajectoire	Vitesse moyenne longitudinale du centre de gravité	Vitesse moyenne longitudinale du front avant
(1989)	(Heure locale)		(Est)	(Nord)	(Ouest/Est)	(Nord)	(Heure)	(Km)	(Km.h ⁻¹)	(Km.h ⁻¹)
28/29 Jn. (1)	13h45	13h45	13°94	12°40	00°42/E	12°28	25h00	1600	60,9	72,9
08/10 Jl. (2)	07h30	22h30	05°13	15°45	19°15	7°68	64h30	3033	44,7	48,2
10/11 Jl. (3)	12h30	09h00	02°42	11°70	4°53	12°35	21h00	838	39,8	42,4
10/11 Jl. (4)	12h00	15h45	12°56	14°01	01°14	15°01	28h30	1625	56,8	56,7
30/31 Jl. (5)	10h00	22h30	4°69	14°76	20°39	7°11	38h00	3115	78,3	80,4
31 Jl./02 A. (6)	15h15	10h30	06°16	11°63	17°26	17°30	45h00	2795	60,9	64,8
01/02 A. (7)	15h30	08h15	5°75	16°02	00°43	14°08	17h00	764	40	42,5
03/05 A. (8)	14h15	11h00	08°67	16°17	10°94	11°23	46h00	2401	50,7	50,9
06/07 A. (9)	11h00	06h00	2°99	13°48	3°59	11°39	19h30	827	40,5	49
07/09 A. (10)	14h30	14h30	11°13	15°37	9°11	10°94	49h30	2461	48,59	57,1
08/11 A. (11)	11h30	10h45	12°84	13°58	16°15	10°82	73h00	3451	47	51,6
09/10 A. (12)	13h45	8h30	8°40	17°56	03°05/E	13°14	19h00	795	32,1	31,6
13/14 A. (13)	10h45	23h00	9°07	10°85	11°19	11°95	37h30	2433	64,8	92,5
15/16 A. (14)	14h15	03h45	9°02	17°09	7°13	13°85	38h30	1937	49,3	49,2
17/19 A. (15)	14h30	23h15	18°76	16°26	08°32	12°81	58h30	3168	53,8	60,8
19/20 A. (16)	01h00	23h30	12°94	06°79	05°61	10°41	47h30	2288	47,3	54,6
21 A. (17)	02h15	10h30	5°81	12°38	2°52/E	13°31	8h30	410	46,5	44,1
23/24 A. (18)	08h30	5h15	4°97	12°42	7°24	15°76	21h30	1501	67,4	72,1
25/26 A. (19)	14h30	23h15	11°67	14°30	6°41	15°29	34h00	2138	62,8	71,3
01/03 S. (20)	01h15	11h15	14°99	11°15	16°62	11°55	60h00	3745	62,2	59
03/04 S. (21)	09h15	18h30	9°11	11°77	19°88	9°43	59h00	3452	57,8	59,2
06/08 S. (22)	02h00	05h30	10°64	10°86	18°61	06°95	53h30	3532	64,4	70,4
07/08 S. (23)	11h00	08h45	12°06	12°85	0°47/E	12°92	22h30	1375	60,1	73,4
10/11 S. (24)	14h15	5h45	7°03	9°66	0°61	13°15	16h00	1014	56,1	64,1
13/14 S. (25)	13h30	10h00	5°55	12°05	5°17	12°03	21h00	1290	58,7	67,9

Tableau 3.1 : Liste des événements suivis et présentation de leurs principales caractéristiques.

Les résultats présentés ont été obtenus avec la version finale de la méthode de suivi automatique qui est présentée au paragraphe 4.2.3. La figure 3.12 indique les lieux de naissance et de dissipation des événements. Les lignes ne correspondent pas aux trajectoires exactes des événements qui peuvent être plus complexes, mais relient les points de départ et d'arrivée d'un même événement.

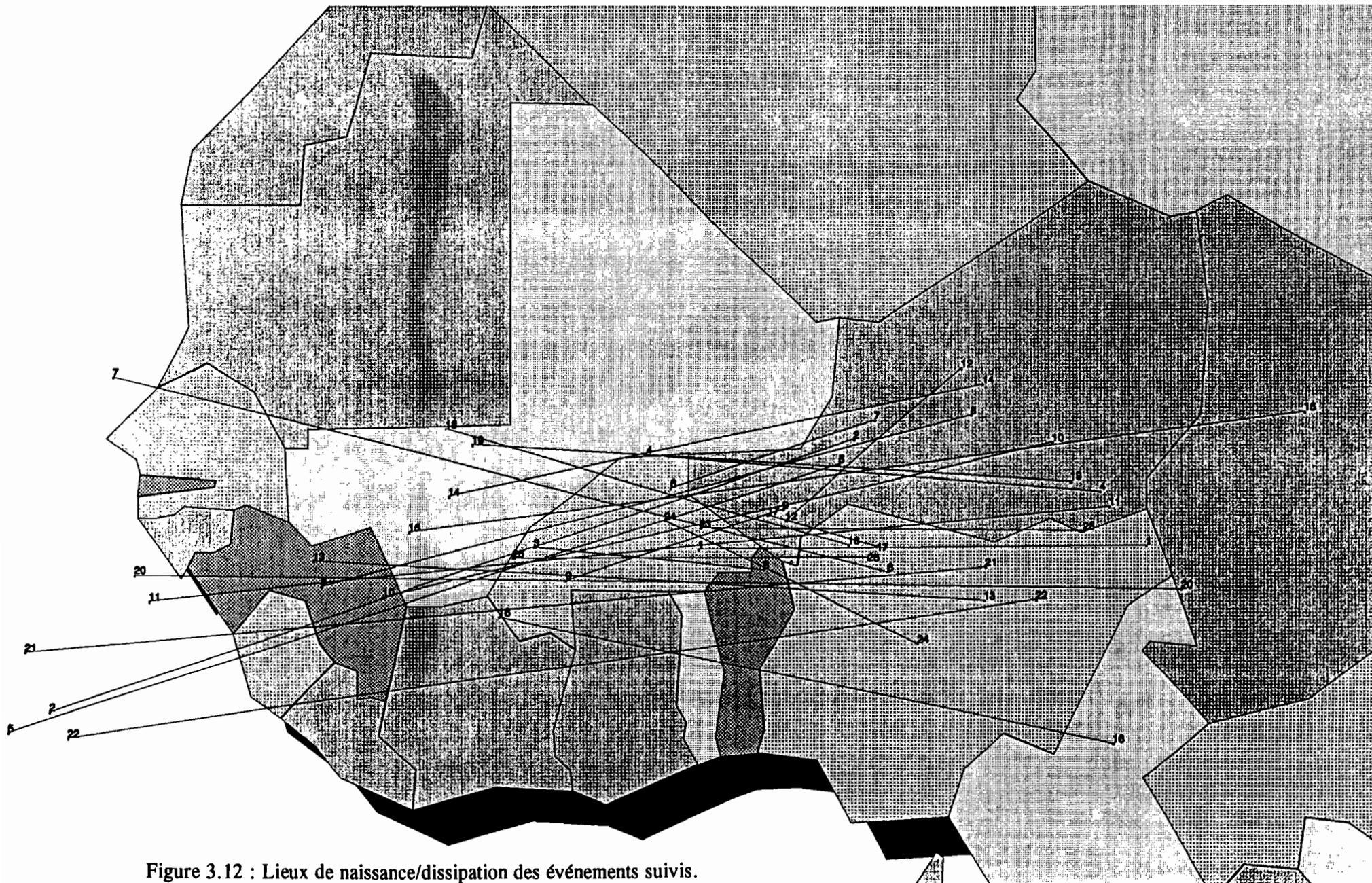


Figure 3.12 : Lieux de naissance/dissipation des événements suivis.

Certains paramètres définis au paragraphe 4.2.4 ne sont pas utilisables. Les vitesses extrêmes (minimale, maximale) correspondent à des imperfections dues à la prise en compte de nuages supplémentaires et elles ne seront donc pas analysées. Toutefois, les autres paramètres sont tout à fait réalistes et corroborent les résultats obtenus par Ago (1982), Gnamien (1990) et Aspliden *et al.* (1976).

Lors de la détermination des heures de début et de fin de suivi des événements, nous avons pris soin de convertir systématiquement les heures TU en heures locales afin de mettre en évidence une éventuelle influence du cycle diurne sur l'apparition et la dissipation des masses nuageuses. La comparaison des résultats d'Ago (1982), GATE (Aspliden *et al.*, 1976), WAMEX (d'après Ago, 1982) d'une part, et de Gnamien (1990) et de notre méthode d'autre part, sont à effectuer avec précaution. En effet, le premier groupe donne les résultats en heure TU alors que le second groupe, les donne en heure locale. Le calcul de l'heure locale est le meilleur moyen pour tenir compte de l'influence solaire. Cependant, les études précédentes ont été effectuées avec des données horaires ou même parfois tri-horaires, et le calcul de l'heure locale compte tenu de l'extension de la zone d'étude ne se justifie plus, puisque l'écart maximum à l'heure TU est d'environ plus ou moins une heure.

La figure 3.13 représente l'histogramme des heures d'apparition des événements étudiés. Le mode principal est situé à 14h, avec un mode secondaire à 11h qui est moins représentatif. On peut noter que de 16h à 24h et de 3h à 7h aucune naissance d'événement n'a été remarquée. D'autre part 72 % des événements ont débuté entre 10h30 et 15h30.

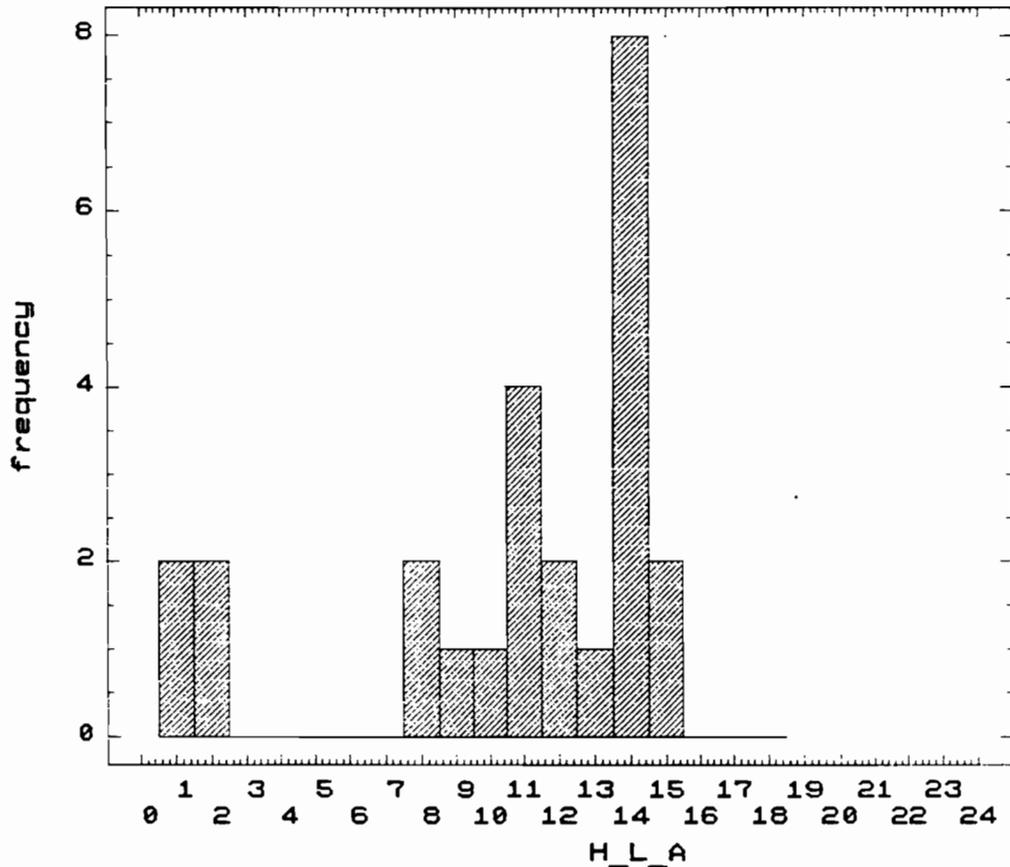


Figure 3.13 : Histogramme des heures locales d'apparition des événements, avec en ordonnée, la fréquence en nombre d'événements.

D'après les travaux d'Ago (1982), un maximum net de fréquence de genèse se dégage entre 12 heures et 18 heures TU pour la période mai-juin 1982, soit 58,2% des amas nuageux, avec un minimum allant de 00 heures à 12 heures TU. Les résultats de GATE 1974 (Aspliden *et al.*, 1976) et de WAMEX 1979 (d'après Ago, 1982) montrent que, respectivement 55% et 54,9% des événements prennent naissance entre 12 heures et 18 heures TU. D'après les résultats de WAMEX, on peut préciser que 72 % des cas de formation ont été observés de 11 heures à 16 heures TU, ce qui est en accord avec nos résultats (72% entre 15h30 et 16h30). D'autre part, Gnamien (1990) a étudié les fréquences d'apparition des lignes de grains par tranche horaire, en pourcentage calculé par rapport au nombre total mensuel ou saisonnier. De cette étude, il ressort que respectivement 77%, 65,5% et 64% de ces événements pour les mois de juin, juillet et août de l'année 1983, ont fait leur apparition dans la seconde partie de la journée, particulièrement entre 15 heures et 18 heures avec, cependant, une exception pour le mois de septembre, où, environ 68,3% des lignes de grains apparaissent entre

6 heures et 12 heures. Des études précédentes, il ressort que les lignes de grains et les amas nuageux ont tendance à apparaître aux heures les plus chaudes de la journée. Cette remarque met en avant l'importance du flux de chaleur sensible provenant de l'échauffement du sol, dans le processus de formation des amas nuageux continentaux.

La figure 3.14 représente l'histogramme des heures de dissipation des événements. On constate, d'une part, que seulement 16% des événements se dissipent entre 12 heures et 21 heures et, d'autre part, que 84 % se dissipent entre 21h30 et 11h30, avec deux maximums aux alentours de 10 heures et de 23 heures.

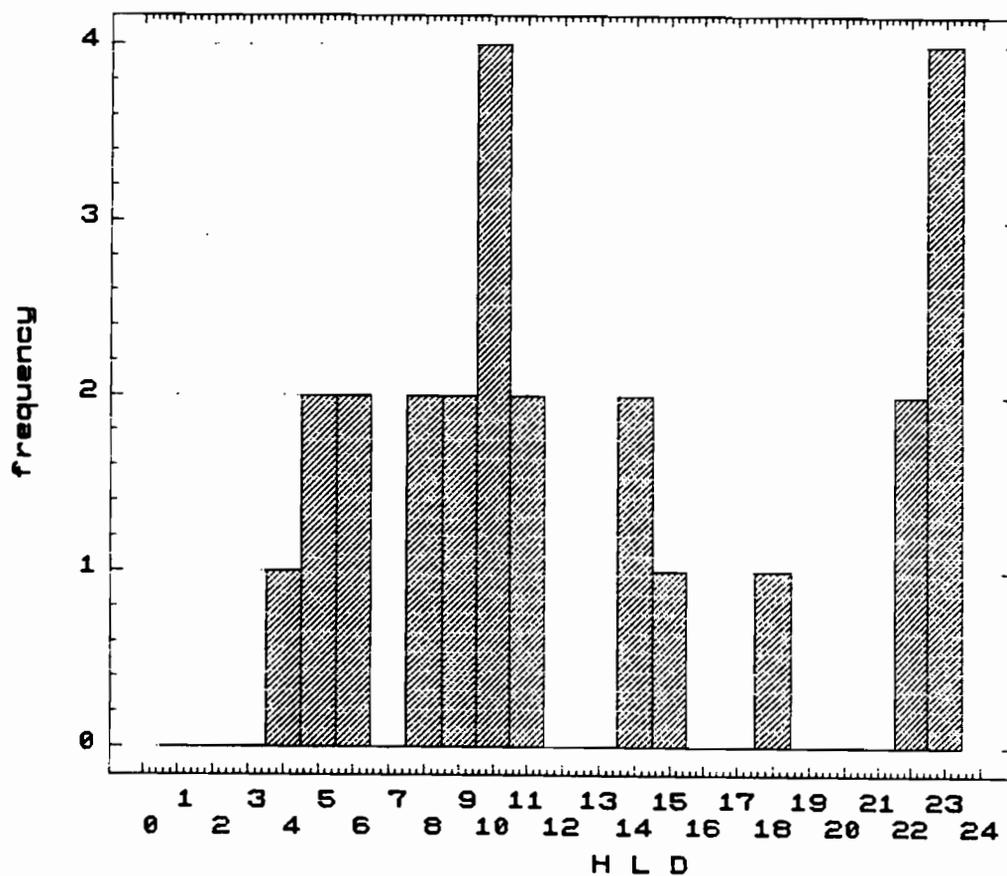


Figure 3.14 : Histogramme des heures locales de dissipation des événements (fréquence en nombre d'événements).

Les résultats de GATE 1974, WAMEX 1979 et d'Ago (1982) montrent que les créneaux horaires de dissipation minimale se situent entre 12 heures et 18 heures (TU) avec respectivement

12%, 8,2% et 9,1% de cas observés. Gnamien (1990) montre, qu'en moyenne et pour les mois de juin à septembre 1983, le minimum de dissipation des amas nuageux se situe entre 12 heures et 18 heures, et que les maximums se situent entre 6 heures et 9 heures d'une part, et entre 21 heures et 24 heures (HL) d'autre part. Ces résultats sont conformes à ceux établis dans notre étude concernant notamment les heures de dissipation maximale (10 heures et 23 heures). On peut remarquer que les heures de dissipation maximale correspondent aux heures de refroidissement de la terre et des basses couches de l'atmosphère, période durant laquelle l'activité convective est limitée.

La figure 3.15 représente l'histogramme des durées des événements. Le mode principal est centré sur 20 heures et la durée des événements est comprise entre 8h30 et 73 heures. La durée de vie moyenne est de 37 heures avec un écart-type de 18 heures.

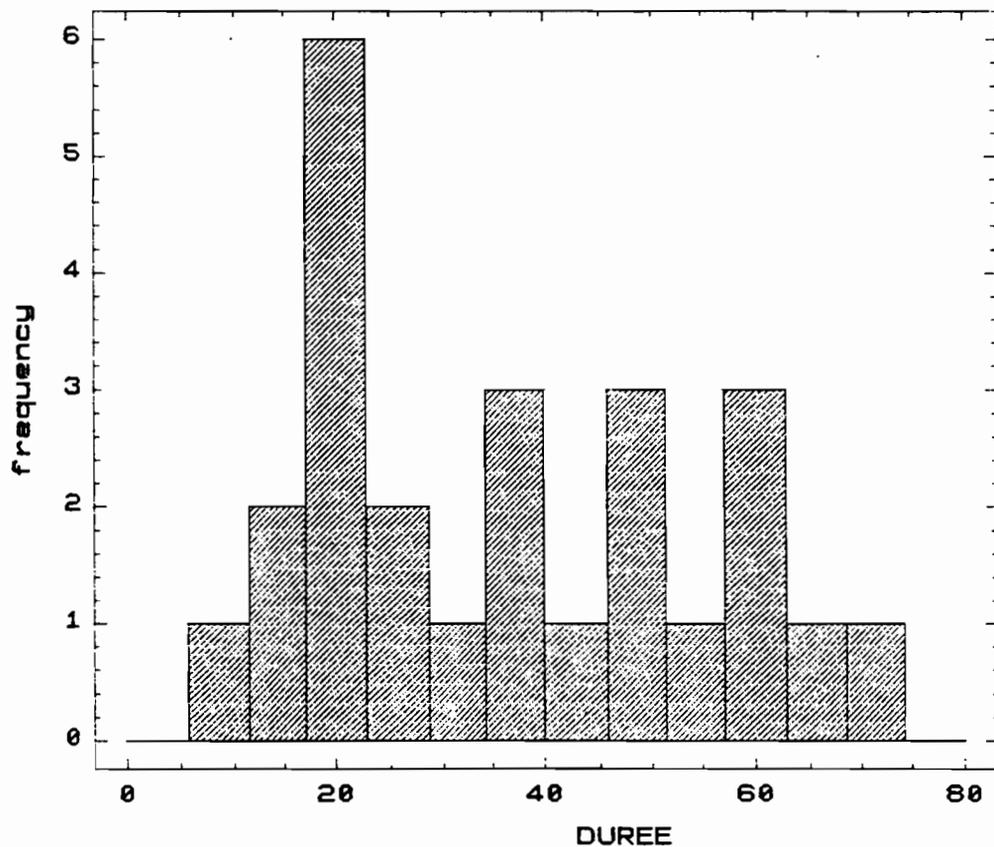


Figure 3.15 : Histogramme des durées des événements en heure.

Les événements étudiés au cours de l'expérience WAMEX 1979, ont des durées de vies comprises entre 6 heures et 90 heures avec une durée moyenne de 20 heures qui est bien inférieure à notre durée de vie moyenne. La durée de vie moyenne pour les événements suivis au cours de GATE 1974 est, elle aussi, inférieure à nos résultats, et est de 13 heures. Les résultats de Gnamien (1990) concernant les durées de vies moyennes sont proches de nos résultats ; en effet, pour les mois de juillet des années 1983, 1984, 1985, les durées de vies moyennes sont respectivement 38h15, 31h, et 35h15 (37h pour notre étude).

La figure 3.16 représente l'histogramme des distances parcourues par les événements suivis. Les longueurs des trajectoires sont comprises entre 410 et 3750 km, avec une moyenne à 2080 km et un écart-type de 1022 km. Sur notre jeu de données il n'apparaît pas de distance privilégiée.

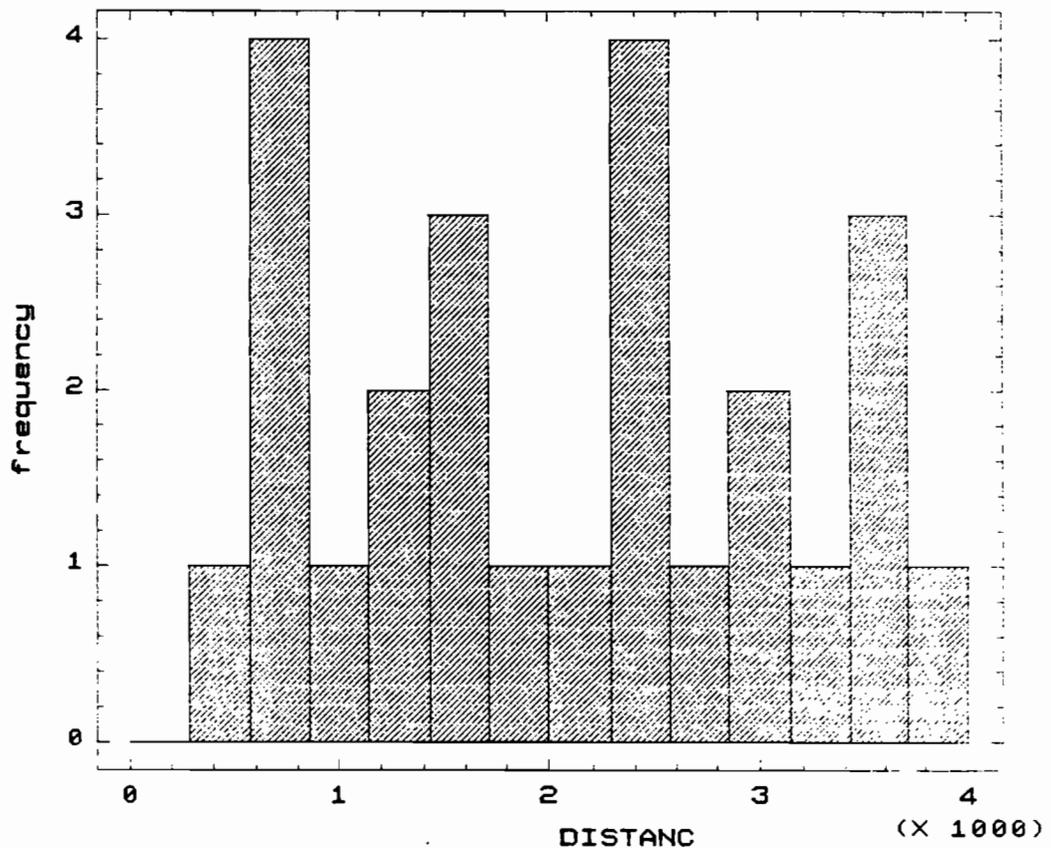


Figure 3.16 : Histogramme des distances parcourues en km.

Les résultats obtenus par Gnamien (1990) indiquent des distances moyennes du même ordre de grandeur que les nôtres avec respectivement 2005, 1570, et 1735 km pour les mois de juillet des années 1983, 1984, et 1985. Par contre, pour l'expérience GATE 1974 la longueur moyenne des trajectoires est de 710 km ; ce qui est bien inférieur à nos résultats. Les distances parcourues par les événements observés lors de l'expérience WAMEX 1979 vont de 300 à 4800 km avec une moyenne à 1460 km. Dans ce dernier cas, l'ordre de grandeur concernant les valeurs extrêmes est le même que pour notre étude, mais la valeur moyenne est bien inférieure à nos résultats et à ceux de Gnamien. Une des explications possibles est le type d'événement suivi qui est fonction de la définition des événements à suivre. L'étude de Gnamien s'attache à caractériser les lignes de grains mais englobe aussi des cyclones tropicaux qui ont des grandes durées de vie, notre étude est basée sur un échantillon de données qui est, pour une grande part, constitué de lignes de grains et de cyclones tropicaux, alors que l'autre étude (WAMEX) est basée sur le suivi de tous les types d'événements. Les événements du type convection diurne ont des durées de vies inférieures aux lignes de grains (cf. paragr. précédent) et, par là même, des trajectoires parcourues inférieures, qui contribuent à la baisse de la moyenne. Dans le cas de GATE, la définition des événements à suivre autorise, uniquement, le suivi des lignes de grains, ce qui explique les durées de vie et les distances parcourues inférieures aux nôtres.

La figure 3.17 représente l'histogramme des vitesses moyennes du centre de gravité des nuages ; les vitesses s'étalent de 32 km.h^{-1} à 78 km.h^{-1} et ont une moyenne de 54 km.h^{-1} avec 80% des vitesses comprises entre 45 et 65 km.h^{-1} . D'autre part, les vitesses du front avant des nuages ont été calculées et leur histogramme est présenté sur la figure 3.18. Les vitesses sont comprises entre 31 km h^{-1} et 92 km h^{-1} et ont une moyenne de 59 km.h^{-1} , avec 76% des valeurs dans la gamme 45- 65 km.h^{-1} . Les indications précédentes montrent que, en ce qui concerne les valeurs extrêmes et moyennes, les vitesses déduites du barycentre, ou du front avant, sont sensiblement les mêmes.

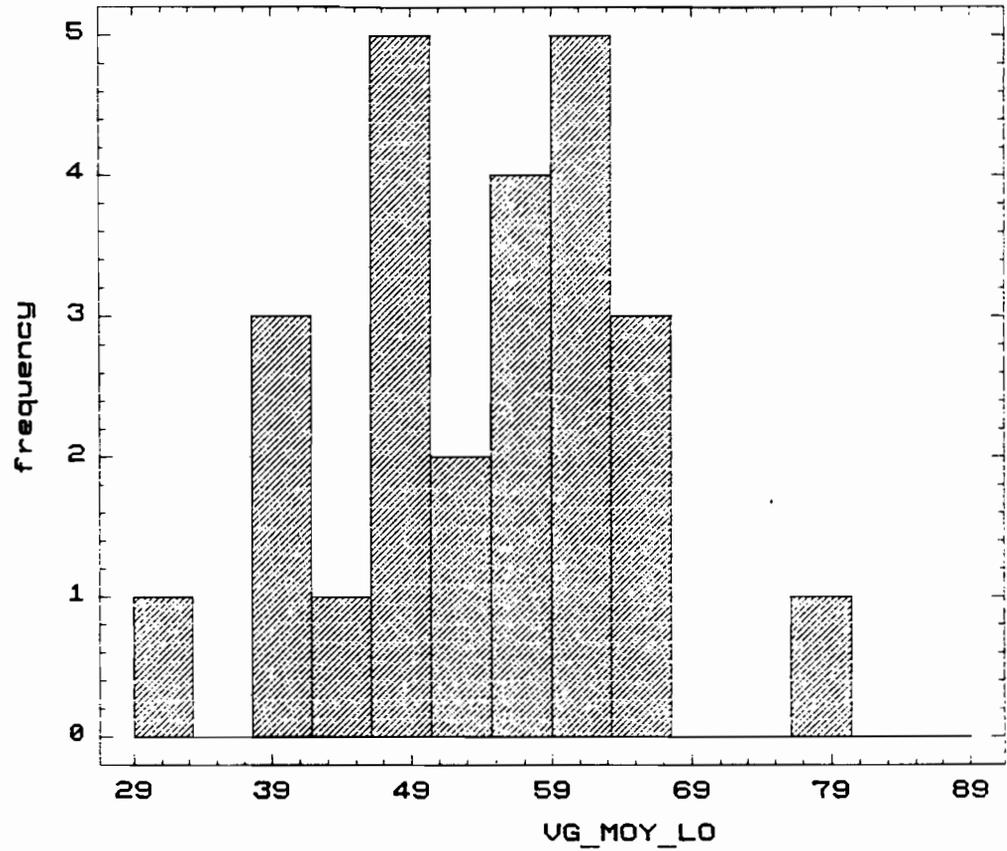


Figure 3.17 : Histogramme des vitesses en km h^{-1} calculées à partir du barycentre des nuages.

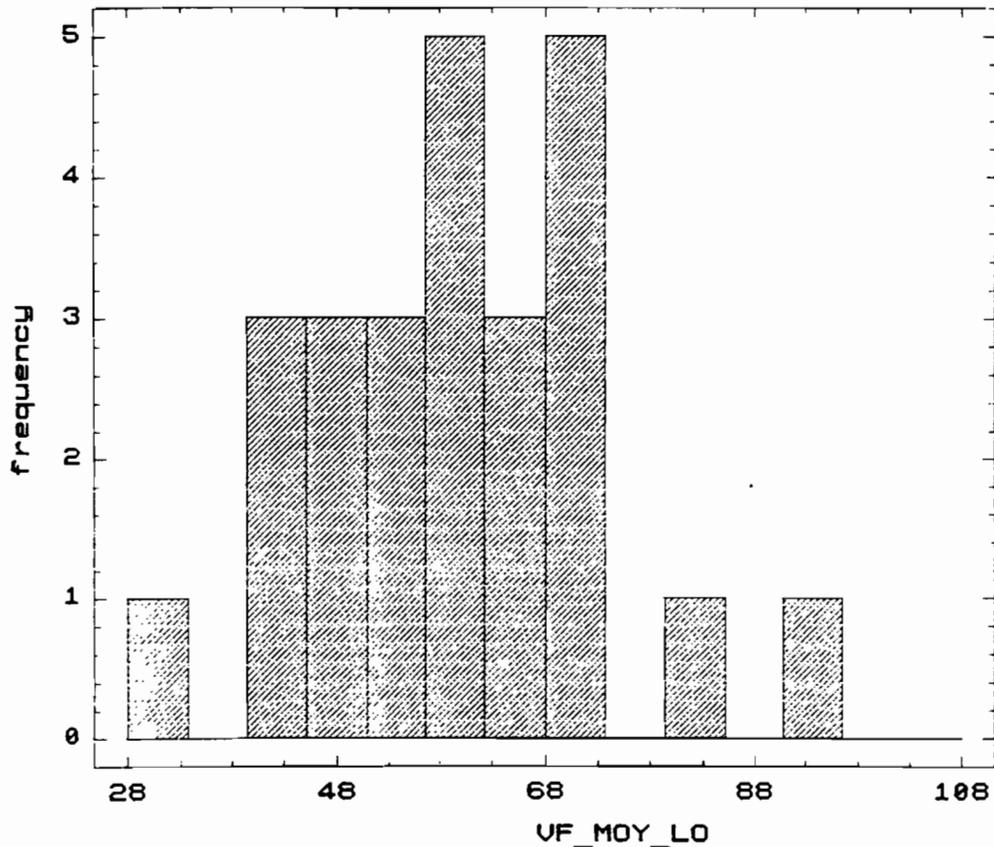


Figure 3.18 : Histogramme des vitesses en km h^{-1} calculées à partir du front avant des nuages.

Ago (1982) trouve que 91% des perturbations ont des vitesses moyennes comprises entre 30 et 70 km h^{-1} . Les résultats obtenus lors de GATE ou de WAMEX sont sensiblement les mêmes, avec respectivement 78,5% et 80% des cas qui ont des vitesses comprises entre 40 et 80 km h^{-1} .

5.3.2. Conclusion

L'analyse des caractéristiques des amas nuageux nous donne une représentation simplifiée de leur activité. Les paramètres calculés donnent les renseignements nécessaires à toute étude climatologique des événements, avec en particulier, leurs caractéristiques dynamiques (vitesse de propagation, durée de vie, longueur de trajectoire...). Les résultats obtenus sont conformes à ceux établis par Aspliden *et al.* (1976), Ago (1982), Gnamien (1990), Desbois (1988), et au cours de l'expérience WAMEX (d'après Ago, 1982). Les différences qui existent entre certains paramètres

peuvent être expliquées par plusieurs constatations. La première est la différence de dates et de lieux des expérimentations, puisque GATE est une expérience qui a eu lieu en partie au dessus de l'océan en 1974, alors que les autres ont eu lieu sur le continent en 1979, 1982, 1983, 1984, 1985 et 1989. Les objectifs mêmes des expériences peuvent aussi expliquer une partie des différences observées puisque certaines expériences consistaient uniquement à caractériser les phénomènes du type ligne de grains, et les autres, tous les amas nuageux mobiles. D'autre part, le type d'image utilisé et les caractéristiques de celles-ci peuvent influencer les résultats. En effet, les données tri-horaires où horaires utilisées dans certaines études, avec, de plus, l'utilisation de l'heure TU ne permet pas une identification précise des heures de formation ou de dissipation des événements. Notre échantillon constitué de 25 événements sélectionnés au cours de la saison des pluies peut biaiser les résultats si on les compare à ceux d'une région plus vaste basés sur un suivi systématique des événements.

Cependant notre méthode automatique présente des résultats voisins de ceux établis à l'aide de plusieurs méthodes manuelles, avec notamment les vitesses de déplacement, les heures de formation et de dissipation similaires. Notre méthode de suivi automatique a permis de mettre en évidence l'importance du cycle diurne et des flux de chaleur sensible pour la formation des amas nuageux, puisque un pic à 14 heures (heure locale) est observé au sein de l'histogramme des heures d'apparition des événements. En ce qui concerne les heures de dissipation, on peut aussi noter que les fréquences maximales sont observées aux heures de refroidissement de la terre.

Un des objectifs futurs de cette étude est l'utilisation du suivi automatique pour constituer une banque de données qui devrait aider à caractériser les différents types d'événements observés au Sahel. L'échantillon traité ici ne permet pas la distinction des événements grâce à leur caractéristiques dynamiques. Il faudra traiter un plus grand nombre de cas pour voir apparaître des caractéristiques qui permettront cette distinction. Pour cela, il est souhaitable d'automatiser la détermination des événements à suivre, et par là même, ne pas se restreindre à un certain type d'événement, ou aux événements qui ont touché une zone particulière. Il semble envisageable de suivre tous les nuages naissant à partir d'une image donnée sur une période considérée, pour pouvoir ensuite étudier les types d'événements et/ou la répartition des lieux/heures de naissance et dissipation des nuages. C'est dans ce sens que doit être poursuivie la présente étude sur les caractéristiques des

phénomènes tropicaux. Les caractéristiques des événements obtenus par les moyens satellitaires pourraient être comparées ou complétées par celles déduites à partir de mesures complémentaires : modèles de circulation générale, mesures d'environnement par radiosondage, mesures radar, modèles méso-échelle... En effet, l'observation des événements par télédétection spatiale ne saurait suffire à analyser un événement météorologique tel que les lignes de grains.

Après avoir présenté les caractéristiques des phénomènes convectifs tropicaux, nous allons nous intéresser à la relation entre deux paramètres particuliers, mesurés au cours du suivi. Dans le prochain paragraphe, nous allons montrer comment une relation entre l'indice volumique et la surface nous permet de déterminer dans quelle phase dynamique se situe un nuage à partir d'une seule image.

6. DETERMINATION DE LA PHASE D'UN NUAGE A PARTIR D'UNE SEULE IMAGE

Cette méthode a donné lieu à une communication au séminaire SEMINFOR V (Arnaud et Laloe, 1991). A l'aide de l'indice volumique et de la surface, une relation présentant "un phénomène d'hystérésis" a été mise en évidence de façon plus ou moins nette sur les 25 événements étudiés. Les exemples du 10 septembre 1989 et du 10 juillet 1989 (figures 3.19 et 3.20) illustrent bien ce phénomène. Dans ces deux cas, la détermination de la phase dynamique du nuage dans son cycle d'activité est possible en calculant le rapport volume / surface, puisque celui-ci est plus grand dans la phase de croissance que dans la phase de décroissance.

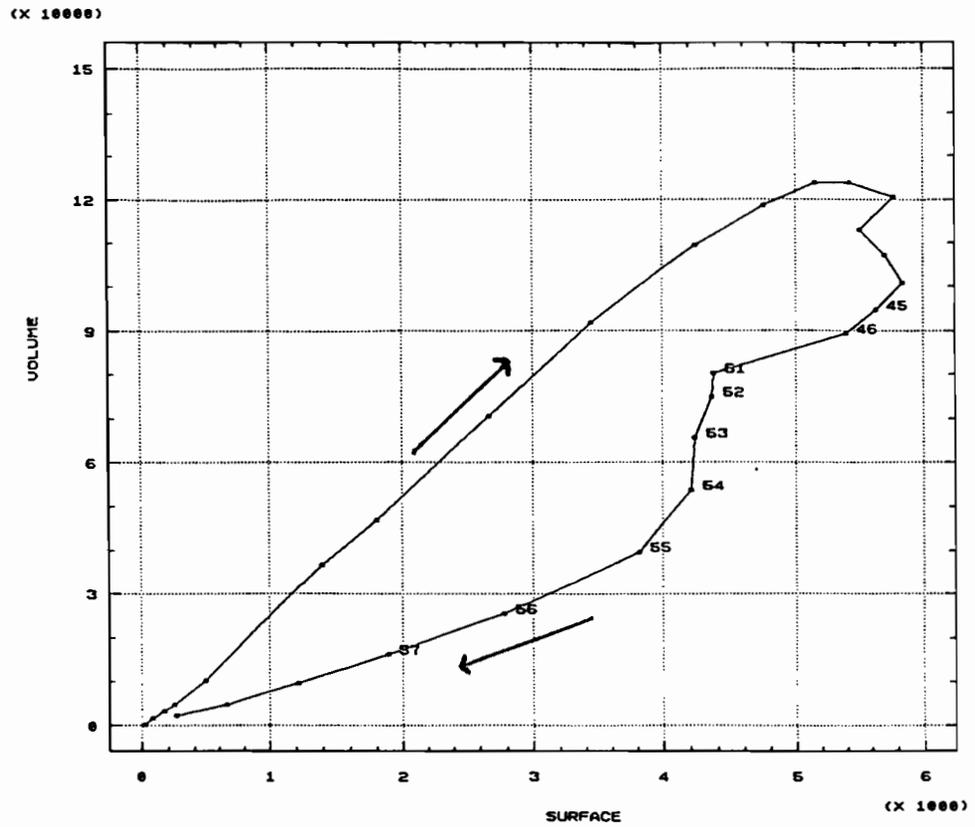


Figure 3.19 : Relation entre l'indice volumique (% km² °C) et la surface (en nombre de pixels) pour l'événement du 10 septembre 1989. Les nombres indiquent la présence de la pluie sur la zone d'étude.

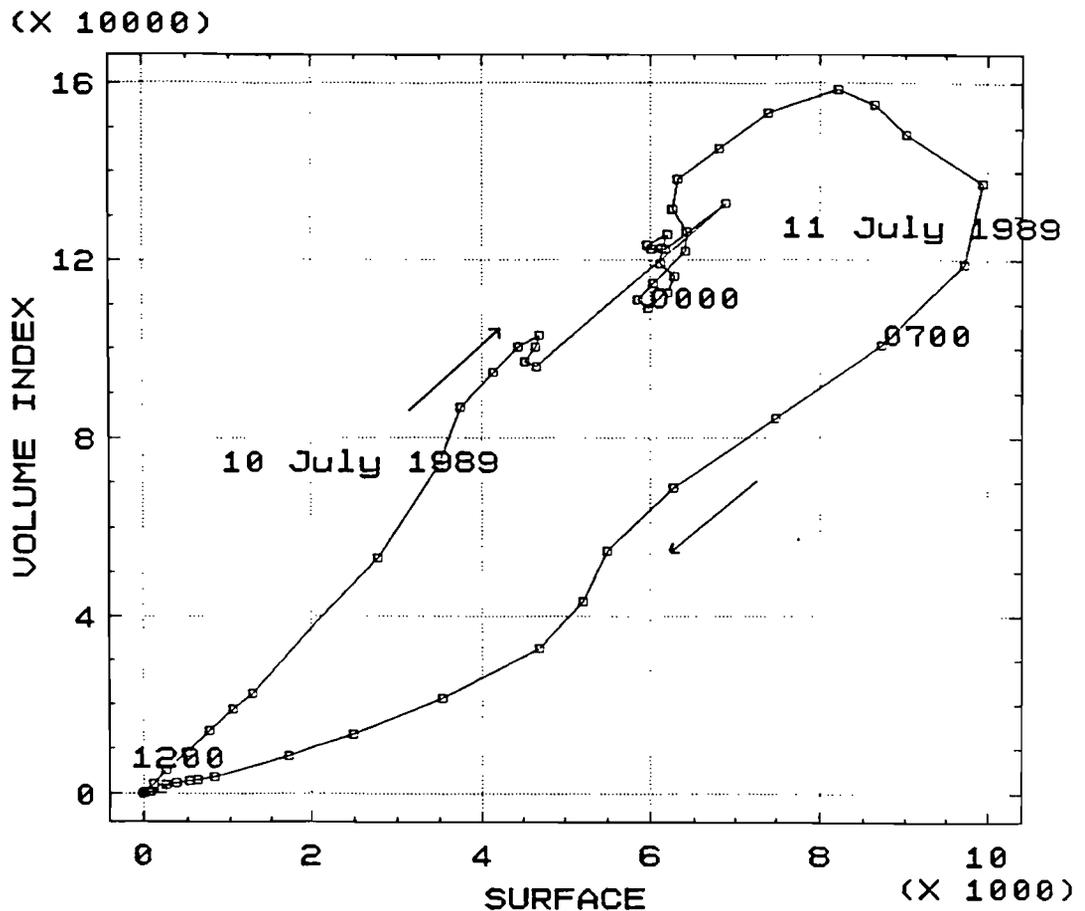


Figure 3.20 : Relation entre l'indice volumique ($\% \text{ km}^2 \text{ } ^\circ\text{C}$) et la surface (en nombre de pixels) pour l'événement du 10 juillet 1989.

La détermination de la phase dynamique des nuages est évidente pour ces deux événements. Cependant, il reste à vérifier si cette même détermination est possible sur l'ensemble des événements, et s'il existe deux types de relations distinctes, associées aux deux principales phases du nuage (croissance et décroissance), et valables pour tous les événements dont nous disposons.

Avant de présenter les méthodes utilisées pour déterminer la phase dynamique d'un nuage, nous allons caractériser les différentes phases d'un point de vue météorologique. Les diverses phases d'un nuage sont associées à des dynamiques internes différentes, modifiant l'aspect extérieur de celui-ci. Le cycle de vie d'une cellule convective se décompose en trois parties :

1- étape de formation : elle est marquée par l'intensification des courants ascendants, ce qui a pour conséquence l'augmentation rapide de la hauteur du sommet du nuage, et son extension horizontale.

2- étape de maturité : elle est marquée par la présence simultanée de courants ascendants et descendants. L'air est entraîné par les précipitations, et l'évaporation de celles-ci au contact d'un air plus sec, a pour effet de refroidir l'air environnant, augmentant ainsi sa densité et favorisant les courants descendants. L'enclume des cumulo-nimbus commence alors à s'étaler à la base des couches stables supérieures.

3- étape de dissipation : c'est le stade de disparition des courants ascendants, c'est-à-dire l'épuisement du stock d'énergie latente emmagasinée dans les basses couches de l'atmosphère. L'enclume atteint son développement horizontal maximum et commence à s'affaisser puis à se dissiper.

Bien que le cycle de vie d'une cellule convective et celui des formations nuageuses tropicales soient différents, il est possible de les relier puisque les formations nuageuses (ligne de grains...) sont constituées de plusieurs cellules convectives. Ces différentes phases dynamiques peuvent être appréhendées sur les séquences d'images satellitaires comme le montre les figures 3.19 et 3.20 pour deux événements particuliers, mais aussi de façon plus ou moins nette sur les autres événements étudiés.

Le but de ce paragraphe est de montrer que cette même détermination est possible sur tous les événements, en utilisant une relation moyenne, mais également que la détermination de la phase dynamique des nuages est alors possible en utilisant des clichés instantanés avec, toutefois, un certain pourcentage de réussite.

6.1. Méthodologie

Pour vérifier l'homogénéité de la relation d'ensemble, nous avons tracé le graphe représentant les valeurs des indices volumiques, en fonction des surfaces, pour tous les événements (figure 3.21). Celui-ci indique une relation d'allure linéaire, avec une variabilité croissante en fonction de la surface.

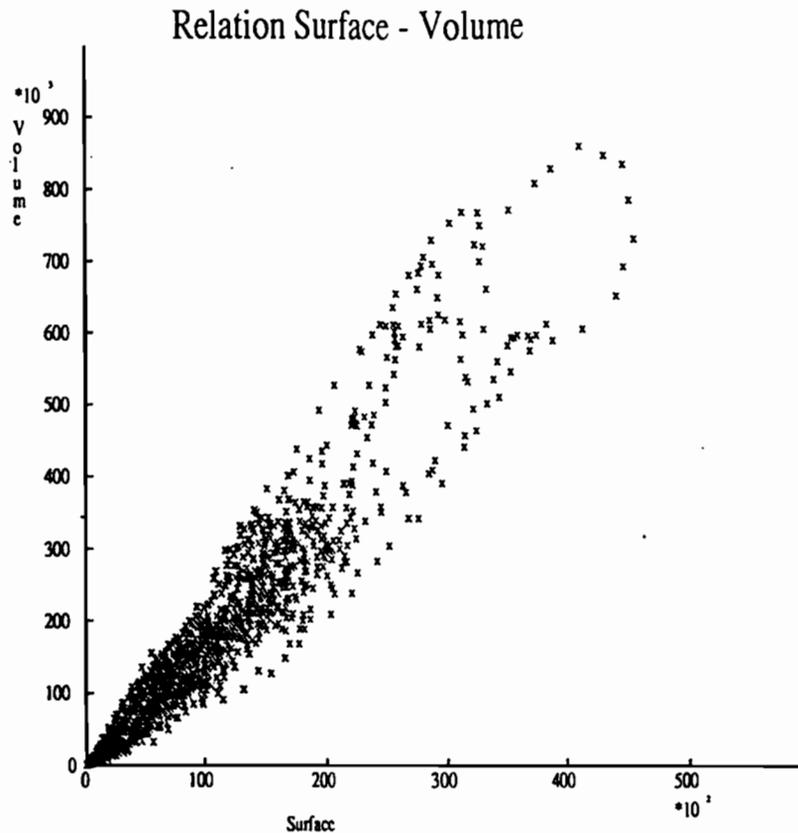


Figure 3.21 : Relation d'ensemble (pour les 25 événements étudiés) entre l'indice volumique et la surface (en nombre de pixels).

Pour diminuer la variabilité vers les grandes surfaces, nous avons transformé les variables en prenant leur logarithme népérien. Les transformations logarithmiques appliquées sur les deux axes conduisent encore à une relation linéaire, mais avec, cette fois, un impact réduit de la surface sur la variabilité des logarithmes des volumes (figure 3.22).

Par la suite, les analyses seront toutes menées sur les valeurs des variables transformées (Log Volume et Log Surface).

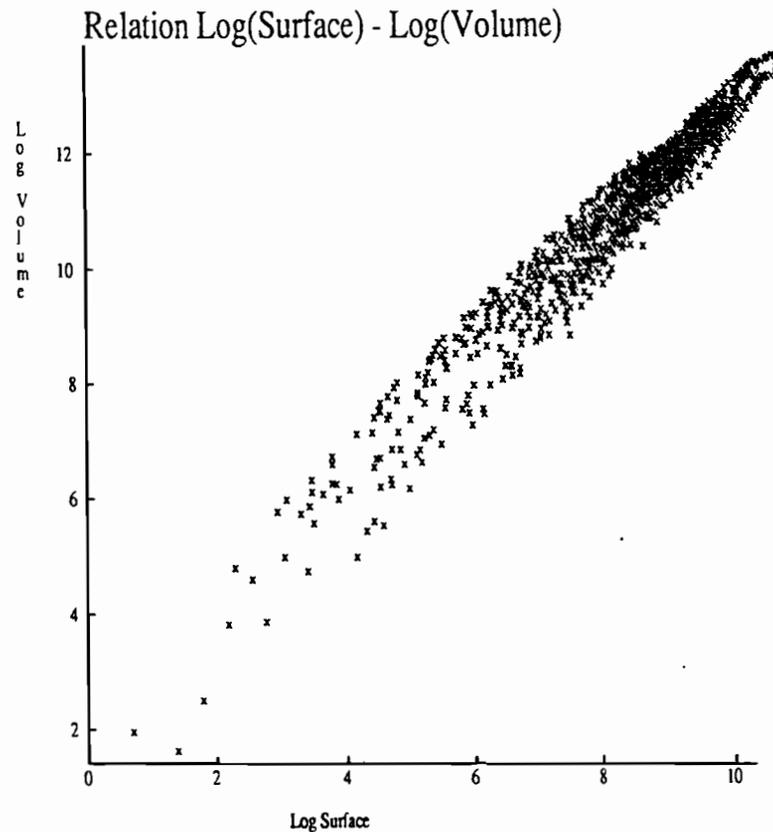


Figure 3.22 : Relation d'ensemble entre le logarithme népérien de l'indice volumique et le logarithme népérien de la surface des nuages.

Grâce aux informations fournies par le suivi des nuages (évolution temporelle de la surface et du volume), nous avons pu affecter chaque observation à l'une des trois catégories suivantes selon la situation du nuage dans son cycle de vie.

- période de croissance : observations pour lesquelles la surface et l'indice volumique sont supérieurs à ceux de l'observation précédente.

- période de décroissance : observations pour lesquelles la surface et l'indice volumique sont inférieurs à ceux de l'observation précédente.

- période de maturité : toutes les autres observations pour lesquelles la surface et l'indice volumique ne suivent pas la même évolution par rapport à l'observation précédente, cette phase correspondant à une augmentation de la surface et une diminution du volume.

Des situations présentant simultanément une diminution de la surface et une augmentation du volume n'ont pas été observées sur ce jeu de données, ce qui est conforme au fonctionnement théorique des nuages convectifs. Un nuage ne se développe pas en altitude, alors que sa surface diminue.

D'autre part, la première observation de chaque événement a été arbitrairement affectée à la première catégorie (nuage en phase croissante), car le suivi débute généralement au début de la formation du nuage et donc dans sa phase de croissance. Cette classification des points à l'aide de l'évolution temporelle des nuages, nous servira de référence tout au long de ce travail. Pour aboutir à la classification des nuages à partir d'une seule image, nous proposons deux méthodes : la première fait appel à un calcul de régression linéaire entre le logarithme de la surface et du volume, et la seconde à une analyse factorielle discriminante. Nous présenterons les deux méthodes puisqu'elles représentent deux solutions différentes à un même problème concret. Si la seconde méthode est plus académique, la première a le mérite d'être plus simple et donne des résultats similaires à la seconde. Vu la quantité de données à traiter, nous avons utilisé le logiciel GENSTAT (GENSTAT5, 1988) sur un mini-ordinateur.

6.1.1. Méthode utilisant les résidus de la relation Log volume-Log surface

Dans un premier temps, nous avons recherché une estimation par les moindres carrés des paramètres du modèle linéaire, liant le logarithme de la surface au logarithme de l'indice volumique d'un nuage sur une image donnée.

Le modèle étudié est de la forme :

$$\text{Log } V_{ik} = b_i + a_i \text{ Log } S_{ik} + \epsilon_{ik} = \hat{IV}_{ik} + \epsilon_{ik}$$

avec V_{ik} : indice volumique observé pour l'observation k de l'événement i,

S_{ik} : surface observée pour l'observation k de l'événement i,

a_i, b_i : coefficients d'ajustement pour l'événement i,

ϵ_{ik} : résidus de l'ajustement pour l'observation k de l'événement i,

\hat{IV}_{ik} : estimations du modèle.

L'ajustement obtenu explique 96,1% de la variance des $\text{Log } V_{ik}$.

Le tableau 3.2 indique les coefficients a_i et b_i obtenus pour chaque événement.

	estimate	s.e.	t
eve 1	2.740	0.270	10.16
eve 2	2.222	0.289	7.68
eve 3	1.437	0.344	4.18
eve 4	1.939	0.242	8.02
eve 5	-0.438	0.305	-1.43
eve 6	1.661	0.192	8.64
eve 7	3.477	0.232	14.99
eve 8	1.095	0.511	2.14
eve 9	-1.576	0.668	-2.36
eve 10	0.287	0.996	0.29
eve 11	3.490	0.263	13.29
eve 12	0.831	0.170	4.90
eve 13	3.096	0.568	5.45
eve 14	1.653	0.205	8.05
eve 15	3.028	0.215	14.11
eve 16	2.429	0.304	7.98
eve 17	1.204	0.193	6.25
eve 18	1.660	0.421	3.94
eve 19	0.685	0.235	2.92
eve 20	2.182	0.263	8.28
eve 21	2.292	0.185	12.39
eve 22	0.614	0.180	3.42
eve 23	2.601	0.240	10.85
eve 24	2.140	0.201	10.66
eve 25	3.535	0.317	11.15
surf.eve 1	1.0115	0.0333	30.35
surf.eve 2	1.0785	0.0379	28.46
surf.eve 3	1.1321	0.0391	28.94
surf.eve 4	1.0966	0.0263	41.72
surf.eve 5	1.3597	0.0347	39.19
surf.eve 6	1.1182	0.0220	50.84
surf.eve 7	0.9180	0.0251	36.54
surf.eve 8	1.1753	0.0568	20.68
surf.eve 9	1.635	0.104	15.67
surf.eve 10	1.263	0.107	11.82
surf.eve 11	0.9316	0.0290	32.17
surf.eve 12	1.2269	0.0214	57.35
surf.eve 13	0.9805	0.0571	17.16
surf.eve 14	1.1235	0.0284	39.61
surf.eve 15	0.9572	0.0244	39.23
surf.eve 16	1.0386	0.0347	29.91
surf.eve 17	1.1426	0.0236	48.51
surf.eve 18	1.1345	0.0473	23.96
surf.eve 19	1.2765	0.0333	38.30
surf.eve 20	1.0659	0.0299	35.63
surf.eve 21	1.0440	0.0202	51.80
surf.eve 22	1.2530	0.0228	54.84
surf.eve 23	1.0087	0.0276	36.52
surf.eve 24	1.0856	0.0227	47.79
surf.eve 25	0.9298	0.0374	24.89

Tableau 3.2 : Liste des coefficients obtenus avec la régression, en tenant compte de l'effet événement. Eve i représente le coefficient b_i , surf.eve i représente le coefficient a_i , s.e. représente l'écart-type, et t représente le valeur du test de Student.

Nous avons ensuite effectué l'ajustement en supposant égaux tous les a_i d'une part, et les b_i d'autre part, afin de supprimer "l'effet événement". On considère alors qu'il existe une seule relation valable pour tous les événements.

Le modèle recherché est de la forme :

$$\text{Log } V_{ik} = b + a \text{ Log } S_{ik} + \epsilon'_{ik} = \hat{V}_{ik} + \epsilon'_{ik}.$$

Cet ajustement explique 95% de la variance des $\log V_{ik}$.

D'autre part, les estimations \hat{V}_{ik} données par la formule :

$$\hat{V}_{ik} = \exp (b + a \log S_{ik})$$

expliquent 90,6% de la variabilité des données brutes V_{ik} . Ce pourcentage est obtenu par la formule :

$$(\text{var}(V_{ik}) - \sum (V_{ik} - \hat{V}_{ik})^2 / 1835) / \text{var}(V_{ik})$$

pour laquelle 1835 représente le nombre de degrés de liberté (nombre de points moins 2).

L'équation du modèle qui sera utilisé par la suite est :

$$\text{Log } V = 1,87 + 1,1 \text{ Log } S.$$

Il ne tient pas compte de "l'effet événement".

La qualité de ce second modèle n'est que de très peu inférieure en terme de variance expliquée à celle du précédent. Il indique que la relation semble relativement stable pour l'ensemble des événements. Afin de vérifier l'unicité de la relation précédente, nous avons procédé au test statistique suivant, sur l'existence d'une seule relation valable (égalité des a_i entre eux et des b_i entre eux) pour tous les événements, ce qui constitue l'hypothèse H_0 .

Pour cela, nous avons calculé la différence des sommes des carrés résiduels des deux modèles (51,2) que nous avons divisé par la différence entre les nombres de degrés de liberté des deux modèles (48). Nous avons alors divisé la valeur ainsi obtenue par le carré résiduel moyen

(0,084667) -somme des carrés résiduels (151,3), divisée par le nombre de degrés de liberté (1787)- du modèle le plus fin ; ce qui conduit à l'expression suivante :

$$((\sum (\hat{V}_{ik(1)} - \ln V_{ik})^2 - \sum (\hat{V}_{ik(2)} - \ln V_{ik})^2) / (ndl_1 - ndl_2)) / ((\sum (\hat{V}_{ik(1)} - \ln V_{ik})^2 / ndl_1)$$

dont le résultat est 12,59.

Sous l'hypothèse H_0 , la valeur ainsi obtenue (12,59) est une réalisation d'une variable de Fisher à 48 et 1787 degrés de liberté : $F_{48/1787} = 12,59$. Le test de comparaison des deux modèles conduit donc au rejet de l'hypothèse (H_0) d'une seule relation valable pour tous les événements avec un risque inférieur à 1/1000. Cependant l'utilisation d'un tel modèle avec une relation par événement n'aurait pas d'intérêt pratique puisque le modèle dépend des événements eux mêmes et ne peut donc pas être utilisé pour une démarche générale (il serait alors nécessaire d'avoir l'information temporelle du nuage pour calculer tous les paramètres du modèle).

A l'aide du modèle simplifié explicité précédemment (ne prenant pas en compte l'effet événement), nous avons donc calculé les résidus ϵ'_{ik} associés à chaque point. Grâce à leurs signes nous avons pu déterminer leur position par rapport à la droite de régression. Les points au dessus ou en dessous de la droite de régression, et qui ont donc des résidus positifs/négatifs sont affectés dans les classes des nuages croissants ou décroissants. Nous avons ensuite procédé à la validation des résultats en comparant la classification de chaque point établie à l'aide du modèle (signe des résidus), avec la classification de référence effectuée à l'aide de l'évolution temporelle du volume et de la surface. Au tableau 3.3 sont portés les effectifs des observations en fonction de la classe d'évolution et du signe du résidu.

signe résidu référence	positif	négatif	total
croissant	587	203	790
indéterminé	152	188	340
décroissant	125	582	707
total	864	973	1837

Tableau 3.3 : Table de contingence, la variable (signe résidu) représente le nombre d'observations ayant des signes de résidu positif ou négatif, "référence" le type d'évolution observée a priori (croissant, indéterminé, décroissant) pour chaque observation.

Parmi les 790 observations "nuages croissants", 587 (74%) ont des résidus positifs et 203 (26%) ont des résidus négatifs. Parmi les 707 observations "nuages décroissants" 125 (18%) ont des résidus positifs et 582 (82%) des résidus négatifs. Les observations indéterminées se répartissent dans des proportions semblables au sein des deux catégories de résidus.

Pour étudier la répartition des points ainsi que le type de confusion observé dans chaque classe, les observations ont été réparties en 6 catégories :

- les deux premières correspondent à de bons classements ("1" croissants-résidus positifs et "2" décroissants-résidus négatifs).

- les deux suivantes correspondent à de mauvais classements ("3" décroissants-résidus positifs et "4" croissants-résidus négatifs).

- les deux dernières ("5" et "6") correspondent aux observations indéterminées (nuage à maturité) ayant des résidus positifs ou négatifs.

Avec cette méthode, il est impossible de distinguer les points représentant un nuage à maturité des autres. Les points correspondants (résidus positif/négatif) sont affectés à l'une des deux classes précédentes (croissant/décroissant) et seront donc reportés dans les classes ("5" et "6").

Au tableau 3.4 sont portés, pour chaque événement, les pourcentages d'observations selon les 6 catégories définies précédemment. Certains événements, tel que celui du 23 août 1989 (numéro 8), ont leurs observations bien classées, d'autres tel que celui du 20 août 1989 (numéro 10), conduisent à des résultats nettement moins satisfaisants.

fclass	ttcc						Margin
	1	2	3	4	5	6	
eve							
1	29	42	16	0	13	0	100
2	24	41	21	0	14	0	100
3	45	30	7	9	5	5	100
4	31	38	12	7	7	5	100
5	32	26	15	0	15	14	100
6	40	24	12	2	10	12	100
7	41	30	0	14	4	10	100
8	45	41	0	9	0	5	100
9	33	39	6	11	11	0	100
10	33	13	13	16	14	13	100
11	16	22	18	8	21	14	100
12	28	47	8	5	8	4	100
13	28	36	7	14	13	3	100
14	46	33	3	0	8	10	100
15	44	17	8	16	0	15	100
16	18	39	13	2	18	10	100
17	55	13	0	28	0	5	100
18	18	40	25	0	10	7	100
19	21	39	18	9	12	0	100
20	27	30	10	9	13	10	100
21	55	26	0	4	3	13	100
22	34	38	14	0	12	2	100
23	47	30	9	2	2	9	100
24	21	45	12	2	16	3	100
25	15	50	17	4	15	0	100
Margin	32	32	11	7	10	8	100

Tableau 3.4 : Table donnant le pourcentage des observations dans chaque groupe défini comme suit : 1 (croissants bien classés), 2 (décroissants bien classés), 3 (décroissants mal classés), 4 (croissants mal classés), 5 (indéterminés classés croissants), 6 (indéterminés classés décroissants), en fonction de l'événement considéré (eve, numéros inversés par rapport au tableau 3.1).

Les figures 3.23 et 3.24 représentent les graphes des valeurs observées pour les deux événements précédents.

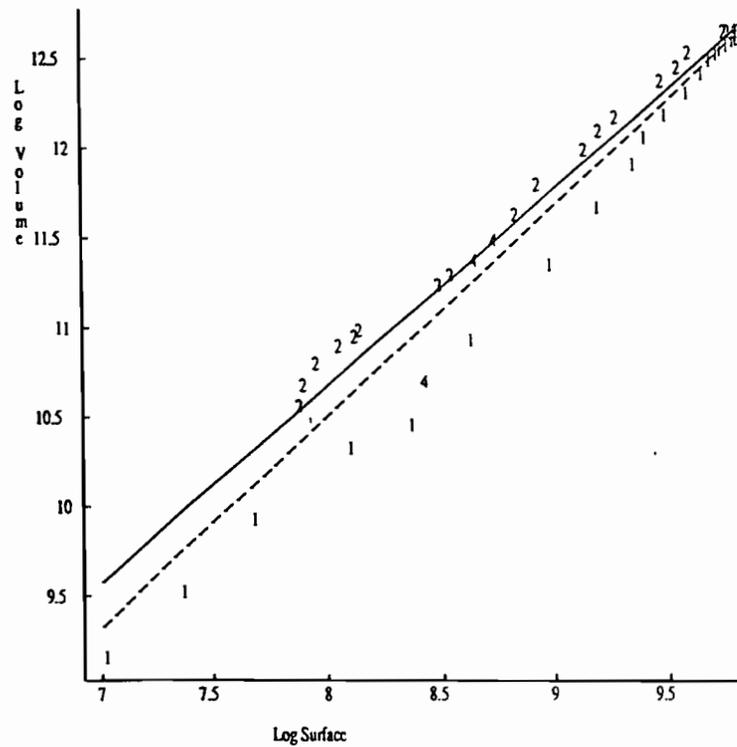


Figure 3.23 : Relation entre le logarithme de l'indice volumique et le logarithme de la surface pour l'événement du 23 août 1989. La droite en trait plein représente la droite de régression établie avec l'ensemble des événements, et celle en trait interrompu, la droite de régression établie à partir de l'événement lui-même. Les valeurs 1 à 6 indiquent le type de classement réalisé, les valeurs 1 et 2 représentent de bons classements, les valeurs 3, 4 indiquent des confusions et 5, 6 des points non classables (nuage à maturité).

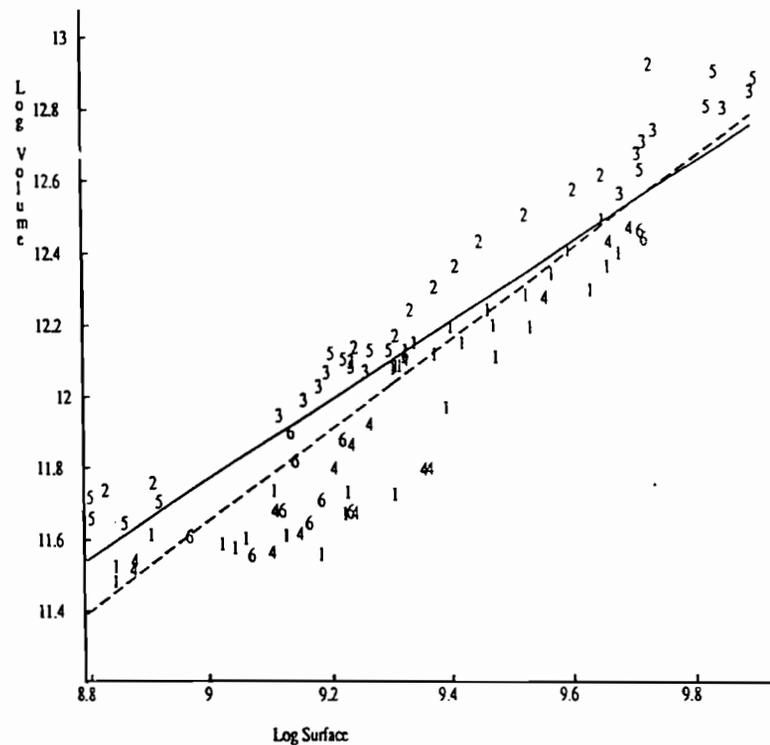


Figure 3.24 : Relation entre le logarithme de l'indice volumique et le logarithme de la surface pour l'événement du 20 août 1989. La droite en trait plein représente la droite de régression établie avec l'ensemble des événements, et celle en trait interrompu, la droite de régression établie à partir de l'événement lui-même. Les valeurs 1 à 6 indiquent le type de classement réalisé, les valeurs 1 et 2 représentent de bons classements, les valeurs 3, 4 indiquent des confusions et 5, 6 des points non classables (nuage à maturité).

Dans les deux cas, l'ajustement établi à partir des points de l'événement lui-même est meilleur que celui établi avec tous les événements. Les deux droites restent cependant très voisines. On peut remarquer que l'événement du 23 août 1989 représente un amas nuageux qui est passé par un seul maximum. Par contre, l'événement du 20 août 1989 est passé par plusieurs phases de croissance-maturité-décroissance avant de se dissiper (figure 3.25), ce qui peut expliquer les confusions entre les deux classes (croissance/décroissance). La relation volume-surface n'est donc pas forcément la même pour un même nuage au cours de ses reprises d'activité successives qui peuvent être dues au cycle diurne ou au cheminement sur des zones géographiques particulières.

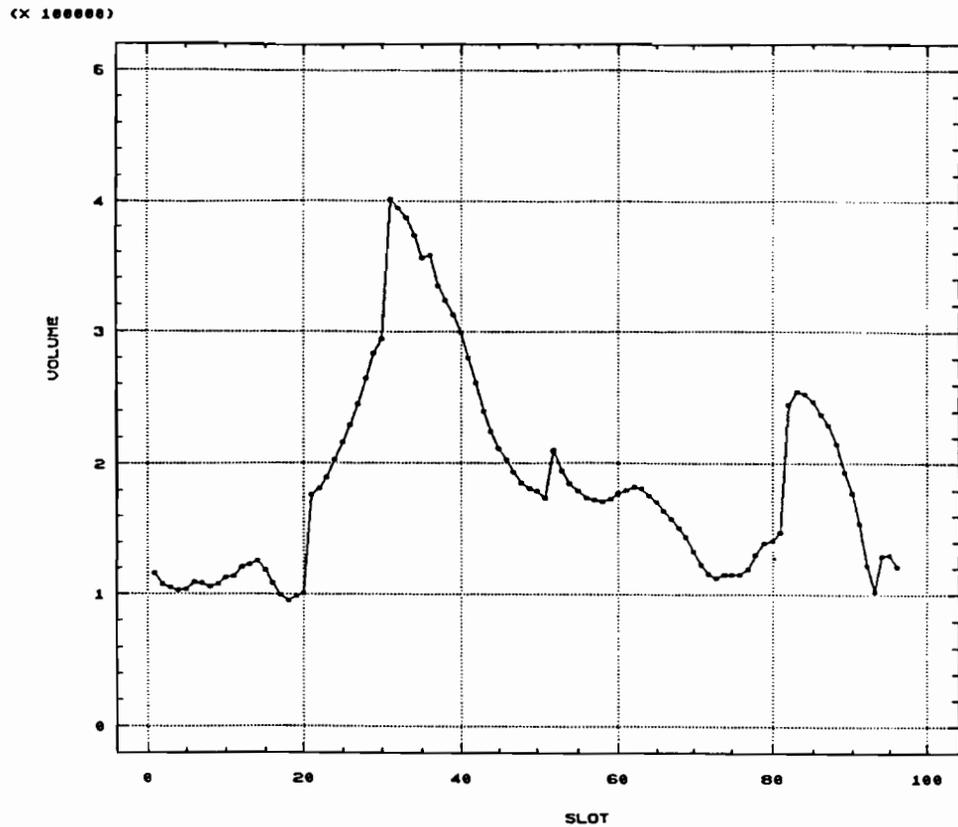


Figure 3.25 : Evolution temporelle (slot) de l'indice volumique pour l'événement du 20 août 1989.

Sur l'exemple du 13 août 1989 (figure 3.26), on constate que lors de la deuxième reprise d'activité, le nuage présente, à surface égale, des indices volumiques inférieurs à ceux de la première.

La méthode utilisée ici permet de suivre un groupe de nuages d'une même perturbation, ces nuages pouvant se trouver dans des phases dynamiques différentes, alors que les caractéristiques sont calculées sur l'ensemble des nuages. Cette dernière considération peut expliquer une partie des confusions observées, si on considère que les nuages d'une même perturbation peuvent être dans des phases dynamiques différentes.

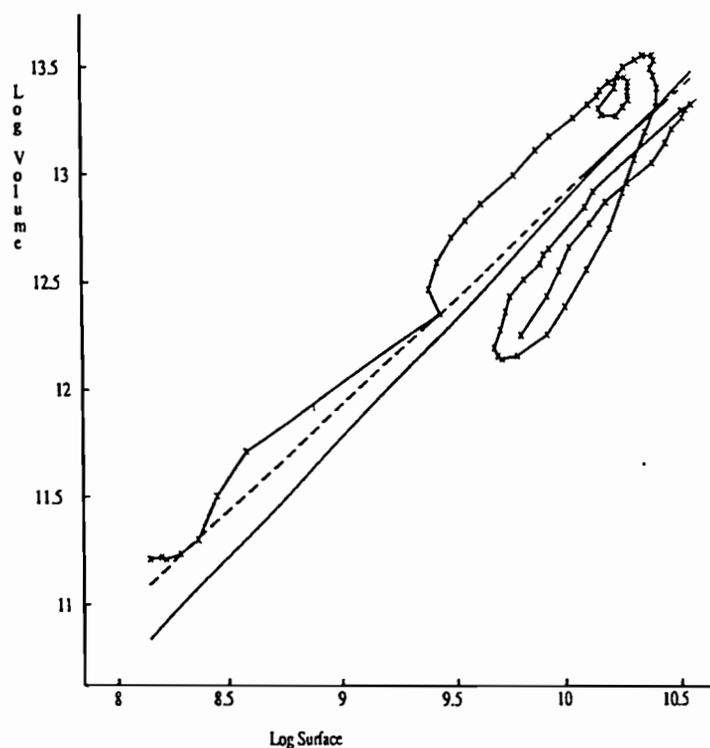


Figure 3.26 : Relation entre le logarithme de l'indice volumique et le logarithme de la surface pour l'événement du 13 août 1989. La droite en trait plein représente la droite de régression établie avec l'ensemble des événements et l'autre, la droite de régression établie à partir de l'événement lui même.

6.1.2. Classification par analyse factorielle discriminante (A.F.D)

La méthode décrite dans le paragraphe précédent permet de séparer les nuages en phase de croissance, de ceux en phase de décroissance. Cette dernière méthode donne de bons résultats mais l'A.F.D est une méthode plus adaptée à ce genre de problème. En effet l'A.F.D regroupe deux aspects, celui de l'analyse de variance, et celui de l'analyse en composantes principales, puisque la première est utilisée pour son caractère inférentiel, et la deuxième pour son caractère descriptif (Tomassone, 1988, 1989). L'A.F.D permet donc de comparer deux populations connues a priori et éventuellement de rattacher des nouvelles observations à l'une des deux populations. Cette dernière possibilité n'a pas encore été exploitée pour les raisons évoquées précédemment, puisque toutes les observations ont été utilisées pour établir le modèle.

Dans la mesure où il existe, d'une part, une relation générale, positive et d'allure linéaire entre les logarithmes des surfaces et des volumes, et où il apparaît, d'autre part, que, pour une surface donnée, le volume des nuages en phase croissante est supérieur à celui des nuages en phase décroissante, les barycentres des groupes de points correspondants à ces deux phases sont alignés selon une direction différente de celle de l'ensemble du nuage de points (figure 3.27). Dans ces conditions, une analyse factorielle discriminante, consistant à rechercher une direction maximisant la variabilité entre classes par rapport à la variabilité intra classes, est susceptible de conduire à des résultats intéressants pour une classification.

Nous avons réalisé une telle analyse à partir des points affectés a priori à l'une des deux catégories "nuages en phase croissante ou décroissante". Les coefficients de l'axe discriminant selon les logarithmes de la surface et du volume sont égaux à $-4,1$ et $3,5$. Le rapport des coefficients $(-3,5/4,1)$ nous donne la pente de l'axe factoriel discriminant. Sur le graphe de la figure 3.27, nous avons choisi de faire passer l'axe factoriel par le barycentre de tous les points, afin de mieux voir le changement de direction de l'axe factoriel discriminant par rapport à la direction de la droite qui relie les barycentres des deux classes définies a priori, et par rapport à la direction principale du nuage de points.

La valeur d'une observation sur l'axe discriminant est donnée par la formule suivante, qui est une combinaison linéaire des variables de départ permettant la meilleure discrimination des groupes :

$$y = -4,1 * \text{Log}(\text{surface}) + 3,5 * \text{Log}(\text{Volume})$$

La moyenne générale des observations $-4,1 * \text{Log}(\text{surface}) + 3,5 * \text{Log}(\text{Volume})$ est égale à $4,41$.

La moyenne des valeurs de l'équation suivante :

$$-4,1 * \text{Log}(\text{surface}) + 3,5 * \text{Log}(\text{Volume}) - 4,41$$

est égale à 0,87 pour les nuages en phase croissante, et à -0,78 pour les nuages en phase décroissante.

On considère alors, pour une observation donnée, qu'elle relève d'une phase croissante ou décroissante selon que la valeur de sa projection sur l'axe discriminant donnée par le résultat de l'expression suivante :

$$FD = -4,1 * \text{Log}(\text{surface}) + 3,5 * \text{Log}(\text{Volume}) - 4,41$$

est plus proche de 0,87 ou de -0,78 (c'est-à-dire supérieure ou inférieure à 0,045). La direction définie par cet axe discriminant est perpendiculaire à la direction générale du nuage de points (figure 3.27).

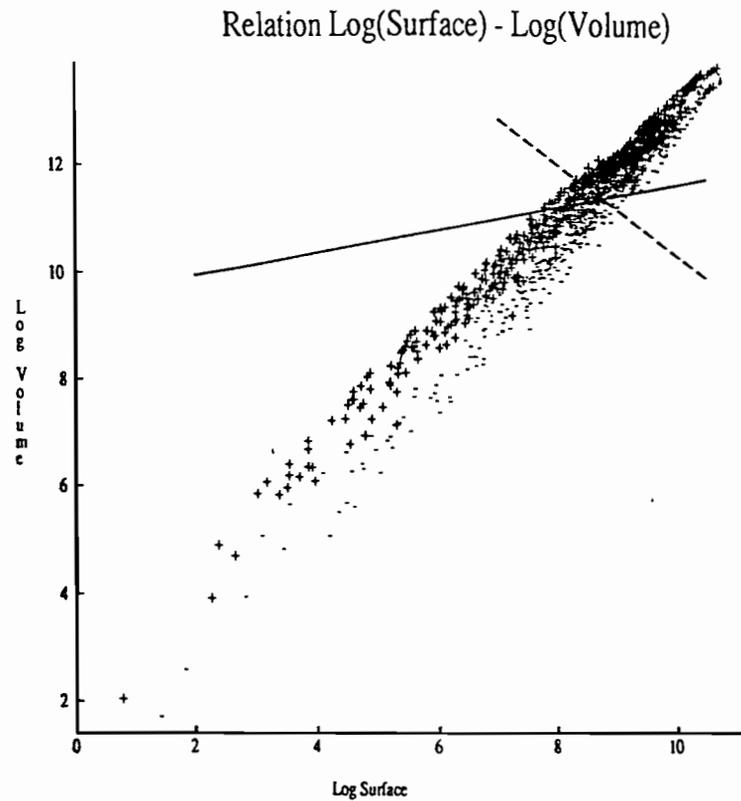


Figure 3.27 : Relation d'ensemble entre le logarithme népérien de l'indice volumique et le logarithme népérien de la surface. Les symboles "+" représentent les observations classées a priori comme ayant une évolution croissante ; les "-" comme ayant une évolution décroissante. Les symboles "." représentent les observations non classées. La ligne en trait plein relie les barycentres des deux classes d'observations ; celle en traits interrompus représente l'axe factoriel discriminant du nuage de points.

La classification ainsi réalisée conduit aux résultats présentés au tableau 3.5.

A.F.D référence	décroissant	croissant	total
décroissant	643	147	790
indéterminé	185	155	340
croissant	138	569	707
total	966	871	1837

Tableau 3.5 : Table de contingence, la variable "A.F.D" représente le classement en fonction de l'A.F.D, et "référence" représente le type d'évolution observée a priori (décroissant, indéterminé, croissant).

Les résultats sont sensiblement équivalents à ceux obtenus avec la méthode précédente. Quatre-vingt un pour-cent (respectivement 80%) des nuages en phase décroissante (croissante) sont correctement affectés.

On peut préciser, en fonction des valeurs prises sur l'axe discriminant, les probabilités de bon ou mauvais classement des observations. Pour ce faire, nous avons calculé, en fonction du décile relativement à l'axe discriminant, la répartition des observations selon la phase dynamique déterminée a priori (tableau 3.6).

référence décile	décroissant	indéterminé	croissant	total
1	163	11	9	183
2	142	25	17	184
3	121	37	26	184
4	101	44	38	183
5	92	57	35	184
6	79	44	61	184
7	46	68	69	183
8	32	36	116	184
9	11	14	159	184
10	3	4	177	184
total	790	340	707	1837

Tableau 3.6 : Répartition (par décile) du nombre de points affectés dans chaque classe d'évolution de nuage. La variable "référence" représente le type d'évolution défini a priori. La variable "décile" représente les déciles constitués de 183 ou 184 points, qui se répartissent en fonction du type de classement.

On constate que parmi les 183 observations du premier décile ($FD < -1,443$), 163 (89%) correspondent à des nuages en phase décroissante et 9 (5%) correspondent à des nuages en phase croissante. Pour les trois premiers déciles ($FD < -0,597$), 426 des 551 observations (77%) correspondent à des nuages en phase décroissante et 52 (9%) à des nuages en phase croissante. Pour les trois derniers déciles ($FD > 0,51$), 452 des 552 observations (82%) relèvent de nuages en phase croissante et 46 (8%) d'observations de nuages en phase décroissante. Pour le dernier décile ($FD > 1,471$), les pourcentages correspondants sont de 96% et 2%. Les déciles intermédiaires correspondent à 40% des observations ($1,471 > FD > -0,597$) et conduisent, bien entendu, à des classements moins efficaces, surtout pour le sixième décile pour lequel les observations sont quasiment équi-réparties dans les deux classes définies a priori.

6.2. Conclusion

Les deux principaux résultats de cette étude sont, d'une part la mise en évidence d'une courbe présentant un "phénomène d'hystérésis" entre la surface et le volume pour les nuages convectifs sur un échantillon de la saison des pluies 1989 et, d'autre part, la mise en évidence de deux relations distinctes selon la phase dynamique du nuage. Les méthodes précédentes permettent la détermination de la phase dynamique d'un nuage convectif à partir d'une seule image pour la saison des pluies 1989, avec 80 % de réussite environ.

Ce type de relation confirme les connaissances sur le fonctionnement théorique des phénomènes convectifs. Cependant, l'utilisation de la télédétection pour aboutir à ce genre de conclusion ouvre des perspectives d'étude à plus ou moins longue échéance.

Ces résultats pourront être utilisés pour affiner les méthodes d'estimation des pluies avec les satellites défilants et permettront d'estimer la situation d'un nuage dans son cycle d'activité à partir d'une seule image. Cependant, il serait intéressant de vérifier sur un plus grand nombre de cas la validité de la relation obtenue par rapport aux événements qui présentent plusieurs phases actives au cours de leur vie, pour s'assurer que la relation ne change pas au fur et à mesure des reprises d'activités. D'autre part, il serait intéressant de vérifier la validité des relations établies à partir de l'année 1989 sur d'autres années et de comparer les résultats au cours de l'avancement de la saison des pluies, pour voir une éventuelle influence du flux de mousson. Cependant le temps disponible n'était pas suffisant pour mener à bien une telle étude.

Le cycle d'hystérésis mis en évidence dans cette étude pourrait servir à quantifier la productivité d'un nuage et son efficacité, mais il resterait encore à répartir les précipitations sous le nuage et au cours du temps. Dans cette optique, une étude est encore nécessaire pour analyser la répartition spatiale des pluies sous un nuage ainsi que leur répartition temporelle. Ceci nécessite la mise en place d'un réseau d'observations à l'échelle continentale, car le réseau pluviographique actuel des pays concernés est très irrégulier. De plus, les données ne sont pas toujours accessibles et sont sous forme d'enregistrement papier dont le dépouillement est très lourd. La solution idéale

consiste à utiliser des stations à enregistrement numérique, ou même télétransmises, permettant un accès immédiat aux données, sous un format directement exploitable. Le programme de suivi automatique pourrait être développé dans ce sens pour permettre, d'une part, la sélection des stations touchées par un nuage à un moment donné et, d'autre part, l'accès direct aux informations pluviographiques de la banque de données.

Des études semblables en France ou aux USA permettraient de disposer de données d'environnement (modèles, radiosondages...) et de contrôles (radar, pluviomètres, pluviographes...). Il serait alors possible de comparer nos résultats avec des études concernant d'autres régions tropicales ou des régions tempérées afin de savoir si les caractéristiques observées sont celles des nuages convectifs en général, des nuages tropicaux ou des nuages de l'Afrique de l'ouest en particulier.

7. RELATION ENTRE LE STADE DE DEVELOPPEMENT DU NUAGE ET SON EFFICACITE EN TERME DE PRECIPITATIONS

Dans le paragraphe précédent, nous avons mis en évidence la détermination possible de la phase dynamique d'un nuage à partir d'une seule image dans le canal infrarouge du satellite Météosat. Si le satellite Météosat permet d'appréhender le cycle d'activité des nuages par l'observation des séquences d'images, les satellites défilants ne le peuvent pas. C'est donc avec l'utilisation de satellites défilants que la méthode de détermination précédente trouvera son application directe mais aussi pour l'usager Météosat "pauvre" qui a peu d'images.

L'objectif de ce paragraphe est, d'une part de montrer l'importance du cycle d'activité des nuages, et donc de la connaissance de leur phase dynamique pour l'estimation des pluies par satellite et, d'autre part, d'utiliser le cycle d'activité pour expliquer une partie de la variabilité de nos relations.

7.1. Situation du problème

Les principales méthodes d'estimation des pluies prenant en compte le cycle de vie des nuages, sont celles de Stout *et al.* (1979), Griffith et Woodley (1978) et Scofield et Oliver (1977) et ont déjà été explicitées au chapitre 2. Ces méthodes attribuent des taux de pluies différents selon la situation d'un nuage dans son cycle de vie. Negri *et al.* (1987a) montrent l'importance du cycle de vie des nuages sur les précipitations. Chadwick *et al.* (1986) prennent en compte l'état du nuage (phase de croissance/décroissance), non pas en mesurant les changements de surfaces, mais en considérant le nombre de pixels froids ($< -60^{\circ}\text{C}$) dans les coupes est/ouest d'un nuage. Les résultats montrent que, dans 58% des cas, les pluies supérieures/inférieures à 1 mm ont lieu dans la phase de croissance/décroissance des nuages

Dans notre cas, le problème est différent. En effet notre méthode ne permet pas de prendre en compte différentes intensités de pluie en fonction du cycle de vie des nuages puisque les indices sont calculés sur l'ensemble des événements.

Notre approche sera différente dans le sens où nous allons essayer de classer les amas nuageux en fonction de leur type d'évolution sur la zone d'étude, afin d'obtenir une relation particulière pour chaque type d'évolution.

Au chapitre II, nous avons testé plusieurs indices à différentes échelles spatiales, mais toujours à l'échelle temporelle de l'événement pluvieux. A l'échelle du pixel ou de quelques pixels Météosat, nos relations sont très variables : pour certains événements les indices présentent une bonne liaison avec les pluies, mais pour d'autres, aucune relation ne peut être déduite. Par contre à l'échelle du degré-carré (avec une seule valeur de pluie sur la zone d'étude correspondant à une valeur d'indice), pour les 25 événements étudiés, nous avons obtenu des relations qui sont modélisables. Cependant, il subsiste une grande variabilité de la pluie pour une même valeur d'indice. Le but de ce paragraphe est de tenter d'expliquer une partie de la variabilité en regroupant les points qui correspondent à des nuages qui ont eu une évolution similaire sur la zone d'étude.

7.2. Méthodologie et résultats

Dans un premier temps, afin d'identifier la phase active des nuages (moment où les précipitations ont lieu), nous avons identifié la présence de la pluie (donnée par le réseau de pluviographes) sur nos relations qui indiquent la phase dynamique des nuages. Ceci peut être fait en observant la relation entre l'indice volumique et la surface (cf. chap. 3 paragr. 6) (les points numérotés de la courbe correspondent au moment de la pluie sur la zone d'étude) ou, si celle-ci ne le permet pas, sur l'évolution temporelle de l'indice volumique ou de la surface.

Ensuite, nous avons repéré sur cette même relation les moments où les nuages sont plus froids que le seuil de -40°C . En règle générale, et comme on pouvait s'y attendre au vu des résultats du tableau 2.1, les heures d'apparition de la pluie et d'apparition des nuages à sommet plus froids que -40°C sont sensiblement les mêmes. En revanche, on observe une persistance des nuages à sommet froid lorsque la pluie est finie. Ainsi, nous attribuerons une plus grande importance à la situation du début de l'événement par rapport à sa fin, puisque sur la relation qui met en évidence le cycle d'activité du nuage, le début et la fin de l'événement sont repérés par la présence de nuages à sommets froids. Compte tenu de ces remarques, nous avons défini deux indices basés sur l'observation du cycle d'activité des nuages.

Le premier "EVOLMAX" indique si le nuage est passé ou non par sa phase de maturité, et le second "EVOL" indique la phase de l'évolution observée lorsque le nuage est passé au dessus de la zone d'étude. Pour le deuxième indice, trois états ont été définis : phase de décroissance, phase de croissance et phase de croissance avec passage par la phase de maturité.

La classification des événements en fonction de leur situation dans le cycle d'activité au moment où ils passent au dessus de la zone d'étude a été effectuée pour les 25 événements. Les figures 3.28 et 3.29 représentent la répartition de la quantité de pluie en fonction des indices (EVOL, EVOLMAX) pour les événements sélectionnés.

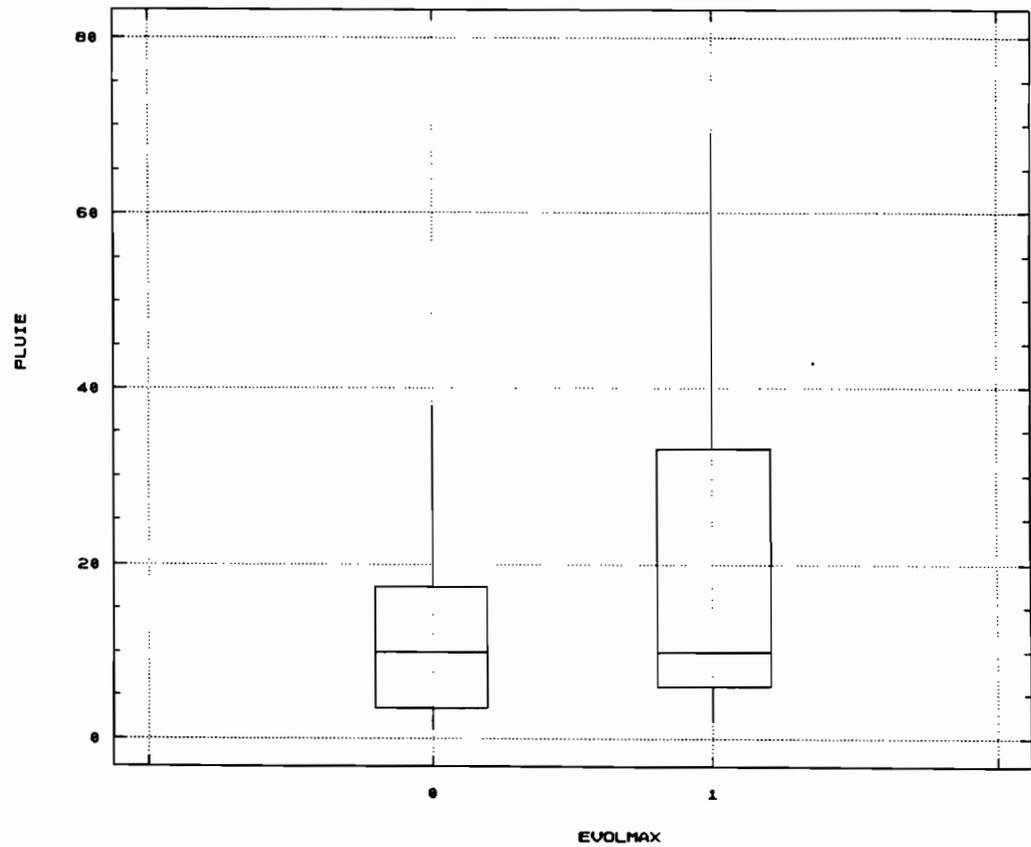


Figure 3.28 : Représentation de la répartition de la quantité totale de pluie (mm) en fonction de l'indice "EVOLMAX", ("0" pas de passage par la phase de maturité, "1" passage par la phase de maturité) pour les événements sélectionnés. Le trait horizontal représente la médiane, les traits horizontaux de part et d'autre de la médiane représentent les quantiles (10%, 90%) et les traits verticaux atteignent les valeurs extrêmes.

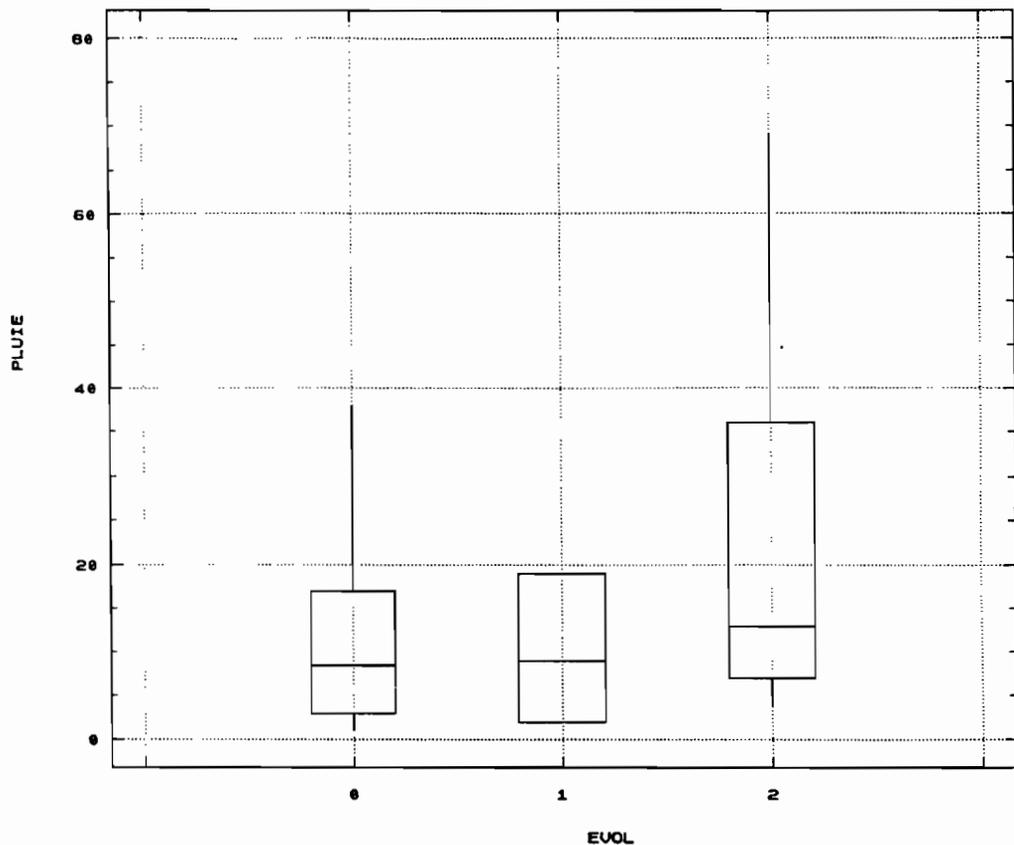


Figure 3.29 : Représentation de la répartition de la quantité de pluie (mm) en fonction de l'indice "EVOL" ("0" décroissance, "1" croissance, "2" croissance et maturité) pour les événements sélectionnés. Le trait horizontal représente la médiane, les traits horizontaux de part et d'autre de la médiane représentent les quantiles (10%, 90%) et les traits verticaux atteignent les valeurs extrêmes.

Les deux graphiques précédents mettent en évidence de façon plus ou moins nette, l'influence de la phase dynamique des nuages sur le cumul de la pluie mesurée sur le degré-carré pour un événement donné. Avec l'indice "EVOLMAX", on observe une plus grande proportion de points avec de fortes valeurs de pluie lorsque le nuage est passé par la phase de maturité au dessus de la zone d'étude que lorsque les nuages n'y sont pas passés. Les valeurs extrêmes supérieures et les quantiles supérieurs montrent bien une différence entre les deux groupes alors que les valeurs

médianes, les valeurs extrêmes inférieures et les quantiles inférieurs ne permettent pas de distinguer les deux groupes.

En ce qui concerne l'indice "EVOL" , on observe une valeur de la moyenne et des deux quantiles légèrement supérieure dans le cas de l'évolution croissante avec maturité par rapport aux deux autres groupes. Les deux groupes (décroissance et croissance) ne peuvent pas être discriminés à cause du faible effectif de la deuxième classe.

Les résultats précédents montrent cependant l'importance de la phase de maturité sur les précipitations, puisque pour les deux indices précédents les pluies les plus importantes ont eu lieu lorsque la phase de maturité a été atteinte. Ainsi, pour la suite du travail nous étudierons l'influence du cycle d'activité des nuages en considérant, uniquement, l'indice "EVOLMAX" qui prend en compte la phase de maturité.

Sur les relations entre la pluie et les indices satellitaires sur le degré-carré (cf. chap. 2 paragr. 3), nous avons repéré chaque événement et nous lui avons attribué le type d'évolution établi à l'étape précédente. Le but recherché est d'arriver à séparer le nuage de points en deux groupes, afin de calculer une relation valable sur chaque groupe. Les figures 3.30, 3.31, 3.32 représentent cette classification respectivement sur les relations pluie-température minimale, pluie-température moyenne et pluie-nombre d'occurrences.

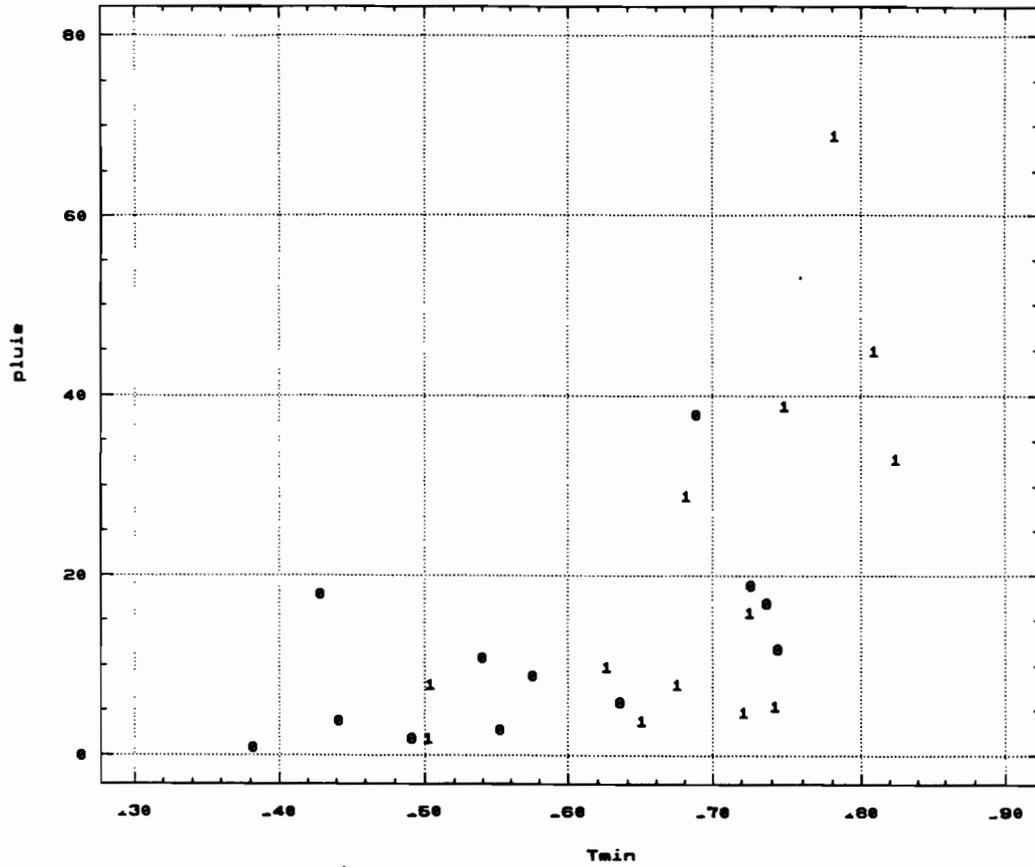


Figure 3.30 : Relation entre la température minimale (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré avec représentation de la valeur de l'indice EVOLMAX ("1" passage par maturité ; "0" pas de passage par la maturité).

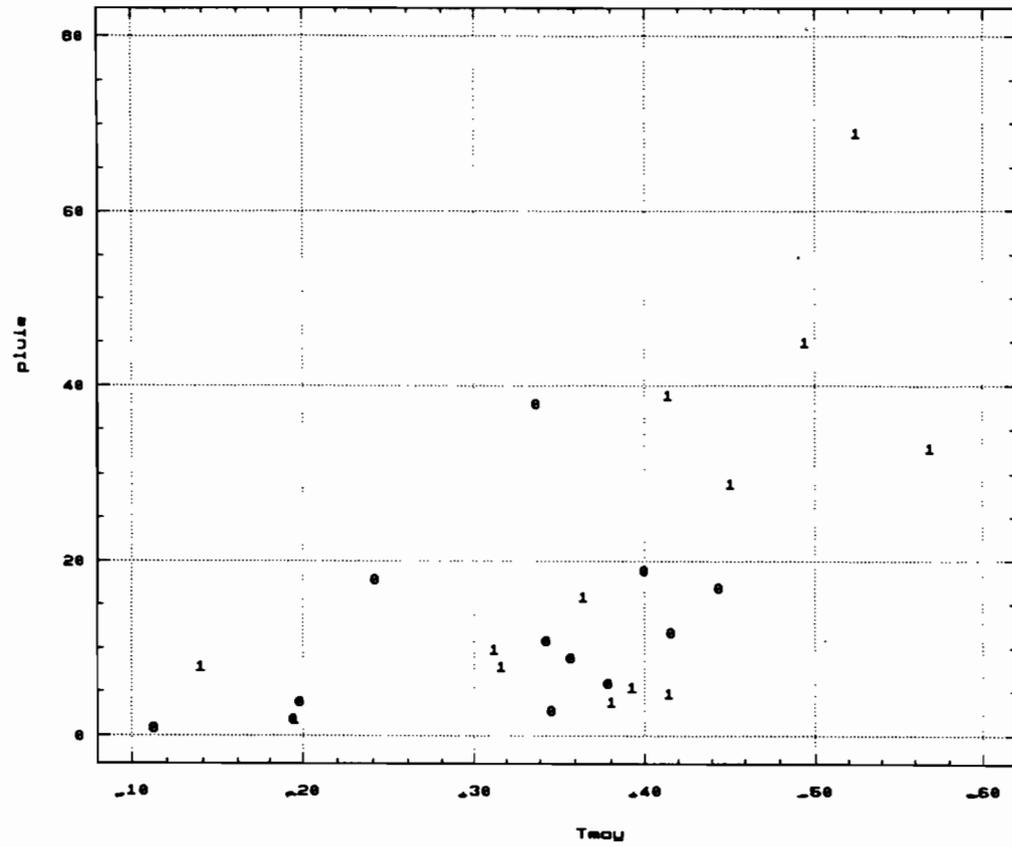


Figure 3.31 : Relation entre la température moyenne (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré, avec représentation de la valeur de l'indice EVOLMAX ("1" passage par maturité ; "0" pas de passage par la maturité).

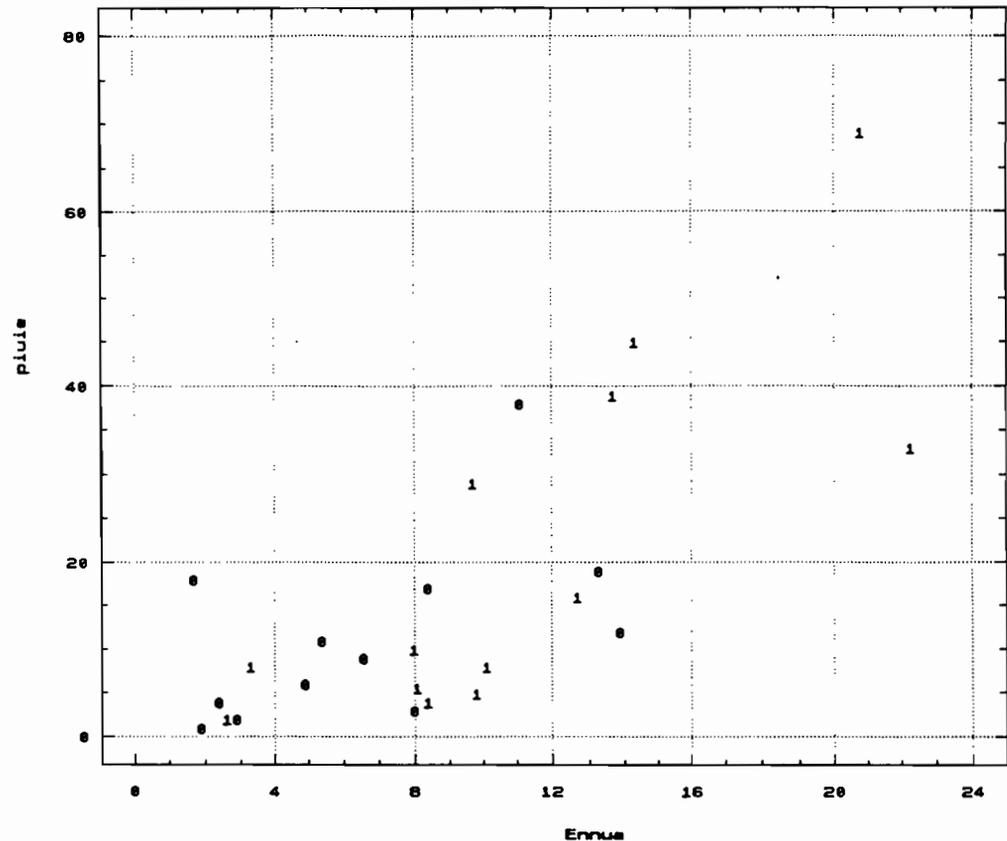


Figure 3.32 : Relation entre le nombre d'occurrences et la pluie (mm) sur le degré-carré, avec représentation de la valeur de l'indice EVOLMAX ("1" passage par maturité ; "0" pas de passage par la maturité).

Pour les trois indices, il y a une tendance à ce que les fortes valeurs des indices correspondants à de fortes valeurs de pluies soient observées lorsque le nuage est passé par la phase de maturité.

D'autre part, pour les indices : température minimale et température moyenne, il semblerait que les relations non-linéaires qui existaient entre ces variables et la pluie (cf. chap.2 paragr. 7.4.1) puissent être modélisées par deux relations linéaires valables, respectivement, pour chaque type

d'évolution et dans un domaine d'indice particulier (figures 3.30 et 3.31). Pour l'indice "nombre d'occurrences", la valeur d'"EVOLMAX" ne permet pas de calculer deux relations distinctes dans le nuage de points initial (figure 3.32).

En ce qui concerne la température minimale, pour le premier groupe de points (nuages qui ne sont pas passés par la phase de maturité), une relation assez étroite existe entre les deux variables (figure 3.33), à l'exception de deux points (08 septembre et 09 août) pour lesquels les pluies observées sont bien au dessus des autres pour des valeurs d'indices relativement faibles (figure 3.30) qui ne figurent pas sur la figure 3.33. En ce qui concerne le 08 septembre, la faible valeur de la température minimale observée peut être due au fait qu'il manque les deux images correspondant à l'arrivée du nuage sur la zone d'étude, ce qui peut expliquer les températures relativement chaudes pour les pluies produites. En effet, on a observé que les températures minimales avaient lieu lors du passage du front avant des nuages. Pour l'événement du 09 août, les pluies sont provoquées par plusieurs cellules qui naissent sur la zone d'étude. Cependant, le suivi a été effectué sur une masse nuageuse plus importante qui se dissipe et qui intègre les nuages naissant sur la zone d'étude, et qui sont en pleine phase de croissance. Ainsi, bien que cet événement apparaisse en phase de décroissance sur l'évolution de la surface et de l'indice volumique de la perturbation suivie, les nuages présents sur la zone d'étude sont en pleine phase de croissance.

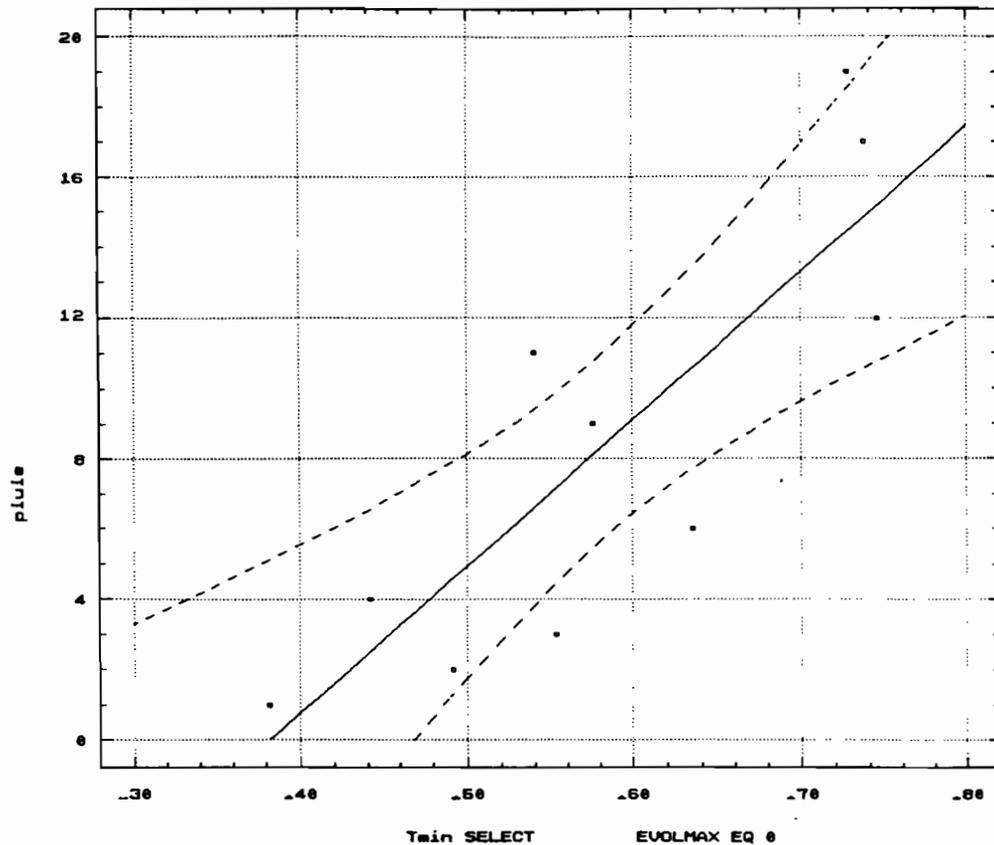


Figure 3.33 : Relation entre la température minimale ($^{\circ}\text{C}$) et la pluie (mm) sur le degré-carré pour les nuages qui ne sont pas passés par la phase de maturité (EVOLMAX = 0). Les courbes en trait interrompu représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Pour le deuxième groupe de points (nuages qui sont passés par la phase de maturité), une relation (figure 3.34) existe mais deux points se détachent de la tendance générale (figure 3.30), ces derniers ne figurent pas sur la figure 3.34. Ces points correspondent aux événements du 16 août et du 30 juillet. Pour le 16 août, la partie basse de la perturbation qui se désagrège, touche le degré-carré, alors que le reste de la perturbation passe par la phase de maturité mais ne touche pas la zone d'étude. La faible température minimale observée sur la zone d'étude montre bien que le nuage n'est pas actif sur le degré-carré. Pour l'événement du 30 juillet, le phénomène correspond à de la convection locale au nord ouest du degré-carré. Elle ne touche qu'un tiers de la zone, le nuage étant bien en phase de croissance. Là encore, les faibles valeurs de l'indice au dessus de la zone d'étude montrent que seulement une petite partie du nuage a touché le degré-carré.

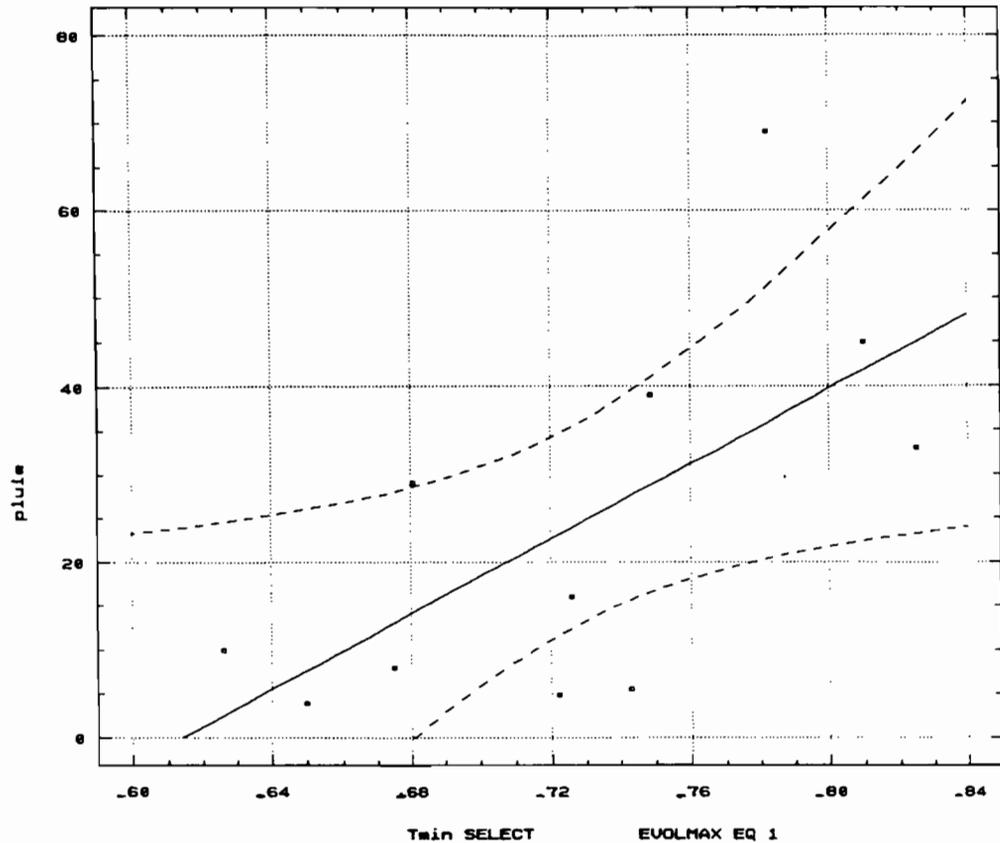


Figure 3.34 : Relation entre la température minimale ($^{\circ}\text{C}$) et la pluie (mm) sur le degré-carré pour les nuages qui sont passés par la phase de maturité ($\text{EVOLMAX} = 1$). Les courbes en trait interrompu représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Nous venons de mettre en évidence l'existence de deux relations linéaires entre la température minimale et la pluie associées aux phases des nuages pouvant modéliser la relation obtenue avec tous les événements. Les équations de ces deux droites sans tenir compte des points douteux précédents sont respectivement :

Pluie = $2,1 T_{\text{min}} - 344,3$ avec $R^2 = 42,5\%$, pour les nuages passés par le stade de maturité avec une plage de variation de la T_{min} de 162 à 183 (exprimé en Indice de Température (IT)) (soit entre -62°C et -83°C),

et,

Pluie = $0,4 T_{\min} - 58$ avec $R^2 = 71\%$, pour les nuages qui ne sont pas passés par la phase de maturité sur la zone d'étude avec une plage de variation de la T_{\min} de 138 à 175 (exprimé en Indice de Température (IT)) (soit entre -38°C et -75°C).

Comme le montrent les plages de variation des deux relations précédentes (figures 3.33 et 3.34), il reste encore un groupe de points commun aux deux relations (points dont la " T_{\min} " est située entre -62°C et -75°C). On peut noter que la relation entre la pluie et la température minimale lorsque les nuages ne sont pas passés par la phase de maturité ($\text{EVOLMAX} = 0$) est meilleure que lorsque ceux-ci ont atteint le stade de maturité sur la zone d'étude ($\text{EVOLMAX} = 1$). Pour expliquer, sinon tout, du moins une partie de la remarque précédente, on peut évoquer le même phénomène qu'au paragraphe 6.2.2 (saturation de la température minimale du nuage quand celui-ci atteint la tropopause).

Le même type de raisonnement peut être appliqué à la relation pluie-température moyenne. Les mêmes événements se trouvent dans des positions marginales au sein des deux groupes. En ne tenant pas compte de ces événements, il apparaît deux relations associées à chaque type d'évolution (figures 3.35 et 3.36) avec là encore une zone de transition commune aux deux relations.

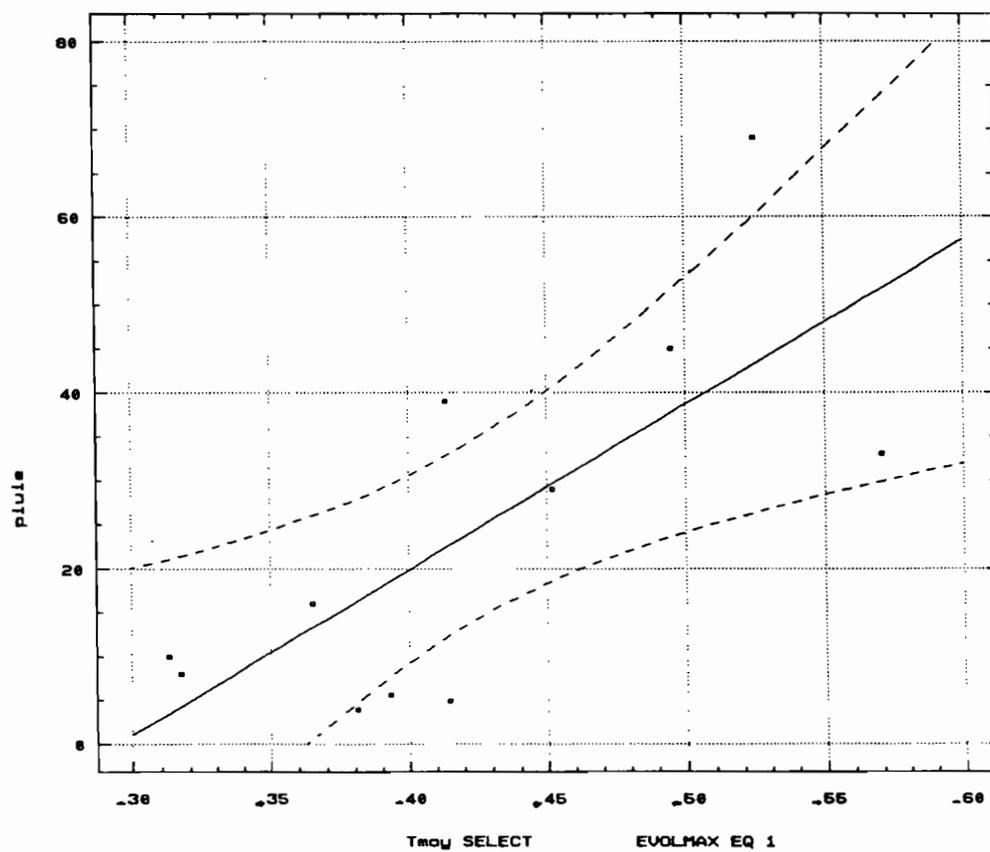


Figure 3.35 : Relation entre la température moyenne ($^{\circ}\text{C}$) et la pluie (mm) sur le degré-carré pour les nuages qui sont passés par la phase de maturité ($\text{EVOLMAX} = 1$). Les courbes en trait interrompu représentent l'intervalle de confiance à 95%.

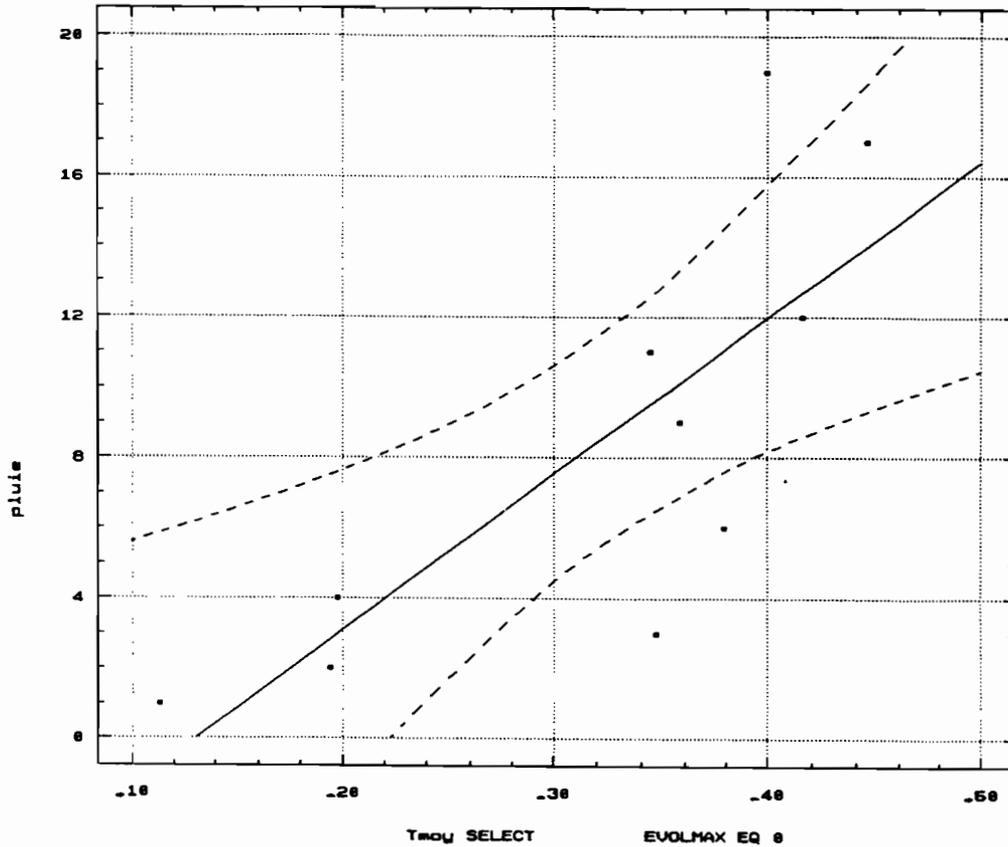


Figure 3.36 : Relation entre la température moyenne (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré pour les nuages qui ne sont pas passés par la phase de maturité (EVOLMAX = 0). Les courbes en trait interrompu représentent l'intervalle de confiance à 95%.

Les équations des relations liant la température moyenne et la pluie (figures 3.35 et 3.36) sont :

Pluie = $1,9 T_{moy} - 243$ avec $R^2 = 54\%$ pour les nuages passés par le stade de maturité avec une plage de variation de la T_{moy} de 131 à 157 (exprimé en Indice de Température (IT)) (soit entre -31°C et -57°C).

et,

Pluie = $0,4 T_{moy} - 50,3$ avec $R^2 = 61,7\%$ pour les nuages qui ne sont pas passés par la phase de maturité sur la zone d'étude avec une plage de variation de 111 à 145 (exprimé en Indice de Température (IT)) (soit entre -11°C et -45°C).

Pour cet indice, la zone de transition (points communs aux deux relations précédentes) se situe entre les valeurs -31°C et -45°C .

7.3. Conclusion

Le suivi automatique permet de déterminer le cycle de vie des nuages avec cependant des limites pour les événements qui contiennent plusieurs nuages à différentes phases dynamiques. En effet, pour l'événement du 09 août, le nuage principal (celui qui a la plus grande taille) de la perturbation peut être dans une certaine phase dynamique alors que le nuage qui touche le degré-carré est dans une autre phase. Outre cet inconvénient, la connaissance de la phase dynamique du nuage lorsque celui-ci est passé sur la zone d'étude ne permet pas d'améliorer nos relations à l'échelle du degré-carré. En effet les nuages qui sont passés par la phase de maturité présentent en moyenne des indices plus élevés que lorsqu'ils ne sont pas passés par cette phase. Malgré les échantillons réduits utilisés dans les relations précédentes, les liaisons entre les variables sont significatives avec un seuil de signification de 5% ; il serait toutefois intéressant de vérifier ces résultats sur un plus grand nombre d'événements. Comme les deux relations, pour chaque type d'indice, présentent un domaine commun pour les valeurs d'indices intermédiaires, celles-ci ne permettent pas d'améliorer la relation valable pour tous les points. L'information fournie par la phase dynamique des nuages est donc redondante et ne permet pas d'expliquer la présence de certains points qui correspondent à de faibles quantités de pluie observées avec des indices assez élevés. Negri *et al.* (1987b) avaient déjà remarqué l'interdépendance de la température et de la surface des nuages excepté pour les nuages de grande taille ($> 10000 \text{ km}^2$) pour lesquels la température moyenne était mieux reliée au taux de précipitation volumique du nuage.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif initial de l'étude était de tester les possibilités d'estimer les pluies à l'échelle temporelle de l'averse (quelques heures), à différentes échelles spatiales, en milieu sahélien à l'aide du satellite Météosat. Au cours de l'étude, le canal infrarouge thermique du satellite Météosat a été utilisé pour mesurer la température du sommet des nuages, ce qui permet des estimations de jour comme de nuit. Le réseau dense de pluviographes implanté dans la région de NIAMEY (NIGER) permet l'étalonnage des estimations par satellite.

Les indices qui ont été utilisés sont : la température minimale atteinte par le nuage, le nombre d'occurrences des nuages à sommets froids, la température moyenne, et la variabilité de la nébulosité sur un pixel au cours d'un événement pluvieux. A l'échelle spatiale du pixel Météosat, des relations existent entre les trois premiers indices et la pluie. Cependant ces relations présentent une grande dispersion et sont parfois médiocres ou même contraires à nos attentes.

Nous attribuons cette grande variabilité de la pluie à deux causes principales :

- l'inadéquation entre les mesures de pluies ponctuelles et l'information intégrée sur le pixel du satellite
- l'impossibilité d'obtenir des informations sur la structure interne du nuage à l'aide du canal infrarouge et la non prise en compte de la dynamique de l'amas nuageux.

L'utilisation de pluies moyennes obtenues par la technique du krigeage améliore légèrement les résultats par rapport à un étalonnage avec des mesures ponctuelles. Les résultats dépendent alors de la qualité des valeurs moyennes et des événements ainsi que de la variabilité spatiale de la pluie. Pour les trois premiers indices, les coefficients de détermination (R^2) de la relation pour l'ensemble des événements étudiés passent respectivement de 36,3% à 38,3%, de 31,6% à 39,7%, et de 38,2% à 44,2%. Pour le quatrième indice (variabilité), il apparaît une relation non bi-univoque qui présente des valeurs importantes de pluie pour certaines valeurs d'indices avec toutefois des pluies nulles ou proches de zéro pour ces mêmes indices. A l'échelle de la zone d'étude (10 000 km²), les relations entre les trois premiers indices et la moyenne arithmétique de la pluie ponctuelle expliquent respectivement 48%, 55%, et 50% de la variance totale de la pluie. A cette échelle spatiale, l'utilisation du krigeage n'améliore pas les résultats.

La grande variabilité des relations d'ensemble pour tous les événements provient de la variabilité inter-événement, c'est-à-dire celle introduite par la mise en commun de tous les événements. En effet, la variabilité intrinsèque d'un événement est faible comparée à la variabilité inter-événement. Une des raisons supposées est que les indices précédents ne prennent pas en compte la situation du nuage dans son cycle d'activité qui peut influencer sa productivité.

Ainsi, avec pour objectif initial la détermination de l'état du nuage (phase de croissance ou de décroissance) au dessus de notre zone d'étude, une méthode de suivi automatique des amas nuageux a été développée. La méthode est basée sur l'existence d'une surface d'intersection d'un même nuage, d'une image sur l'autre. Les caractéristiques (heures de naissance et de dissipation, vitesse...) des amas nuageux étudiés sont conformes aux résultats obtenus avec des méthodes de suivi manuelles. L'étude des relations entre deux indices (indice volumique et surface), calculés au cours du suivi, nous a permis de mettre en évidence deux relations distinctes en fonction de la phase dynamique du nuage. De deux manières différentes, nous avons déterminé la situation d'un nuage dans son cycle d'activité, à partir d'une seule image, avec environ 80 % de réussite. La première façon de faire consiste à calculer une régression linéaire entre les deux indices précédents et à considérer que les points au dessus de la droite de régression sont dans la phase de croissance alors que ceux qui sont en dessous sont en phase de décroissance. La deuxième méthode est une analyse factorielle discriminante qui consiste à rechercher un axe factoriel dans le nuage de points qui minimise la variabilité intra-classes (qui sont connues a priori) et qui maximise la variabilité inter-classe.

Afin de diminuer la variabilité des relations d'ensemble entre la pluie et les indices nuageux, la situation du nuage dans son cycle d'activité a été prise en compte en observant si le nuage est passé ou non par la phase de maturité au dessus de la zone d'étude. Sur les relations pluies-indices, à l'échelle de la zone d'étude, nous avons classé les points en fonction de l'état du nuage lors de son passage sur la zone. Cette classification met en évidence deux groupes de points distincts, mais n'améliore pas les résultats puisque les deux nuages de points présentent des gammes de pluies et d'indices différents. Ainsi, la prise en compte individuelle des deux nuages de points ne diminue pas de façon significative la dispersion initiale. Dans l'ensemble, les nuages qui ont de fortes valeurs

d'indices sont passés par la phase de maturité sur la zone d'étude et vice versa ; l'information "passage du nuage par la phase de maturité" adjointe à l'information des indices précédents est donc redondante.

La grande variabilité spatio-temporelle de la pluie constitue le principal obstacle pour déterminer une valeur moyenne spatiale de la pluie cumulée sur une période donnée. D'autre part, le lien entre la pluie et le signal satellitaire dans le canal infrarouge n'est pas direct et l'information fournie par celui-ci n'est pas suffisante pour accéder à une estimation précise à l'échelle temporelle que nous avons fixée. Cependant les résultats obtenus dans cette étude confirment le lien entre les pluies et les indices satellitaires, même à de petites échelles temporelles.

Il serait intéressant de poursuivre l'étude sur les relations pluies-indices en prenant en compte un plus grand nombre de cas et en incluant des événements issus de saisons des pluies différentes. Cette étude permettrait de voir l'influence de la saison des pluies ou de la situation de l'événement à l'intérieur de celle-ci.

La méthode de suivi automatique des amas nuageux nécessite des compléments notamment au niveau de la détermination du début de suivi des événements et de leur fin (dans certain cas). Il serait envisageable de suivre automatiquement sur une période donnée tous les événements qui prennent naissance sur une image de départ. Ce qui permettrait de traiter un plus grand nombre d'événements.

Le cycle d'hystérésis mis en évidence dans l'étude de la relation surface volume des amas nuageux pourrait servir à quantifier la productivité d'un nuage, mais il reste à déterminer la répartition de la pluie sous le nuage et au cours du temps. Pour cela, la mise en place d'un réseau d'observations à l'échelle continentale est nécessaire, puisque, dans ces régions, le réseau pluviographique est très irrégulier. Une solution consiste à utiliser des stations à enregistrement numérique ou même télétransmises permettant un accès direct aux données. Le programme de suivi de amas nuageux pourrait être développé pour permettre la sélection des stations touchées par un

nuage à un moment donné d'une part, et, d'autre part, l'accès direct aux informations pluviographiques de la banque de données.

Les caractéristiques des événements traités dans cette étude sont conformes à celles obtenues par d'autres chercheurs. Cependant, le nombre de cas traités ne permet pas de réaliser une classification des événements par l'analyse de leurs caractéristiques dynamiques ou statiques. De même la détermination de la phase dynamique des nuages, à partir d'une seule image, nécessite une étude supplémentaire lorsque les nuages passent par plusieurs phases de croissance-maturité-décroissance.

Les outils ou les approches développés dans ce travail peuvent avoir des implications dans divers domaines scientifiques. L'estimation des pluies par satellite est le principal centre d'intérêt du travail. Cependant comme nous l'avons montré, le suivi des nuages peut être utilisé en météorologie ou en climatologie. D'autre part, le principe de base du suivi peut être appliqué au suivi de tout objet dans une séquence d'images pourvu qu'il présente une surface d'intersection d'une image sur l'autre.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Adler R. F. and R. A. Mack (1984) Thunderstorm cloud height-rainfall relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol 23, pp 280-296.

Ago Ago D. (1982) Etude des amas nuageux mobiles sur l'Afrique occidentale. Mémoire d'ingénieur des travaux en agrométéorologie, CILSS-PNUD-OMM, Centre régional de formation et d'application en agrométéorologie et hydrologie opérationnelle, Niamey, 114 p.

Anonyme (1981) Atlas of Meteosat imagery. ESA SP-1030.

Anonyme (1988) C.M.S. de Lannion. Photographies météorologiques satellitaires. Interprétation, utilisation. 2 fascicules, 44 et 152 p. Direction de la Météorologie Nationale, Paris.

Anonyme (1989a) Annexes to the Meteosat 4 calibration report. Meteosat exploitation project, ESOC, Darmstadt, F.R. Germany.

Anonyme (1989b) Meteosat 4 calibration report, issue 2,3. Meteosat exploitation project, ESOC, Darmstadt, F.R. Germany.

Anonyme (1989c) Meteosat system guide. Meteosat exploitation project, ESOC, Darmstadt, F.R. Germany.

Arkin P. A. (1979) The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Monthly Weather Review*, Vol 107, pp 1382-1387.

Arkin P. A. and P. E. Ardanuy (1989) Estimating climatic-scale precipitation from space : a review. *Journal of Climate*, Vol 2, pp 1229-1238.

Arnaud Y., M. Desbois and A. Gioda (1990) Towards a rainfall estimation using Meteosat over Africa. *Hydraulics / Hydrology of arid lands. Proceedings of Int'l Symposium HY & IR Div./ASCE, San Diego CA, July 30-August 2, 1990*, pp 311-316.

Arnaud Y., M. Desbois and J. Maizi (1992) Automatic tracking and characterization of African convective systems on Meteosat pictures. *Journal of Applied Meteorology*, sous presse.

Arnaud Y. et F. Laloë (1991) Détermination de la phase dynamique des nuages convectifs (croissance, décroissance) à partir de leur indice volumique et de leur surface sur une image instantanée. SEMINFOR V statistique impliquée, ORSTOM, Paris, 17 p.

Arnaud Y. and V. Thauvin (1990) Areal versus point rainfall for the calibration of TIR Meteosat data. A sahelian application. International symposium remote sensing and water resources, Enschede, The Netherlands, August 20-24, 1990, pp 75-84.

Aspliden C. I., Y. Tourre and J. B. Sabine (1976) Some climatological aspects of west African disturbance lines during GATE. *Monthly Weather Review*, Vol 104, N°8, pp 1029-1035.

Assad E. D. (1987) Utilisation des satellites météorologiques pour le suivi agroclimatique des cultures en zone Sahélienne. Cas du Sénégal. Thèse de doctorat présentée à l'université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 256 p.

Augustine J. A., C. Griffith and W. L. Woodley (1981) Insights into errors of SMS-Inferred GATE convective rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 20, pp 509-520.

Austin G. L. (1988) On the combining of raingauges, radar, and satellite estimates of rainfall. *Tropical rainfall measurement*, John S. Theon and Nobuyoshi Fugono (Eds.), pp 493-496.

Ba M. B. (1990) Estimation des précipitations au Sahel par imagerie satellitaire. Thèse de docteur de l'université Paul Sabatier (Toulouse), 189 p.

Ball G. H. and D. J. Hall (1967) A clustering technique for summarizing multivariate data. *Behavioral Science*, Vol 12, pp 153-155.

Barrett and Martin (1981) The satellite data in rainfall monitoring. Academic Press, 340 p.

Barrett E. C. (1984) An interactive technique for satellite-improved rainfall monitoring. Proc. Integrated approaches in remote sensing, Guildford UK, (ESA SP - 214 Aug 1984), pp 191-199.

Bauer K. G. (1976) A comparison of cloud motion winds with coinciding radiosonde winds. Monthly Weather Review, Vol 104, pp 922-931.

Bellec B., B. Guillot et A. Noyalet (1985) Surveillance de la convection intertropicale extraction de nuages à sommet froid et étude de leur répartition géographique, du 11 mai au 10 juin 1985. Veille Climatologique Satellitaire, N°8, pp 17-22.

Bellon A. and G. L. Austin (1986) On the relative accuracy of satellite and raingauge rainfall measurements over middle latitudes during daylight hours. Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 25, pp 1712-1724.

Cadet D. L. et B. Guillot (1991) : Programme de recherche EPSAT (Estimation des Précipitations par SATellite). Publication ORSTOM/Ministère de la Coopération.

Carn M. et J. P. Lahuec (1987) Estimation des précipitations au Niger au cours de la saison des pluies 1986 à partir de l'imagerie Météosat. Bilan et critique des méthodes utilisées. Veille Climatologique Satellitaire, N°17, pp 40-48.

Carn M., D. Dagorne, B. Guillot et J. P. Lahuec (1989) Estimation des pluies par satellite en temps réel en Afrique Sahélo-soudanienne. Veille Climatologique satellitaire, N°28, pp 47-55.

Chadwick A. F., G. Dugdale, A. F. Traore and J. R. Milford (1986) Operational rainfall mapping over the Sahel. EUMETSAT 6th Meteosat scientific users meeting, Amsterdam, November 1986, 8 p.

Chang Y. M., J. J. Tescon and T. T. Fujita (1973) METRACOM system of cloud velocity determination from geostationary satellite pictures. SMRP Res. Pap. 110, University of Chicago.

Citeau J., J. C. Berges, H. Demarcq and G. Mahé (1988) The watch of ITCZ migrations over the tropical atlantic ocean as indicator in drought forecast over the sahelian area. Tropical ocean-atmosphere newsletter, N° 45, 3 p.

CNES (1988) Bilan Energétique du Système Tropical (BEST). Objectifs scientifiques et définition préliminaire d'une mission spatiale dans le cadre des programmes GEWEX et Géosphère-Biosphère.

Delhomme J.-P. (1976) Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse de docteur-ingénieur de l'université Pierre et Marie Curie, Paris-6, 129 p.

Delhomme J.- P. (1978) Kriging in the hydrosociences. *Advances in Water Resources*, Vol 10, N°5, pp 251-266.

Desbois M., T. Kayiranga, B. Gnamien, S. Guesous and 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*, Vol 1, N° 9, pp 867-904.

Dhonneur G. (s. d.) Traité de météorologie tropicale. Direction de la Météorologie Nationale, Paris, 149 p.

Dhonneur G. (1974) Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique occidentale et centrale. Thèse de docteur-ingénieur, Université de Dakar, Faculté des sciences, tomes I et II, 354 p, 472 p.

Dugdale G., J. R. Milford, and D. P. Rowell (1986) Using Meteosat data to relate rainstorms over the W. african Sahel to data on the scale of the ECMWF grid. EUMETSAT 6th Meteosat scientific users meeting, Amsterdam, November 1986, 7 p.

Endlich R. M. and Wolf D. E. (1981) Automatic cloud tracking applied to GOES and METEOSAT observations. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 20, pp 309-319.

Endlich R. M., D. E. Wolf , D. J. Hall and A. E. Brain (1971) Use of a pattern recognition technique for determining cloud motions from sequences of satellite photographs. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 17, pp 105-117.

Flitcroft J. D., G. Dugdale and J. R. Milford (1988) Relationship of point measurements and area estimates with particular reference to rainfall. *Eumetsat Proc. 7th Meteosat users meeting*, Madrid, 14 p.

Flitcroft J. D., V. D. Mc Dougall, J. R. Milford and G. Dugdale (1986) The calibration and interpretation of Meteosat based estimates of Sahelian rainfall. 6 th. *Meteosat Scientific Users Meeting*, Amsterdam, Nov.1986, 8 p.

Flitcroft J. D, J. R. Milford, and G. Dugdale (1989) Relating point to area average rainfall in semiarid west Africa and the implications for rainfall estimates derived from satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 28, pp 252-266.

Follansbee, W. A. (1973) Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs. *NOAA Technical Memorandum, NESS 44*, Washington, 30 p.

Fujita T. (1969) Present status of cloud velocity computations from ATS-I and ATS-III satellites. *Space Research IX*, Amsterdam, North-Holland Publ. Co, pp 557-570.

Fujita T., D. L. Bradbury, C. Murino and L. Hull (1968) A study of mesoscale cloud motions computed from ATS-1 and terrestrial photographs. *SMRP res. Paper 71*, University of Chicago, 25 p.

Gagin A., D Rosenfeld and R. E. Lopez (1985) The relationship between height and precipitation characteristics of summertime convective cells in south Florida. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol 42, N° 1, pp 84-94.

Geffard S., J. M. Grégoire and S. Pieyns (1992). Le suivi du régime hydrologique des grands fleuves de l'ouest africain : apport de l'imagerie satellitaire NOAA/AVHRR. *Hydrologie Continentale*, sous presse.

GENSTAT 5 reference manual (1988) Clarendon Press, Oxford, 749 p.

Gnamien d'Almeida B. (1990) Etude des lignes de grains africaines par imagerie satellitaire, Thèse de doctorat de l'Université de Paris 7, 165 p.

Griffith C. G. (1987) Comparison of gauge and satellite rain estimates for the central United States during August 1979. *Journal of Geophysical Research*, Vol 92, N° D8, pp 9551-9566.

Griffith C. G. and W. Woodley (1973) On the variation with height of the top brightness of precipitation convective clouds. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 12, N°6, pp 1086-1089.

Griffith C. G., J. A. Augustine and W. L. Woodley (1981) Satellite rain estimation in the U.S. high plains. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 20, pp 53-66.

Griffith C. G., W. L. Woodley, P. G. Grube, D. W. Martin, J. Stout and D. N. Sikdar (1978) Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - visible and infrared studies. *Monthly Weather Review*, Vol 106, N°8, pp 1153-1171.

Gruber A. (1973) Estimating rainfall in regions of active convection. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 12, pp 110-118.

Guillot B. (1989) Perturbations africaines et cyclones tropicaux : description rapide de deux exemples remarquables. *Veille Climatologique Satellitaire*, N°29, pp 33-39.

Gutman G. G. (1990) Towards monitoring droughts from space. *Journal of Climate*, Vol.3, pp 282-295.

Hamilton R. A. and J. W. Harchbold (1945) Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, Vol 71, pp 231-264.

Harris R. and E. C. Barrett (1978) Toward an objective nephanalysis. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 17, pp 1258 - 1265.

Hoepffner M., T. Lebel and H. Sauvageot (1989) EPSAT Niger : a pilot experiment for rainfall estimation over West Africa. Proceedings WMO/IAHS/ETH workshop on precipitation measurement, St Moritz, Switzerland, pp 251-258.

Houze R. A. (1988) Convective and stratiform precipitation in the tropics. Tropical rainfall measurements, John S. Theon and Nobuyoshi Fugono (Eds.), pp 27-35.

Hubert L. F. and L. F. Withney (1971) Wind estimate from geostationary -satellite pictures. Monthly Weather Review, Vol 99, pp 665-672.

Janowiak J. E. (1988) An investigation of interannual rainfall variability in Africa. Journal of Climate, Vol. 1, pp 240-255.

Kayiranga T. (1988) Contribution à l'étude du cycle diurne des nuages convectifs au moyen de l'imagerie satellitaire au-dessus de l'Afrique tropicale. Thèse de doctorat de l'Université de Paris VI, 135 p.

Kermel F. (1987) Estimation du rayonnement solaire au sol à partir des données météorologiques ou d'images satellitaires. Thèse de doctorat de l'université de Paris VI, pp 160.

Kittler J. and D. Pairman (1985) Contextual pattern recognition applied to cloud detection and identification. IEEE transactions on geoscience and remote sensing, Vol GE-23, N° 6, pp 855 - 863.

Koepke P. (1982) Vicarious calibration in the solar spectral range by means of calculated radiances and its application to Meteosat. Applied Optics, Vol. 21, pp 28-45.

Kouakou A. (1989) Développement d'une méthode d'estimation des précipitations convectives par satellite. Application au canal infra-rouge de Météosat II et validation avec les données radar du réseau ARAMIS. Thèse de doctorat de l'université de Paris VI, 184 p.

Kriebel K. T. (1981) Calibration of the Meteosat VIS channel by airborne measurements. Applied Optics, Vol. 20, 11 p.

Kuo H. L. (1965) On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol 22, pp 40-63.

Lacomba P. (1986) Evaluation des précipitations par combinaison d'images satellitaires V.I.S et I.R. et de réseau de pluviomètres. Application à la péninsule arabique et au sud-ouest de la France. Thèse de docteur-ingénieur présentée à l'université scientifique et médicale et l'institut national polytechnique de Grenoble, 217 p.

Lahuec J. P., Guillot B. and Bellec B. (1986) Relationship between deep convection and rainfall in Africa. *Proceedings of the 6th Meteosat Scientific User Meeting, Amsterdam, 25-27 november 1986, Vol 2.*

Lamb P. J. (1985) Rainfall in sub-saharan west Africa during 1941-1983. *Z. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Vol 21, pp 131-139.

Lebel T. (1991a) Estimation des précipitations au Sahel : l'expérience EPSAT-NIGER. *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian zone (Niamey Workshop, February 1991)*, 13 p.

Lebel. T., H. Sauvageot, M. Hoepffner, M. Desbois, B. Guillot, P. Hubert (1992) "EPSAT-NIGER : Towards satellite rainfall estimation over the Sahel. *Journal of Hydrological Sciences* (sous presse).

Lebel T., F. Cazenave, R. Gathelier, M. Gréard, R. Gualde, J. Kong and T. Valéro (1990) EPSAT-NIGER campagne 1990, rapport ORSTOM.

Leese J. A., C. S. Novak, and B. B. Clark (1971) An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross correlation. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 10, pp 118-132.

Lovejoy S. (1982) Area-perimeter relation for rain and cloud areas. *Science*, Vol. 216, pp 185-187.

Lovejoy S. and G. L. Austin (1979a) The sources of error in rain amount estimating schemes from GOES visible and IR satellite data. *Monthly Weather Review*, Vol 107, pp 1048-1053.

Lovejoy S. and G. L. Austin (1979b) The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitude. *Atmosphere-Ocean*, Vol 20, pp 77-92.

Marshall J. S. and W. M. K. Palmer (1948) The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, Vol 5, pp 165-166.

Martin D. W. and M. R. Howland (1986) Grid history : a geostationary satellite technique for estimating daily rainfall in the tropics. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol 25, pp 184-195.

Martin D. W. and W. D. Scherer (1973) Review of satellite rainfall estimation methods. *Bulletin American Meteorological Society*, Vol 54, N°7, pp 661-674.

Matheron G. (1965) Les variables régionalisées et leur estimations Masson & Cie, Paris.

Mc Connell A. and G. R. North (1987) Sampling errors in satellite estimates of tropical rain. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, N° D8, pp 9567-9570.

Mc Dougall V. D., M. Saunby, G. Dugdale and J. R. Milford (1988) Relationship between rainfall and cloud top temperature in tropical Africa seasonal and regional effects. *Eumetsat, Proc. 7th Meteosat users meeting, Madrid, 7 p.*

Milford J. R. and G. Dugdale (1986) Application of Meteosat data in agriculture and hydrology. 6 th. *Meteosat Sci.User Meeting, Amsterdam, Nov. 1986, 9 p.*

Milford J. R. and G. Dugdale (1989) In application of remote sensing in agriculture. *Proceeding of 48th easter school in agricultural science, university of Nottingham, July 1989, Butterworth, London, 16 p.*

Moore B. A., J. C. Harlan , J. L. Heilman, D. O. Ohlen and W. D. Rosenthal (1983) Infrared remote sensing for monitoring rainfall. *Agriculture Water Managment, 7, pp 363-378.*

Moses J. F. (1985) Interactive global precipitation estimates. *Preprints, international conference on interactive information and processing systems for meteorology, oceanography and hydrology, January 7-11, 1985, Los Angeles, pp 206-212.*

NASA (1990a) Research announcement Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) science : research opportunities. NRA-90-OSSA-15.

NASA (1990b) Earth Observing System (EOS) reference handbook. Goddard space flight center, pp 153.

Nègre T., J. Imbernon, J. P. Guinot, B. Seguin, J. C. Berges et B. Guillot (1988) Estimation et suivi de la pluviométrie au Sénégal par satellite Météosat. L'Agronomie Tropicale, Vol 43, N°4, pp 279-287.

Negri A. J. and R. F. Adler (1987a) Infrared and visible satellite rain estimation. Part I : a grid cell approach. Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 26, pp 1553-1564.

Negri A. J. and R. F. Adler (1987b) Infrared and visible satellite rain estimation. Part II : a cloud definition approach. Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 26, pp 1565-1576.

Novak C. and M. Young (1976) The operational processing of wind estimates from cloud motions. Proc. Symp. meteorological observations from space : their contribution to the first GARP Global Experiment, pp 214-221.

Parikh J. (1977) A comparative study of cloud classification techniques. Remote Sensing of Environment, Vol 6, pp 67 - 81.

Parikh J. (1978) Cloud classification from visible and infrared SMS-I data. Remote Sensing of Environment, Vol 7, pp 85-92.

Parikh J. and A. Rosenfeld (1978) Automatic segmentation and classification of infrared meteorological satellite data. IEEE Transactions on systems man and cybernetics. Vol SMC-8, N°10.

Pério J. (1985) Météorologie Spatiale. collection connaissance de la météorologie, édition direction de la météorologie, Paris, N°1 cours et manuels, 72 p.

Picon L. (1991) Utilisation de l'imagerie METEOSAT pour l'étude des variations à court terme du climat africain. Thèse de doctorat d'état présentée à l'université Marie Curie, Paris, 210 p

Queney P. (1974) Eléments de météorologie. Collection de l'école nationale supérieure des techniques avancées. Masson et Cie, Paris, 300 p.

Rakoto M., H. Andrianasolo et C. Mering (1987) Guide de l'utilisateur de "Planètes". ORSTOM, laboratoire d'informatique appliquée, Paris, 130 p.

Reynolds D. and V. H. Thomas (1973) A comparison of radar determined cloud height and reflected solar radiance measured from the geosynchronous satellite ATS-3. Journal of Applied Meteorology, Vol 12, N° 6, pp 1082-1085.

Richards F. and P Arkin (1981) On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. Monthly Weather Review, Vol 109, N° 5, pp 1081-1093.

Rosenfeld A. (1965) Automatic cloud interpretation. Photogrammetric Engineering, Vol 31, N° 6, pp 991 - 1002.

Rosenthal W. D., J. C. Harlan and B. J. Blanchard (1982) Case study : estimating antecedent precipitation index from heat capacity mapping mission day thermal infrared data. Journal of Hydrological Sciences, Vol 27, pp 415-426.

Roux C. (1989) Rapport de campagne EPSAT 1989. Rapport interne UR1B ORSTOM, 38 p.

Roux F. (1991) Les orages. Météorologie des grains, de la grêle et des éclairs. Editions Payot, Paris, 353 p.

Roux F. (1987) Les lignes de grains de COPT 81 : environnement, précipitations, cinématique et thermodynamique. Thèse de doctorat d'état, Université Paris 7, 368 p.

Schmetz J. (1986) An atmospheric correction scheme for operational application to Meteosat infrared measurements. ESA Journal, Vol.10, pp 145-159.

Schmetz J. (1989) Operational calibration of the Meteosat water vapour channel by calculated radiance. Applied Optics, Vol 28.

Scofield R. A. and V. J. Oliver (1977) A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. NOAA Technical Memorandum NESS 86, Washington, 47 p.

Scofield R. A. (1984) Satellite-based estimates of heavy precipitation. SPIE, Vol 481, Recent advances in civil space remote sensing, pp 84-91.

Scofield R. A. (1987) The NESDIS operational convective precipitation estimation technique, Monthly Weather Review, Vol 115, pp 1773-1792.

Seguin B. (1983) Estimation de l'évapotranspiration à partir de l'infra-rouge thermique. Evapotranspiration estimation from thermal infrared. In II Coll. Int. Signatures spectrales d'objets en télédétection. Les colloques de l'INRA, n°23, Bordeaux, INRA, pp 427-447.

Shih S. F. (1989) Goes satellite data in rainfall estimation. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, Vol. 115, N°5, pp 839-853.

Shih S. F. (1990) Satellite data and geographic information system for rainfall estimation. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, Vol. 116, N°3, pp 319-331.

Simpson J. and V. Wiggert (1969) Models of precipitating cumulus towers. Monthly Weather Review, Vol 107, pp 585-598.

Simpson J., R. F. Adler and G. R. North, (1988) A proposed Tropical rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol 69, N° 3, 278-295.

Sircoulon J. (1976) Les données hydropluviométriques de la sécheresse en Afrique intertropicale. Comparaison avec les sécheresses "1973 et 1940". Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, Numéro spécial Sécheresse, Vol 13, N°2, pp 75-174.

Sircoulon J. (1985) La sécheresse en Afrique de l'ouest. Comparaison des années 1982-1984 avec les années 1972-1973. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, Vol XII, N°4/5, pp 75-86.

Spider user manual (s. d.) J.S.D. Corporation, Agency of industrial science and technology, 632 p.

Stout J. E. and D. W. Martin, D. N. Sikdar (1979) Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images. *Monthly Weather Review*, Vol 107, pp 585-598.

Suchman D. and D. W. Martin (1976) Wind sets from SMS images : an assessment of quality for GATE. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 15, pp 1265-1278.

Szejwach G. et Desbois M. (1978) Dynamic classification of mesoscale cloud patterns *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 17, N°9, 1406-1411.

Testud J. (1984) Un orage tropical pas comme les autres. *La Recherche* n°157, pp 998-1000.

Thauvin V. and T. Lebel (1991) EPSAT-NIGER : study of rainfall over the sahel at small time steps using a dense network of recording raingauges. *Hydrological Processes*, Vol.5, N° 1, pp 251-260.

Thauvin V. (1992) Thèse de doctorat de l'université des sciences et techniques du Languedoc (Montpellier) (à paraître).

Thiao W. (1988) Contribution à l'estimation des précipitations au Sahel par l'imagerie satellitaire. Thèse de docteur-ingénieur présentée à l'université Blaise Pascal (Clermond-Ferrand II), pp 175.

Thiao W., D. L. Cadet and M. Desbois (1990) A note on : estimation of rainfall due to squall lines over West Africa using Meteosat imagery. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol 42, pp 69 - 76.

Tomassone R. (1988) Comment interpréter les résultats d'une analyse factorielle discriminante ? ITCF, Paris, 56 p.

Tomassone R. (1989) Comment interpréter les résultats d'une régression linéaire ? ITCF, Paris, 55 p.

Tucker C. J., H. E. Dregne and W. W. Newcomb (1991) Expansion and contraction of the Sahara desert from 1980 to 1990. *Science*, Vol. 253, pp 299-301.

Turpeinen O. L. (1986) Validation of the ESOC precipitation index. 6 th Meteosat Scientific Users Meeting, Amsterdam, 10 p.

Turpeinen O. L. and A. Abidi (1987) Delimitation of rainfall with the ESOC precipitation index. Bulletin of American Meteorological Society, Vol 115, 2699-2707.

Vauclin M. (1983) L'humidité des sols en hydrologie : intérêt et limites de la télédétection. Hydrological application of remote sensing and remote data transmission, proceedings of Hamburg symposium, IAHS Publ. N° 145, pp 511-527.

Wilheit T. T., A. T. C. Chang, M. S. Rao, E. B. Rodgers and J. S. Theon (1977) A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans. Journal of Applied Meteorology, Vol. 16, pp 551-560.

Wilheit T. T., J. L. King, E. B. Rodgers, A. Nieman, B. M. Krupp, A. S. Milman, J. S. Stratigos and H. Siddalingaiah (1982) Microwave radiometric observations near 19.35, 35, 92, and 183 Ghz of precipitation in tropical storm cora. Journal of Applied Meteorology, Vol 21, pp 1137-1145.

Wolf D. E., D. J. Hall and R. M. Endlich (1977) Experiments in automatic cloud tracking using SMS-GOES data. Journal of Applied Meteorology, Vol 16, pp 1219 - 1230.

Woodley W. L., C. G. Griffith, J. S. Griffin and S. C. Stromatt (1980) The inference of GATE convective rainfall from SMS-I imagery. Journal of Applied Meteorology, Vol 19, pp 388-408.

Wu R., J. A. Weinman and R. T. Chin (1985) Determination of rainfall rates from GOES Satellite images by a ppattern recognition technique. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 2, pp 314-330.

Wylie D. P. (1979) An application of a geostationary satellite rain estimation technique to an extratropical area. Journal of Applied Meteorology, Vol 18, pp 1640-1648.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	1
RESUME	2
SOMMAIRE	4
INTRODUCTION	6
PREMIER CHAPITRE : GENERALITES	10
1. LA TELEDETECTION EN HYDROLOGIE.....	11
1.1. Grandeurs et phénomènes mis en jeu lors de la mesure du rayonnement électromagnétique. 12	12
1.1.1. Le rayonnement électromagnétique	13
1.1.2. Interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière.....	15
1.1.3. Les capteurs	17
1.2. Les satellites météorologiques	18
1.2.1. Les satellites défilants et géostationnaires actuels	18
1.2.2. Le satellite Météosat	19
a) Navigation (anonyme, 1989c)	22
b) Etalonnage (anonyme, 1981, 1989a).....	23
c) La décontamination du radiomètre.....	26
d) Changements de gains	26
1.2.3. Utilisation des coefficients MIEC pour l'étalonnage du canal infrarouge thermique de Météosat (anonyme, 1989a).....	26
2. METEOROLOGIE TROPICALE ET INTERPRETATION VISUELLE DES IMAGES SATELLITALES : LA NEPHANALYSE (ANONYME, 1988 ; PERIO, 1985 ; Queney, 1974) 29	29
2.1. Nature de l'information	29
2.1.1. Canal visible.....	30
2.1.2. Canal infrarouge	30
2.2. Organisation des nuages	31
2.3. Les différents types de nuages	32
2.4. Les phénomènes particuliers	33
2.5. Les configurations nuageuses des basses latitudes	33
2.6. Les différents types de temps en Afrique de l'ouest.....	37
3. LES PROGRAMMES INTERNATIONAUX D'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITES.....	38
DEUXIEME CHAPITRE : L'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE	40
1. LES METHODES D'ESTIMATION DES PLUIES CONNUES	41
1.1. Principe de la formation de la pluie et des nuages.....	41
1.2. Principe des méthodes (infrarouge, visible, micro-ondes) : lien entre le signal satellitaire et les précipitations.	43
1.3. Classification des méthodes d'estimation des pluies.....	49
1.3.1. Méthodes à indices nuageux	50

1.3.2. Méthodes prenant en compte le cycle d'activité des nuages	51
1.3.3. Méthodes statistiques	57
1.3.4. Méthodes paramétriques : avec mesures météorologiques	59
1.3.5. Méthodes post-événement	59
2. LES PROBLEMES DE L'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE	
A DES ECHELLES SPATIO-TEMPORELLES REDUITES.....	60
3. LE DISPOSITIF DE MESURE EXPERIMENTAL DE L'EXPERIENCE EPSAT-NIGER :	
DEGRE-CARRE DE NIAMEY	62
3.1. Présentation de la zone d'étude.....	62
3.2. Historique du réseau de pluviographes et lien avec nos travaux	64
3.3. Description du réseau utilisé dans notre étude.....	64
4. RECHERCHE DE PARAMETRES RELIES AUX PRECIPITATIONS.....	65
4.1. Comparaison de l'évolution temporelle de la pluie et de la nébulosité sur un pixel.....	67
5. ETUDE DE DIVERS INDICES SATELLITAIRES POUVANT ETRE RELIES AUX	
PRECIPITATIONS A DES ECHELLES SPATIO-TEMPORELLE REDUITES.....	69
5.1. Signification des indices proposés	69
5.2. Définition et méthode de calcul des indices sur les images	70
5.2.1. Nombre d'occurrences des nuages à sommet froid.....	73
5.2.2. Température minimale	74
5.2.3. Température moyenne	76
5.2.4. Variabilité temporelle de la nébulosité	76
6. RESULTATS.....	77
6.1. Relations entre chaque indice et la pluie à l'échelle du pixel Météosat.....	77
6.1.1. Nombre d'occurrences des nuages	78
6.1.2. Température minimale	79
6.1.3. Variabilité temporelle de la nébulosité	79
6.1.4. Température moyenne	80
6.2. Etude des relations d'ensemble.....	80
6.2.1. Relations pluie-indices	80
6.2.2. Relation entre les indices et discussion.....	87
7. PROBLEMES RENCONTRES ET SOLUTIONS OU ORIENTATIONS PROPOSEES	88
7.1. Variabilité de la pluie et validité d'une mesure ponctuelle par rapport au signal satellitaire .	89
7.2. Précision de la navigation des images et échantillonnage temporel du satellite	89
7.3. Limites des indices satellitaires utilisés	90
7.4. Solutions : calcul de valeurs moyennes des pluies au sol, augmentation de la surface	
d'estimation, suivi des amas nuageux	91
7.4.1. Etude des relations à plus grande échelle pour un événement	92
8. UTILISATION DE VALEURS MOYENNES DE PLUIE POUR L'ETALONNAGE DES	
RELATIONS.....	99

8.1. METHODE UTILISEE POUR LE CALCUL DES VALEURS MOYENNES :	
LE KRIGEAGE	99
8.1.1. Notion de variable régionalisée	99
8.1.2. Hypothèses du krigeage et définition du variogramme	99
8.1.3. L'estimation par krigeage	100
8.2. MISE EN OEUVRE DE LA COMPARAISON DES DEUX TYPES DE DONNEES :	
SOL ET SATELLITAIRES	101
8.3. RESULTATS	102
8.3.1. Comparaison visuelle des relations obtenues avec les valeurs moyennes et les valeurs ponctuelles	102
8.3.2. Etude des relations à plus grande échelle	106
a) Sur l'ensemble des valeurs moyennes associées aux postes de mesures	106
b) Sur la valeur moyenne totale krigée du degré-carré	106
8.3.3. Conclusions	107
a) Apport des valeurs moyennes et de l'augmentation de la surface d'estimation	107
b) Instabilité des relations en fonction des événements	109
c) Analyse de paramètres supplémentaires	109
TROISIEME CHAPITRE : SUIVI DES AMAS NUAGEUX EN AFRIQUE DE L'OUEST ...	110
1. OBJECTIFS ET INTERETS DU SUIVI AUTOMATIQUE	111
2. LES METHODES DE SUIVI CONNUES	113
3. PROBLEMATIQUE DE NOTRE ETUDE	119
4. PROPOSITION D'UNE METHODE DE SUIVI	122
4.1. Définition de la séquence de traitement	122
4.2. Méthode de traitement des images	123
4.2.1. Prétraitements	123
4.2.2. Seuillage, étiquetage et calcul des paramètres des nuages	124
a) Seuillage	124
b) Etiquetage	125
c) Calcul des paramètres	128
4.2.3. Suivi du nuage	129
a) Méthode	129
b) Conclusion sur la méthode de suivi	133
c) Calcul des paramètres sur l'ensemble des nuages sélectionnés	134
4.2.4. Calcul des caractéristiques des événements	135
5. PRESENTATION ET ANALYSE DES RESULTATS	136
5.1. Animation des images	137
5.2. Evolution temporelle et spatiale des paramètres nuageux calculés au cours du suivi	137
5.2.1. Evolution de l'indice volumique du nuage en fonction du temps	138
5.2.2. Représentation tridimensionnelle de l'évolution temporelle de l'indice volumique du nuage avec représentation de sa position en longitude et latitude	140

5.2.3. Evolution de la surface du nuage en fonction du temps.....	141
5.2.4. Evolution temporelle de l'angle de l'axe principal du nuage.....	142
5.2.5. Comparaison du déplacement longitudinal du front avant et du barycentre du nuage.....	145
5.3. Caractéristiques des événements étudiés.....	146
5.3.1. Présentation des résultats.....	146
5.3.2. Conclusion.....	156
6. DETERMINATION DE LA PHASE D'UN NUAGE A PARTIR D'UNE SEULE IMAGE.	158
6.1. Méthodologie.....	162
6.1.1. Méthode utilisant les résidus de la relation Log volume-Log surface.....	164
6.1.2. Classification par analyse factorielle discriminante (A.F.D).....	174
6.2. Conclusion.....	180
7. RELATION ENTRE LE STADE DE DEVELOPPEMENT DU NUAGE ET SON EFFICACITE EN TERME DE PRECIPITATIONS.....	181
7.1. Situation du problème.....	182
7.2. Méthodologie et résultats.....	183
7.3. Conclusion.....	196
CONCLUSION GENERALE.....	197
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	202
TABLE DES MATIERES.....	216
LISTE DES DOCUMENTS ANNEXES.....	220
LISTE DES ILLUSTRATIONS.....	220

LISTE DES DOCUMENTS ANNEXES

ANNEXE I : Relation entre les indices ("température minimale", "température moyenne", "nombre d'occurrences", "variabilité") et la pluie pour les 25 événements traités.	226
---	-----

LISTE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1.1: Directions liées à l'émission d'une source.	15
Figure 1.2 : Les satellites du programme METEOSAT (d'après Picon, 1991).	20
Figure 1.3 : Réponse spectrale normalisée du radiomètre visible de Météosat 4.	21
Figure 1.4 : Réponse spectrale normalisée du radiomètre infrarouge thermique de Météosat 4. ...	21
Figure 1.5 : Réponse spectrale normalisée du radiomètre infrarouge vapeur d'eau de Météosat 4.	22
Figure 1.6 : Mécanismes climatiques reliés aux précipitations dans l'ouest africain (d'après Desbois <i>et al.</i> , 1988).	34
Figure 1.7 : Schéma conceptuel des lignes de grains de COPT 81 (d'après Roux, 1987).	36
Figure 2.1 : Représentation schématique des mécanismes des précipitations dans un système nuageux tropical (d'après Houze, 1988).	42
Figure 2.2 : Situation de différentes cibles dans la gamme des comptes numériques du canal infrarouge.	44
Figure 2.3 : Pourcentage de pluie en fonction de l'épaisseur des nuages (d'après Barrett et Martin, 1981 à partir des données de Spillane et Yamaguchi, 1962).	45
Figure 2.4 : Réflectance directionnelle (albédo) par rapport à l'épaisseur des nuages (d'après Twomey <i>et al.</i> , 1967 in Barrett et Martin, 1981).	46
Figure 2.5 : Situation de différentes cibles dans la gamme des comptes numériques du canal visible.	47
Figure 2.6 : Relations entre l'aire du nuage (A_c) et l'aire de l'écho radar (A_e) (d'après Griffith <i>et al.</i> , 1978).	52
Figure 2.7 : Organigramme de la méthode automatique de Griffith et Woodley.	54
Figure 2.8 : Evolution temporelle de la surface (mesurée dans le visible et l'infrarouge) d'un Cumulo-nimbus et de l'intensité volumique de pluie (mesurée par radar) (d'après Stout <i>et al.</i> , 1979).	55

Figure 2.9 : Présentation de la zone d'étude et situation du site expérimental.	63
Figure 2.10 : Le réseau de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger.	65
Figure 2.11 : Evolution temporelle de la pluie et de la nébulosité pour l'événement du 17 juillet 1989.....	68
Figure 2.12 : Evolution temporelle de la pluie et de la nébulosité pour l'événement du 10 août 1989.	69
Figure 2.13 : Image représentant le nombre d'occurrences des nuages plus froid que -40°C	74
Figure 2.14 : Image représentant la température minimale atteinte en chaque pixel.	75
Figure 2.15 : Image représentant le slot d'apparition de la température minimale.	75
Figure 2.16 : Image représentant la température moyenne.....	76
Figure 2.17 : Image représentant l'indice variabilité.....	77
Figure 2.18 : Relation entre l'indice température minimale et la pluie ponctuelle.	81
Figure 2.19 : Relation entre l'indice température moyenne et la pluie ponctuelle.....	82
Figure 2.20 : Relation entre l'indice nombre d'occurrences et la pluie ponctuelle.	83
Figure 2.21 : Relation entre l'indice variabilité et la pluie ponctuelle.	84
Figure 2.22 : Relation entre l'indice température minimale et la pluie moyennée pour chaque valeur d'indice.	85
Figure 2.23 : Relation entre l'indice température moyenne et la pluie moyennée pour chaque valeur d'indice.	85
Figure 2.24 : Relation entre l'indice nombre d'occurrences et la pluie moyennée pour chaque valeur d'indice.....	86
Figure 2.25 : Relation entre l'indice variabilité et la pluie moyennée pour chaque valeur d'indice.....	86
Figure 2.26 : Relation entre la température minimale et le nombre d'occurrences pour tous les événements.	88
Figure 2.27 : Relation entre la température minimale et la pluie avec son modèle ajusté.	93
Figure 2.28 : Relation entre le nombre d'occurrences des nuages et la pluie avec son modèle ajusté.	94
Figure 2.29 : Relation entre la température moyenne et la pluie avec son modèle ajusté.....	95
Figure 2.30 : Relation entre l'indice variabilité et la pluie.....	96

Figure 2.31 : Relation entre la température minimale et le nombre d'occurrences avec son ajustement.	97
Figure 2.32 : Relation entre la température minimale et l'indice variabilité de la nébulosité.	98
Figure 2.33 : Relation entre l'indice température minimale et la pluie moyenne.	103
Figure 2.34 : Relation entre l'indice température moyenne et la pluie moyenne.	104
Figure 2.35 : Relation entre l'indice nombre d'occurrences et la pluie moyenne.	105
Figure 3.1 : Représentation graphique de la corrélation croisée bidimensionnelle (d'après Leese <i>et al.</i> , 1971).	115
Figure 3.2 : Coefficient de corrélation entre la quantité de pluie cumulée sur 6 heures et la fraction recouverte par les nuages pour la zone d'étude de GATE, en fonction du seuil de radiance correspondant à une hauteur donnée de nuage. (d'après Arkin, 1979).	121
Figure 3.3 : Exemple d'image infrarouge fournie par météosat.	127
Figure 3.4 : Exemple d'image étiquetée correspondant à l'image précédente.	127
Figure 3.5 : Evolution de l'indice volumique en fonction du temps ; courbe établie avec l'hypothèse initiale (d'après Arnaud <i>et al.</i> , 1992).	139
Figure 3.6 : Evolution de l'indice volumique en fonction du temps ; courbe établie avec la dernière version de la méthode de suivi (d'après Arnaud <i>et al.</i> , 1992).	140
Figure 3.7 : Evolution de l'indice volumique en fonction du temps, avec repérage du barycentre de la perturbation en longitude et latitude ; courbe établie avec la dernière version de la méthode de suivi pour l'événement du 04 août 1989 (d'après Arnaud <i>et al.</i> , 1992).	141
Figure 3.8 : Evolution de la surface en fonction du temps ; courbe établie avec la dernière version de la méthode de suivi (d'après Arnaud <i>et al.</i> , 1992).	142
Figure 3.9 : Evolution temporelle de l'angle de l'axe principal du nuage pour l'événement du 06 septembre 1989.	144
Figure 3.10 : Evolution temporelle de l'angle de l'axe principal du nuage pour l'événement du 31 juillet 1989, avec représentation de la position du barycentre du nuage.	145
Figure 3.11 : Evolution temporelle du front avant et du barycentre (d'après Arnaud <i>et al.</i> , 1992).	146
Figure 3.12 : Lieux de naissance/dissipation des événements suivis.	148
Figure 3.13 : Histogramme des heures locales d'apparition des événements.	150

Figure 3.14 : Histogramme des heures locales de dissipation des événements.....	151
Figure 3.15 : Histogramme des durées des événements en heure.	152
Figure 3.16 : Histogramme des distances parcourues en km.	153
Figure 3.17 : Histogramme des vitesses en km h^{-1} calculées à partir du barycentre des nuages.	155
Figure 3.18 : Histogramme des vitesses en km h^{-1} calculées à partir du front avant des nuages.	156
Figure 3.19 : Relation entre l'indice volumique ($\% \text{ km}^2 \text{ }^\circ\text{C}$) et la surface (en nombre de pixels) pour l'événement du 10 septembre 1989.	159
Figure 3.20 : Relation entre l'indice volumique ($\% \text{ km}^2 \text{ }^\circ\text{C}$) et la surface (en nombre de pixels) pour l'événement du 10 juillet 1989.	160
Figure 3.21 : Relation d'ensemble (pour les 25 événements étudiés) entre l'indice volumique et la surface.	162
Figure 3.22 : Relation d'ensemble entre le logarithme népérien de l'indice volumique et le logarithme népérien de la surface des nuages.	163
Figure 3.23 : Relation entre le logarithme de l'indice volumique et le logarithme de la surface pour l'événement du 23 août 1989.	171
Figure 3.24 : Relation entre le logarithme de l'indice volumique et le logarithme de la surface pour l'événement du 20 août 1989.	172
Figure 3.25 : Evolution temporelle (slot) de l'indice volumique pour l'événement du 20 août 1989.	173
Figure 3.26 : Relation entre le logarithme de l'indice volumique et le logarithme de la surface pour l'événement du 13 août 1989.	174
Figure 3.27 : Relation d'ensemble entre le logarithme népérien de l'indice volumique et le logarithme népérien de la surface. Les symboles "+" représentent les observations classées à priori comme ayant une évolution croissante ; les "-" comme ayant une évolution décroissante. Les symboles "." représentent les observations non classées.	177
Figure 3.28 : Représentation de la répartition de la quantité totale de pluie (mm) en fonction de l'indice "EVOLMAX", ("0" pas de passage par la phase de maturité), ("1" passage par la phase de maturité) pour les événements sélectionnés.	184

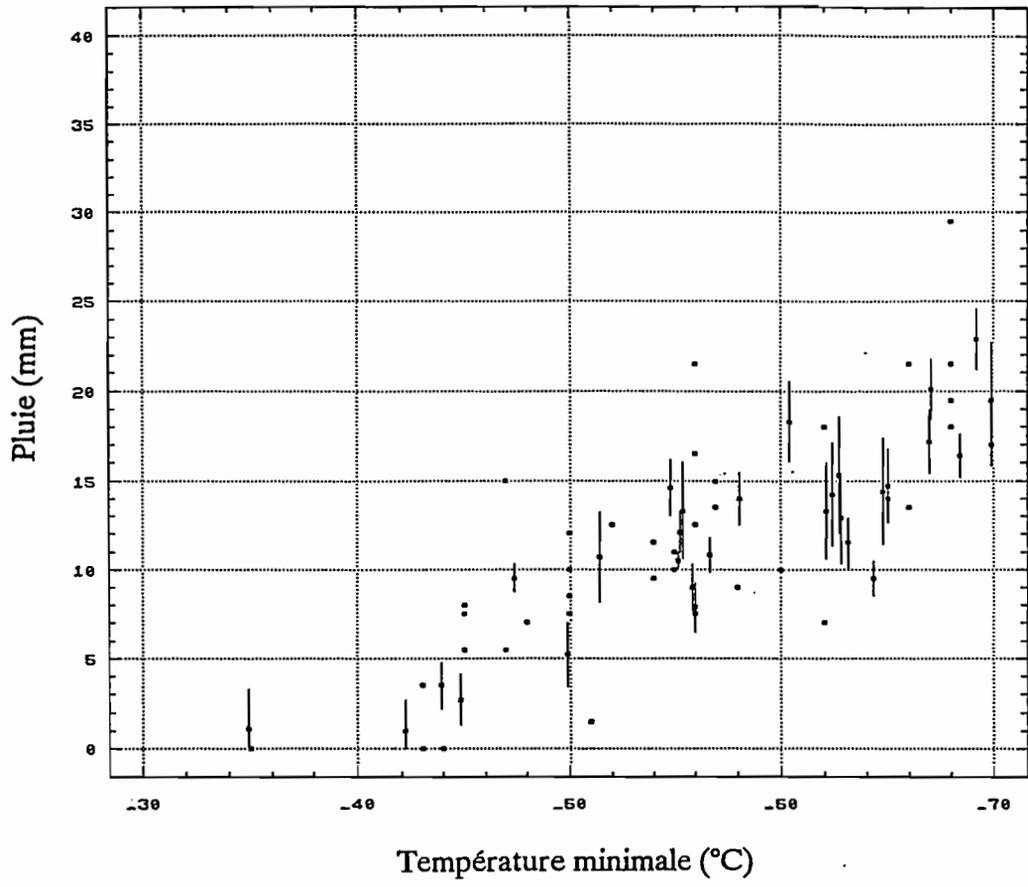
Figure 3.29 : Représentation de la répartition de la quantité de pluie (mm) en fonction de l'indice "EVOL" ("0" décroissance), ("1" croissance), ("2" croissance et maturité) pour les événements sélectionnés.....	185
Figure 3.30 : Relation entre la température minimale (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré avec représentation de la valeur de l'indice EVOLMAX ("1" passage par maturité ; "0" pas de passage par la maturité).	187
Figure 3.31 : Relation entre la température moyenne (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré, avec représentation de la valeur de l'indice EVOLMAX ("1" passage par maturité ; "0" pas de passage par la maturité).	188
Figure 3.32 : Relation entre le nombre d'occurrences et la pluie (mm) sur le degré-carré, avec représentation de la valeur de l'indice EVOLMAX ("1" passage par maturité ; "0" pas de passage par la maturité).	189
Figure 3.33 : Relation entre la température minimale (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré pour les nuages qui ne sont pas passés par la phase de maturité (EVOLMAX = 0).....	191
Figure 3.34 : Relation entre la température minimale (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré pour les nuages qui sont passés par la phase de maturité (EVOLMAX = 1).....	192
Figure 3.35 : Relation entre la température moyenne (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré pour les nuages qui sont passés par la phase de maturité (EVOLMAX = 1).	194
Figure 3.36 : Relation entre la température moyenne (°C) et la pluie (mm) sur le degré-carré pour les nuages qui ne sont pas passés par la phase de maturité (EVOLMAX = 0).	195
Tableau 2.1 : Slot de début et de fin de la pluie sur le degré-carré repéré avec le réseau de pluviographes et avec Météosat.	72
Tableau 2.2 : Coefficient de détermination R^2 (%) pour chaque type de comparaison (valeurs ponctuelles, valeurs krigées).	106
Tableau 2.3 : Coefficient de détermination R^2 (%) et nombre d'observations pour chaque type de comparaison (moyenne des valeurs ponctuelles, moyenne des valeurs krigées, valeur moyenne totale krigée).	107
Tableau 3.1 : Liste des événements suivis et présentation de leurs principales caractéristiques..	147

Tableau 3.2 : Liste des coefficients obtenus avec la régression, en tenant compte de l'effet événement. Eve i représente le coefficient b_i , surf.eve i représente le coefficient a_i , s.e. représente l'écart-type, et t représente la valeur du test de Student	166
Tableau 3.3 : Table de contingence, la variable (signe résidu) représente le nombre d'observations ayant des signes de résidu positif ou négatif, "référence" le type d'évolution observée a priori (croissant, indéterminé, décroissant) pour chaque observation.....	169
Tableau 3.4 : Table donnant le pourcentage des observations dans chaque groupe défini comme suit : 1 (croissants bien classés), 2 (décroissants bien classés), 3 (décroissants mal classés), 4 (croissants mal classés), 5 (indéterminés classés croissants), 6 (indéterminés classés décroissants), en fonction de l'événement considéré (eve).	170
Tableau 3.5 : Table de contingence, la variable "A.F.D" représente le classement en fonction de l'A.F.D, et "référence" représente le type d'évolution observée à priori (décroissant, indéterminé, croissant).....	178
Tableau 3.6 : Répartition (par décile) du nombre de points affectés dans chaque classe d'évolution de nuage.....	179
Schéma 3.1 : Principe de la méthode de suivi avec l'hypothèse de base, mise en évidence de sa principale limitation.	130
Schéma 3.2 : Principe de la méthode de suivi avec la première amélioration, mise en évidence de son inconvénient.....	131
Schéma 3.3 : Principe de la méthode de suivi avec la deuxième amélioration.	132

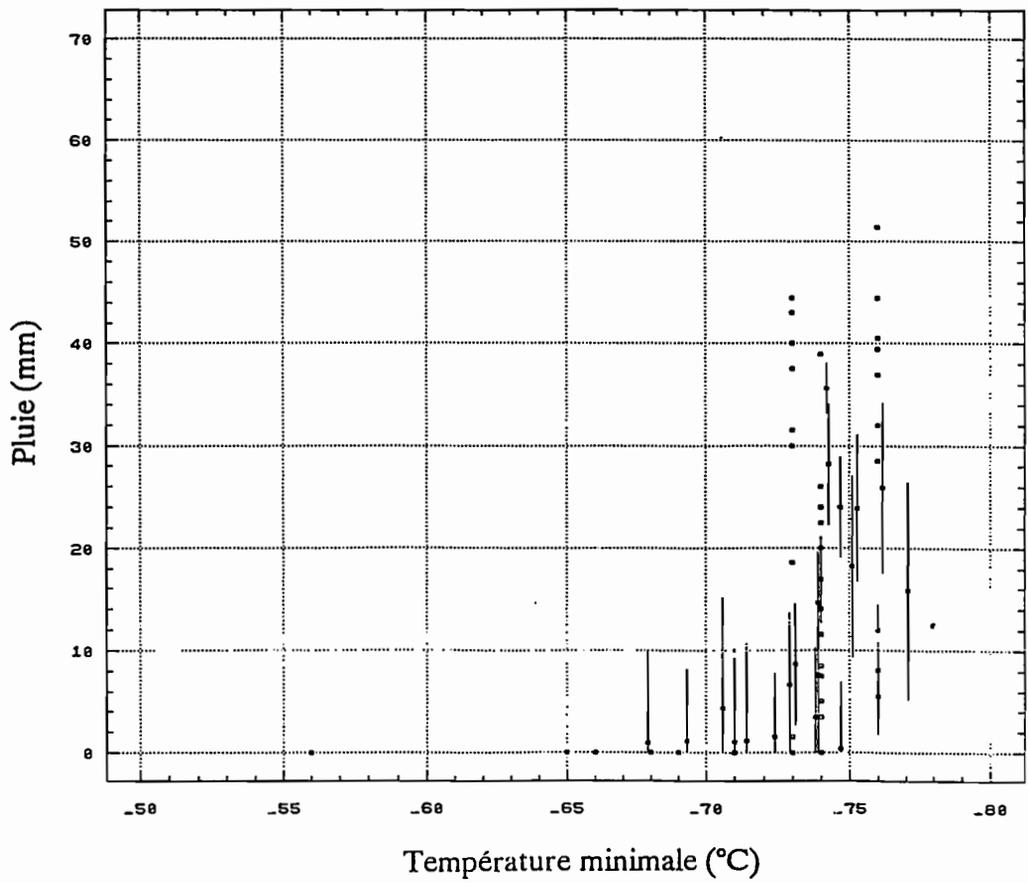
ANNEXE I

Relation entre les indices ("température minimale", "température moyenne", "nombre d'occurrences", et "variabilité") et la pluie pour les 25 événements traités.

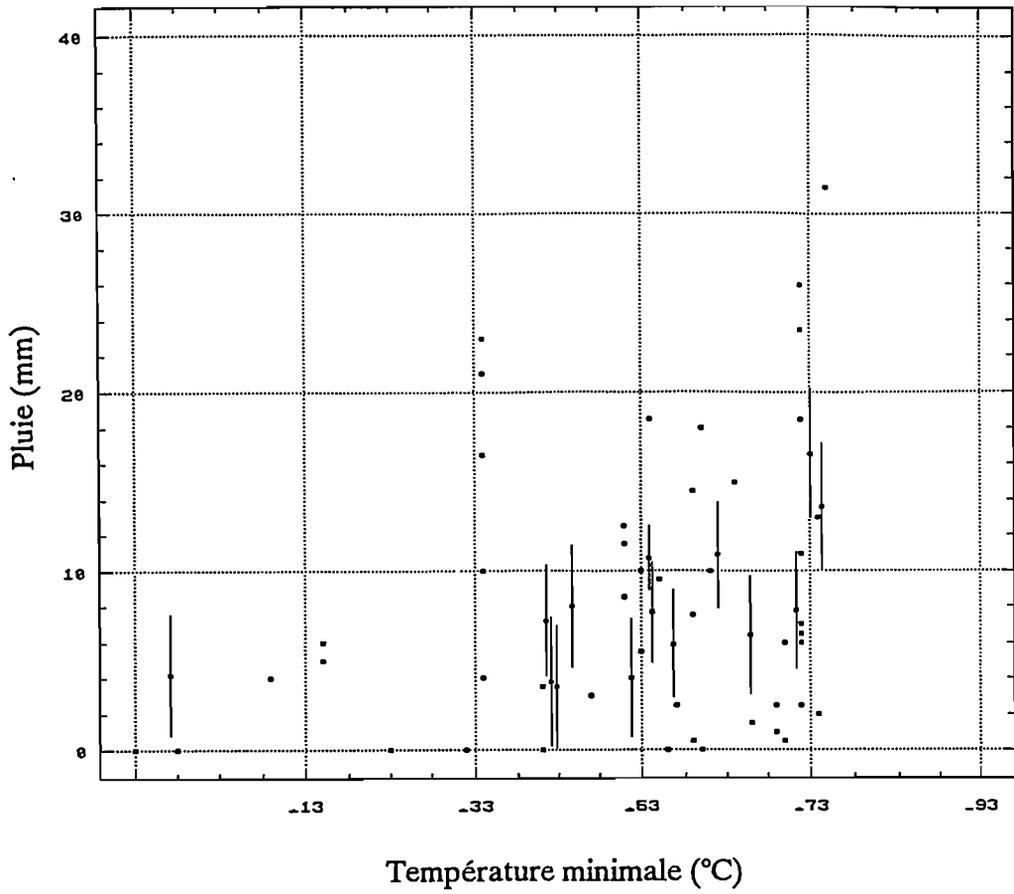
Pour tous les événements, sauf indication contraire, les symboles (.) correspondent à des pluies ponctuelles en mm, les symboles (|) correspondent à des pluies moyennes en mm, associées à leurs écarts types d'estimation (|), calculées par krigeage sur des zones 3x3 pixels.



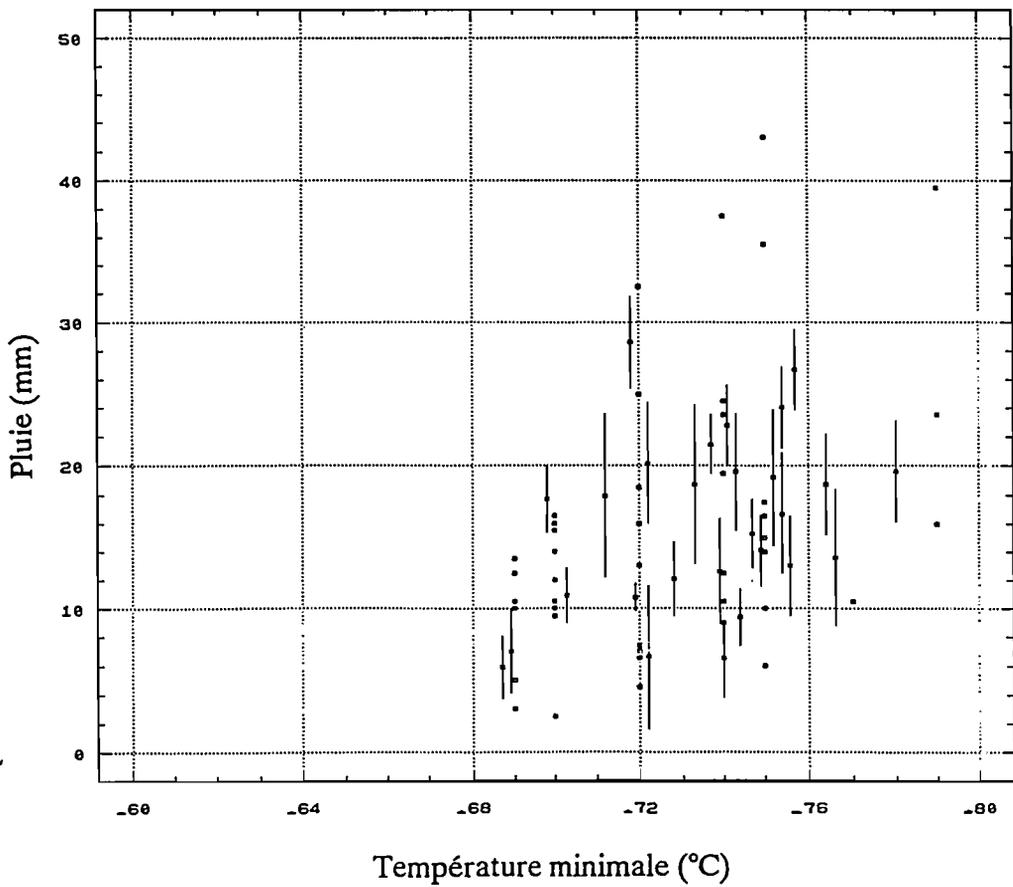
08 juillet 1989



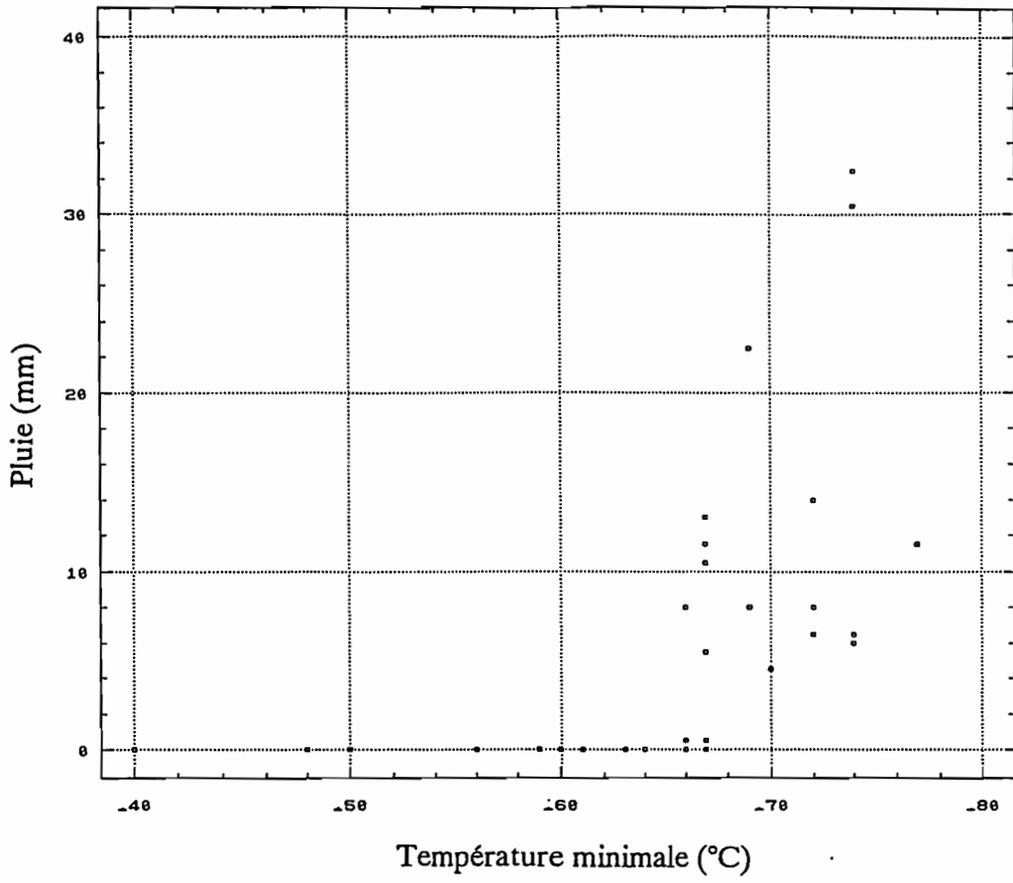
30 juillet 1989



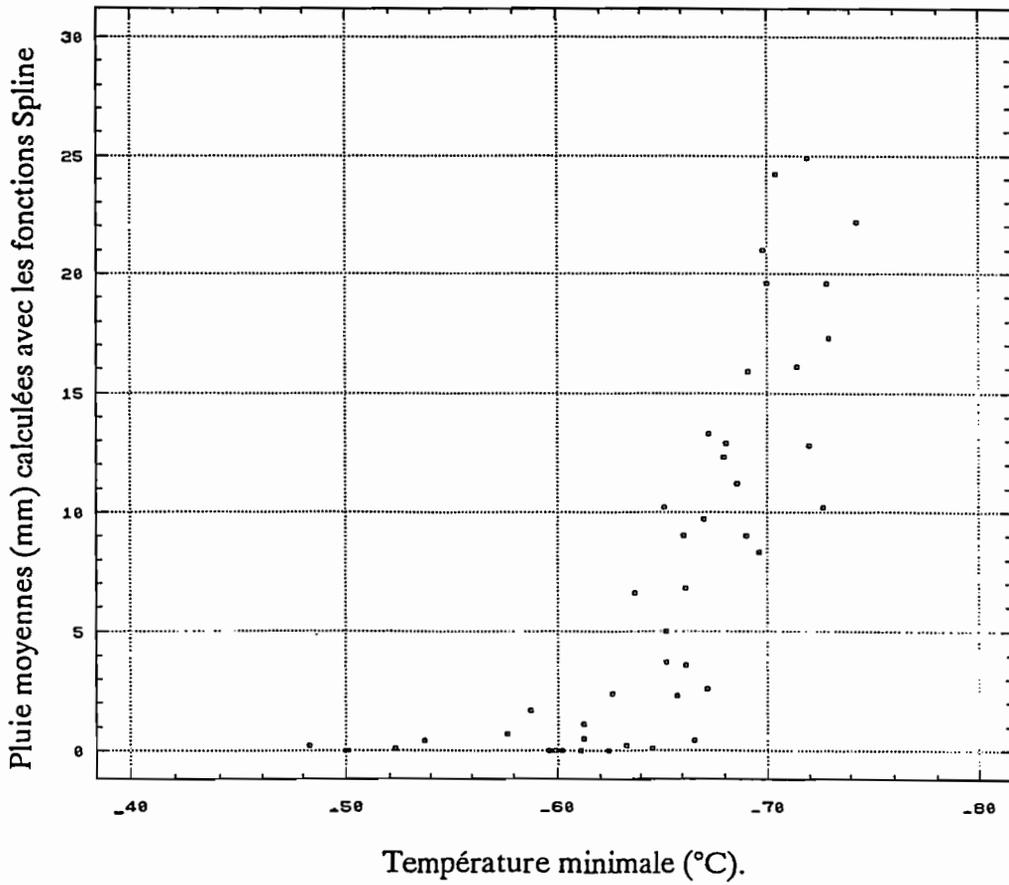
31 juillet 1989



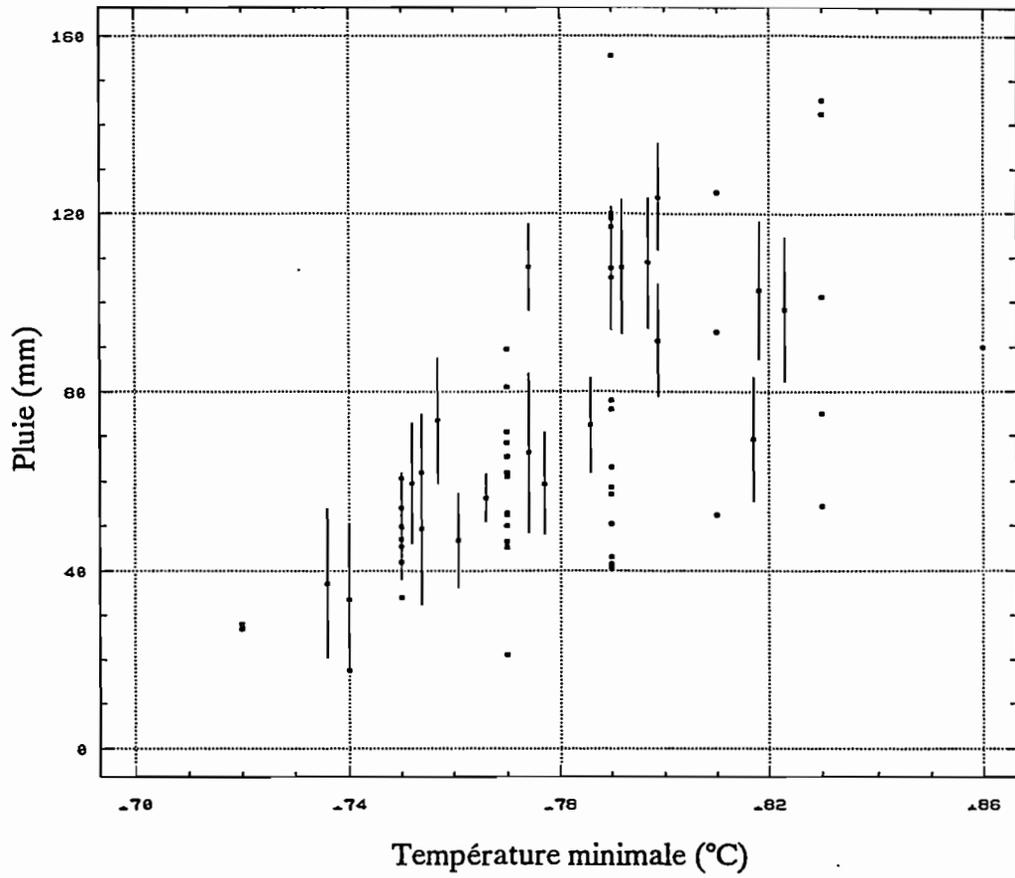
02 août 1989

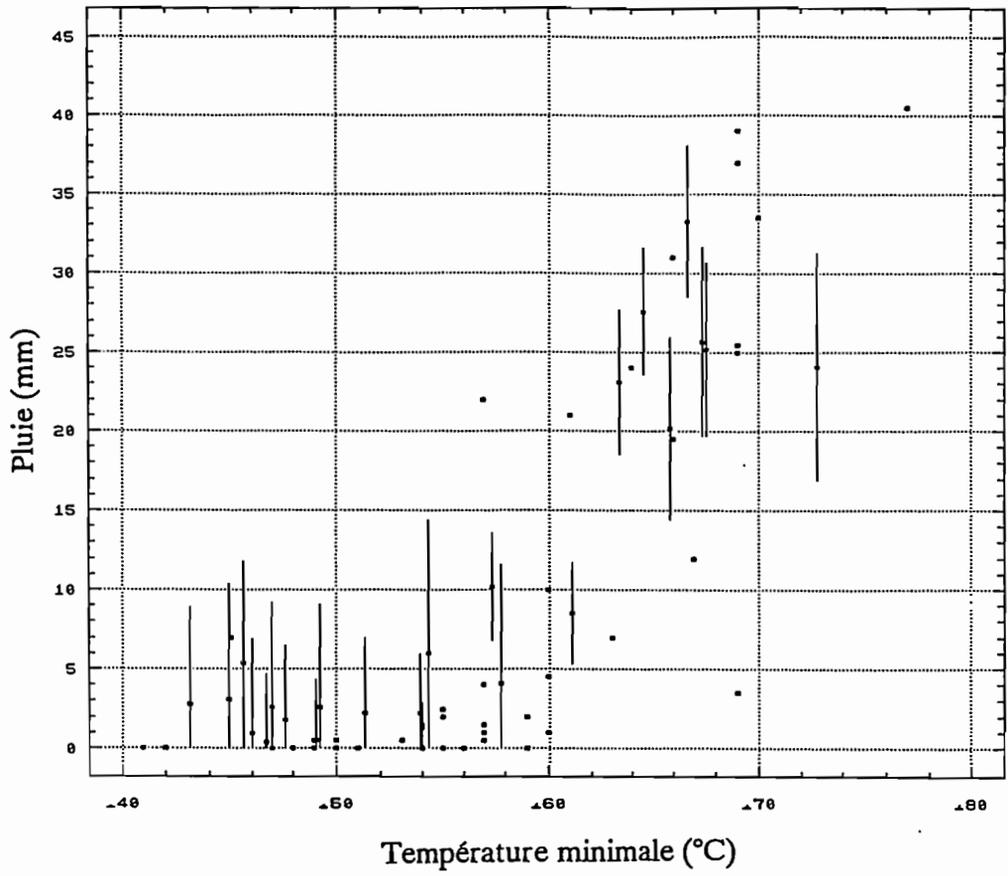


02 août 1989

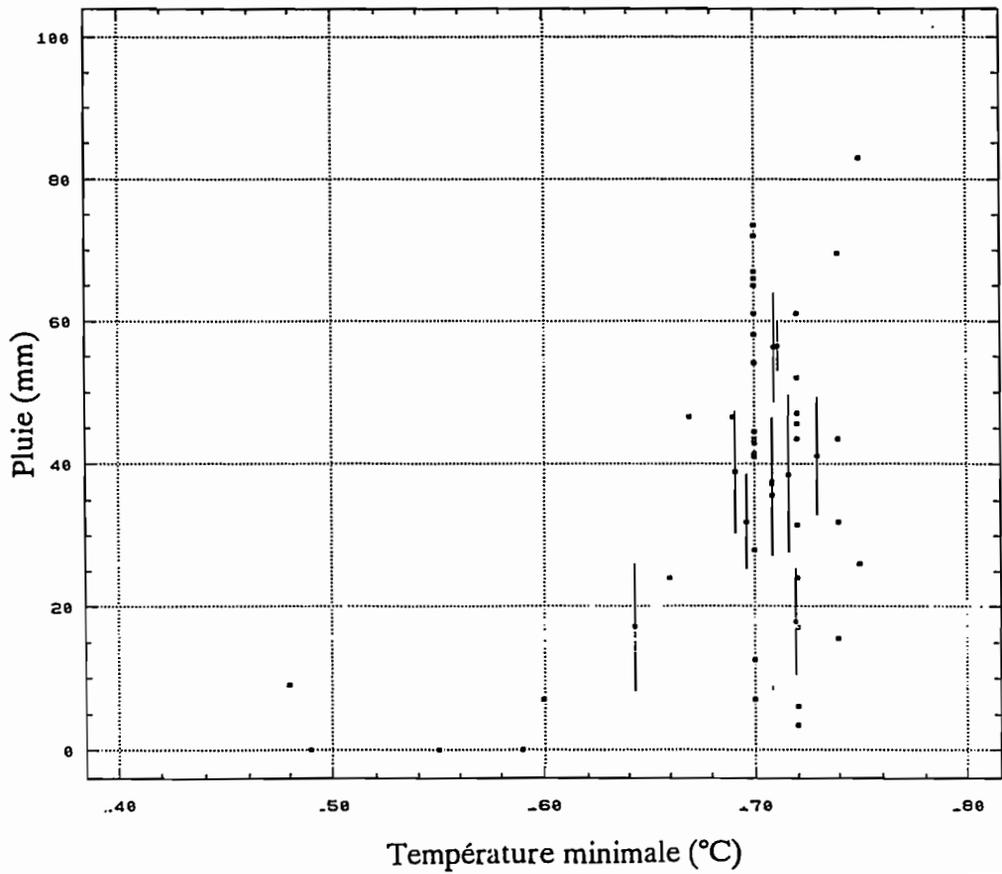


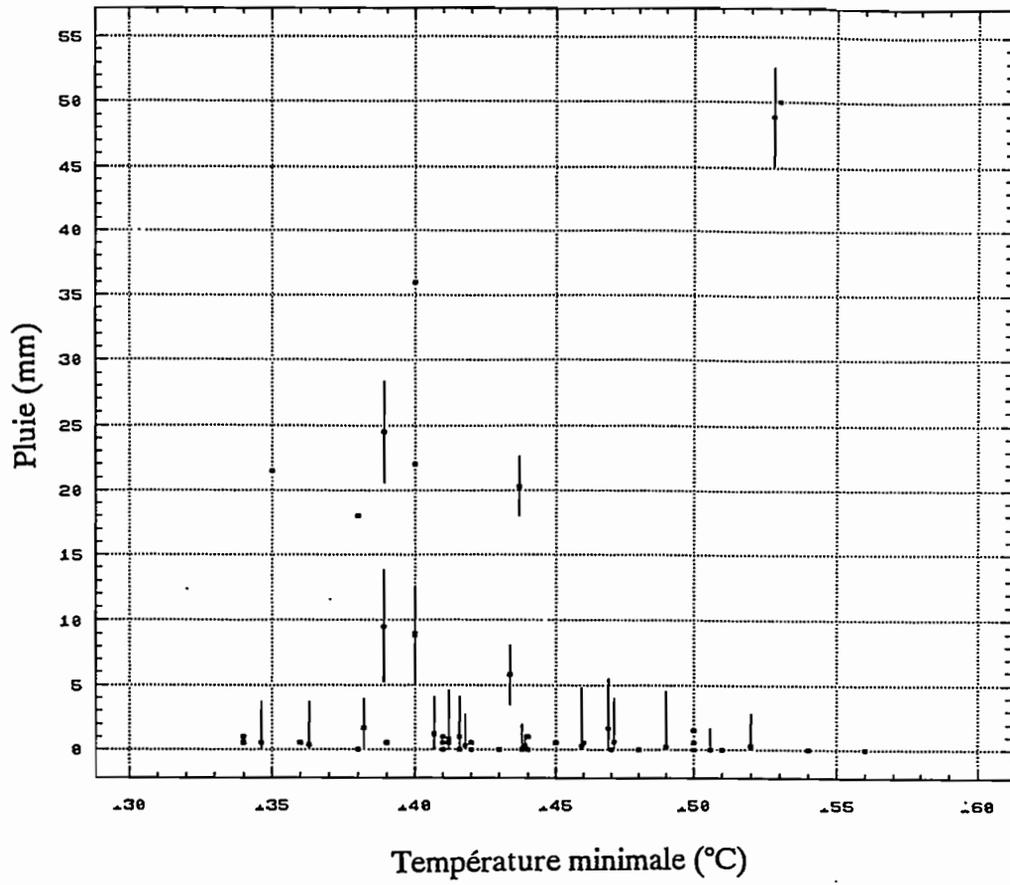
04 août 1989



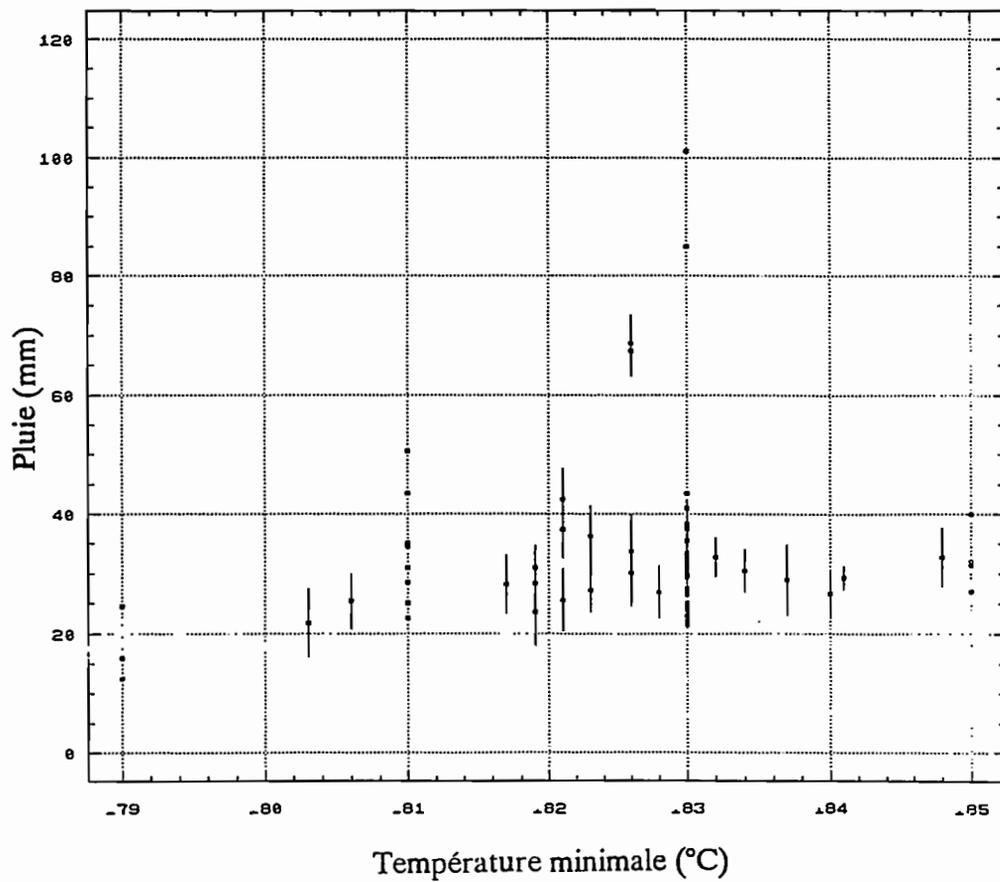


09 août 1989

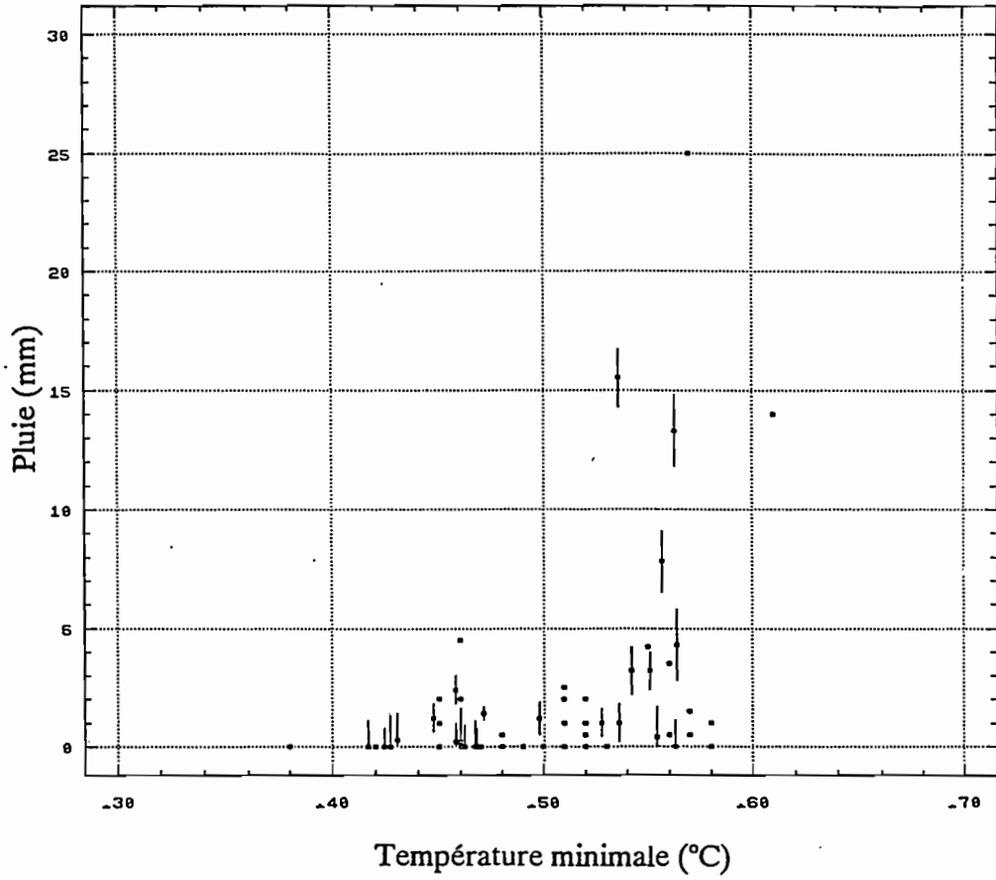




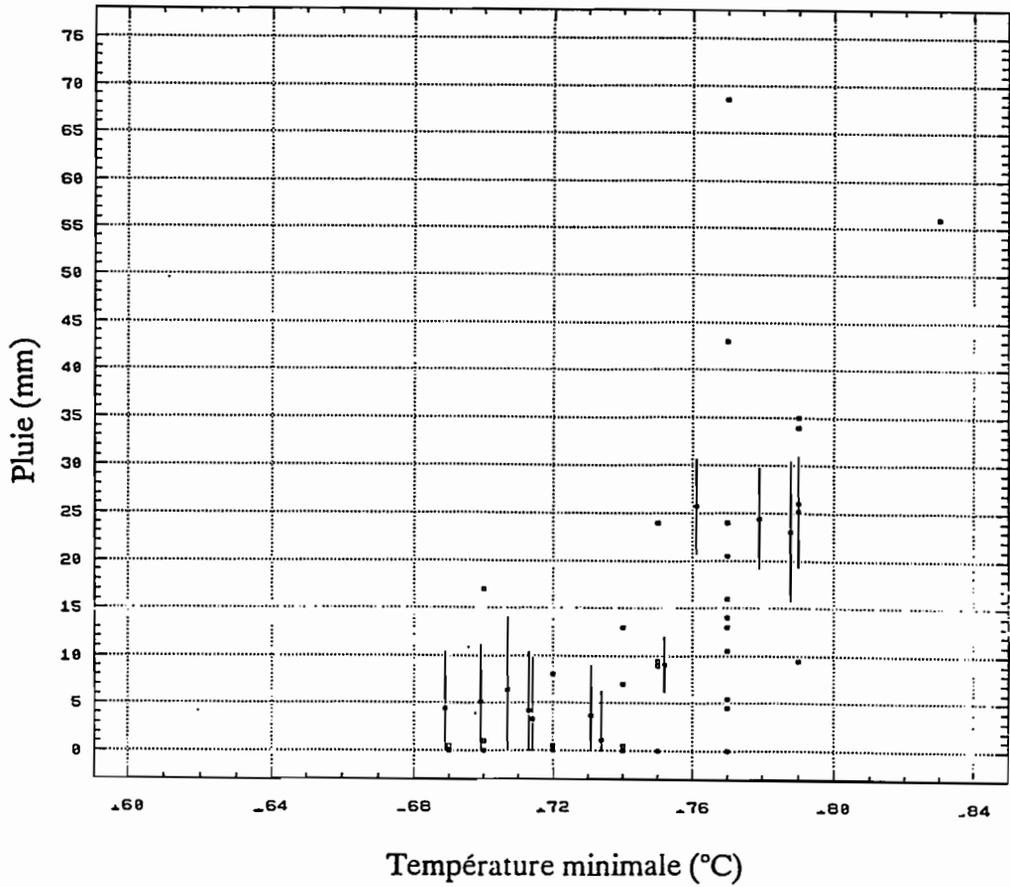
13 août 1989



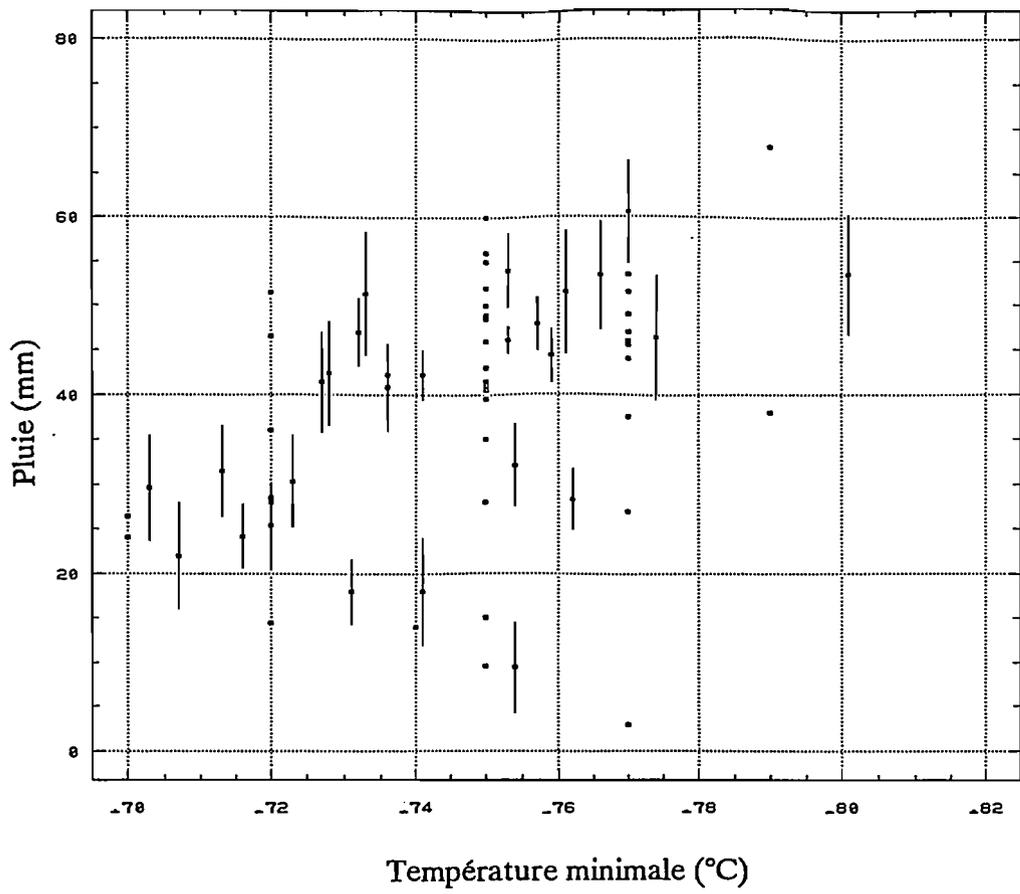
16 août 1989



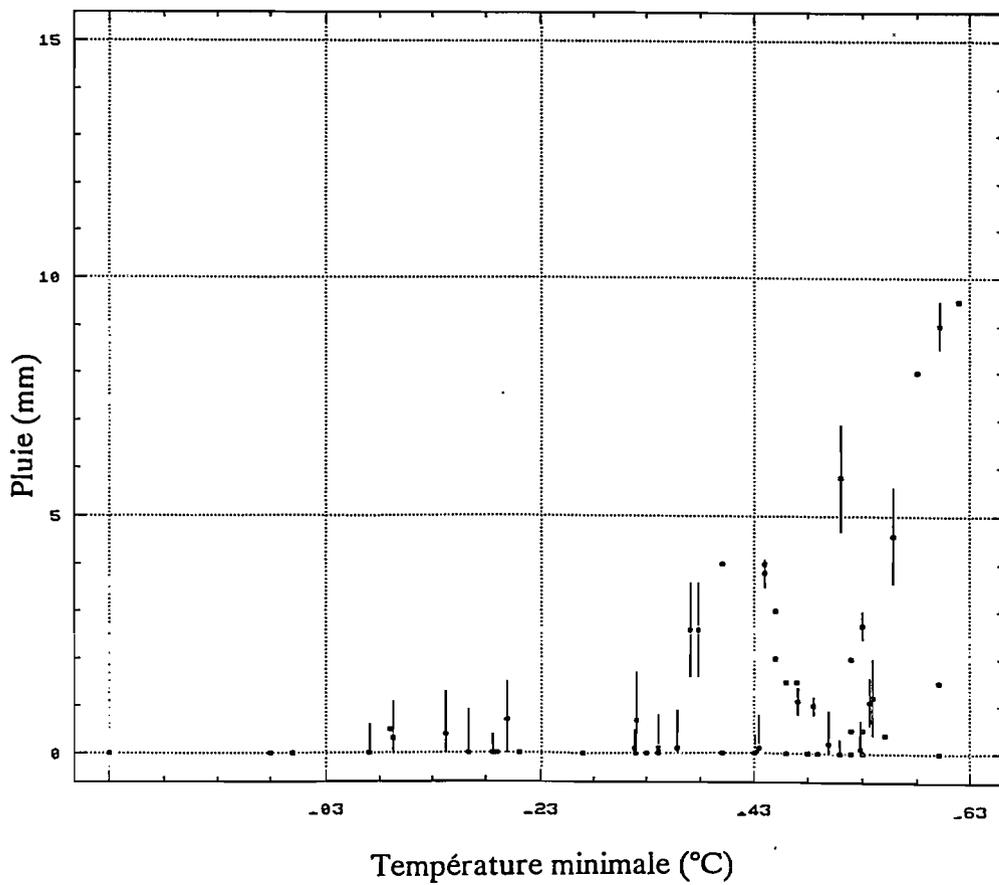
18 août 1989



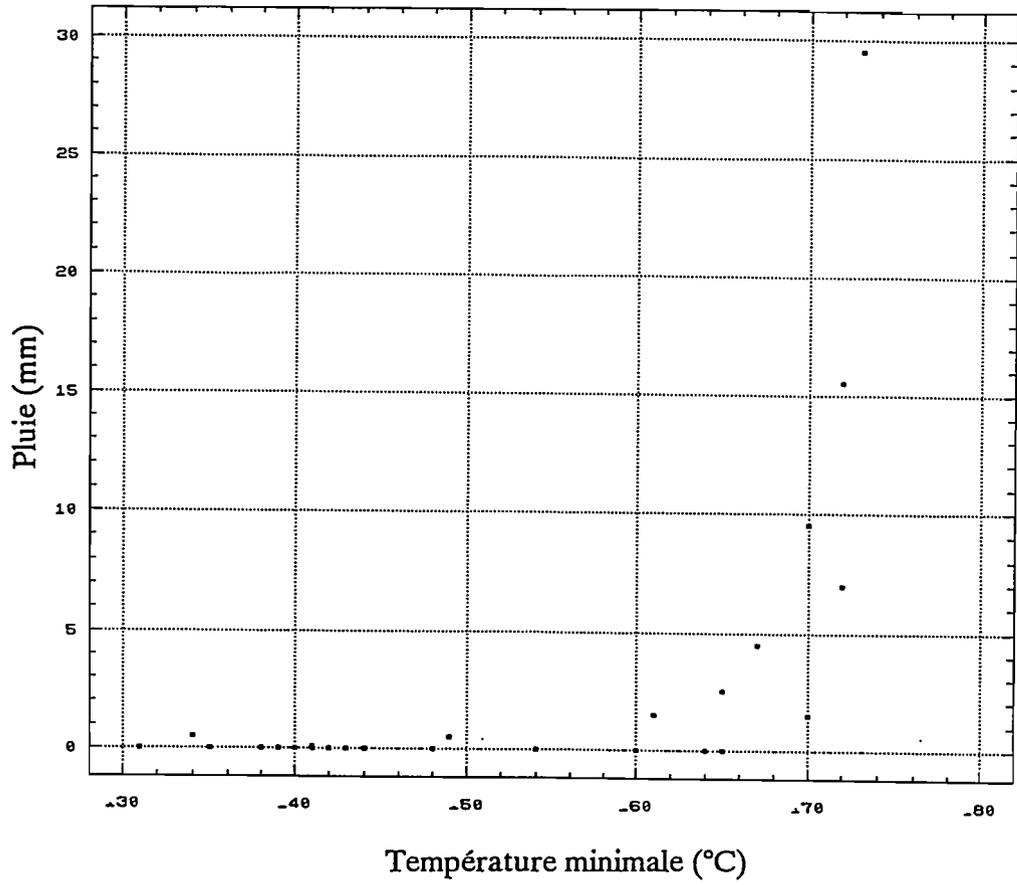
235
20 août 1989



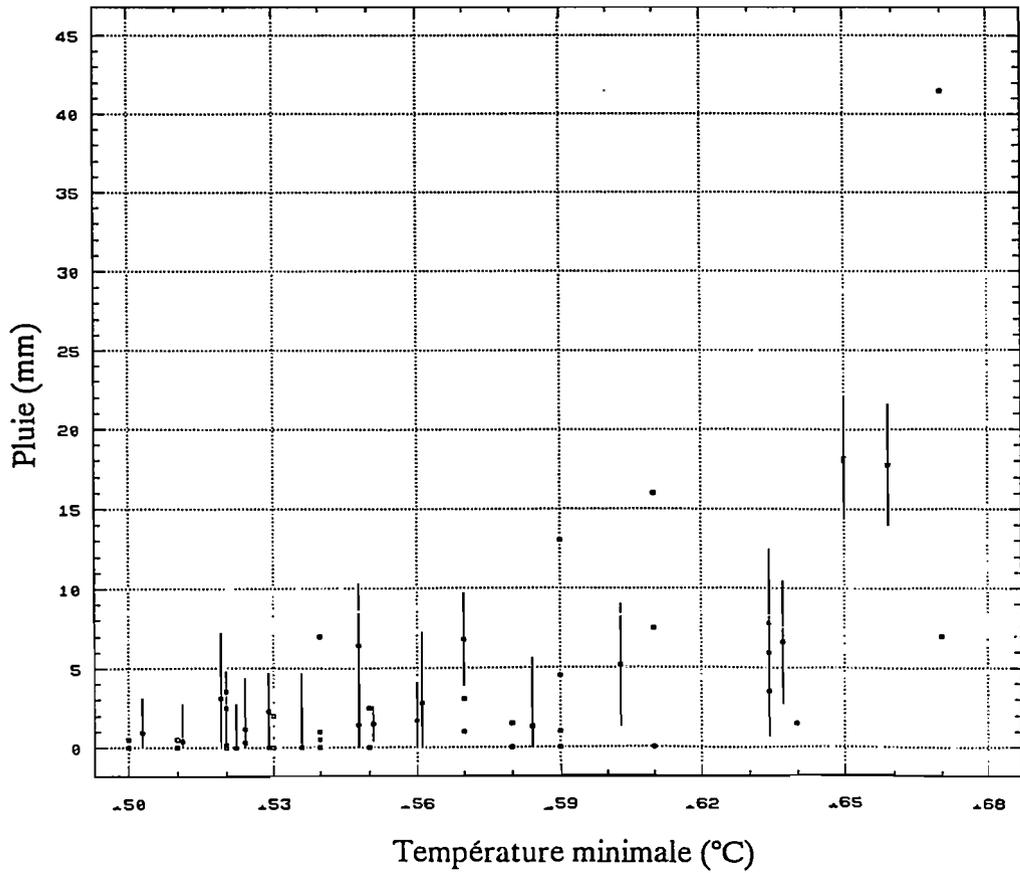
21 août 1989



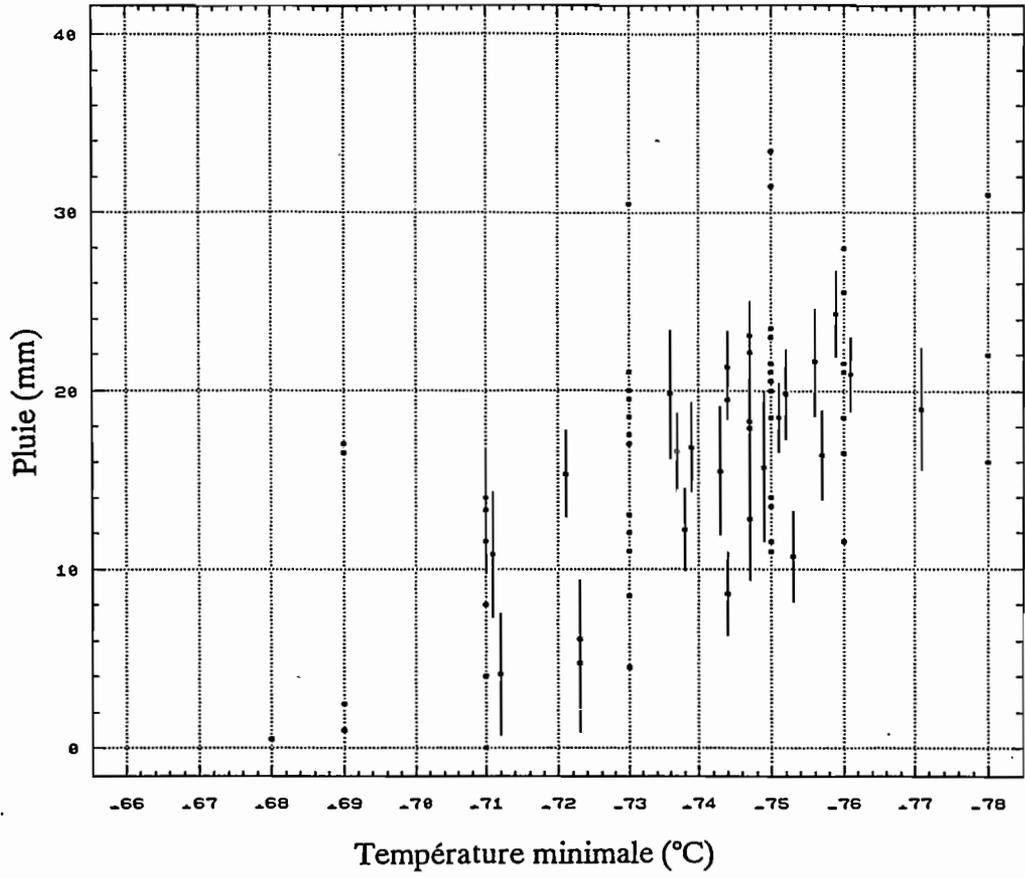
23 août 1989



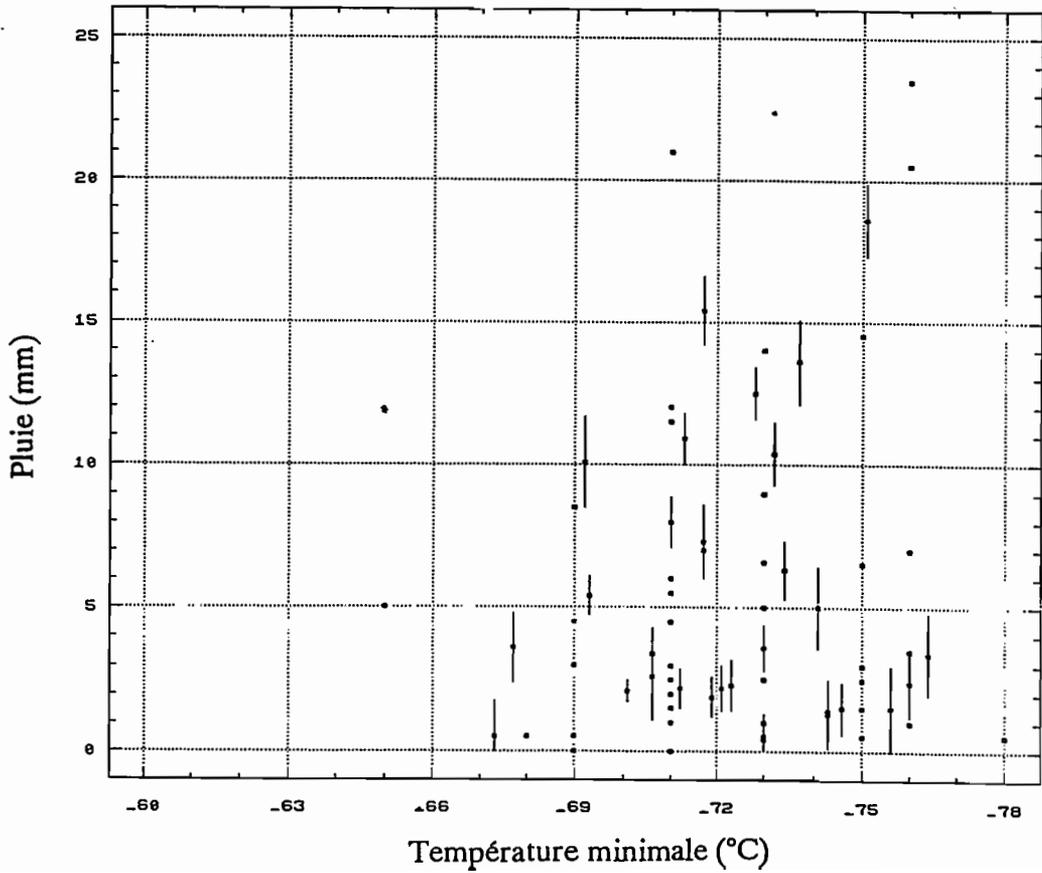
26 août 1989



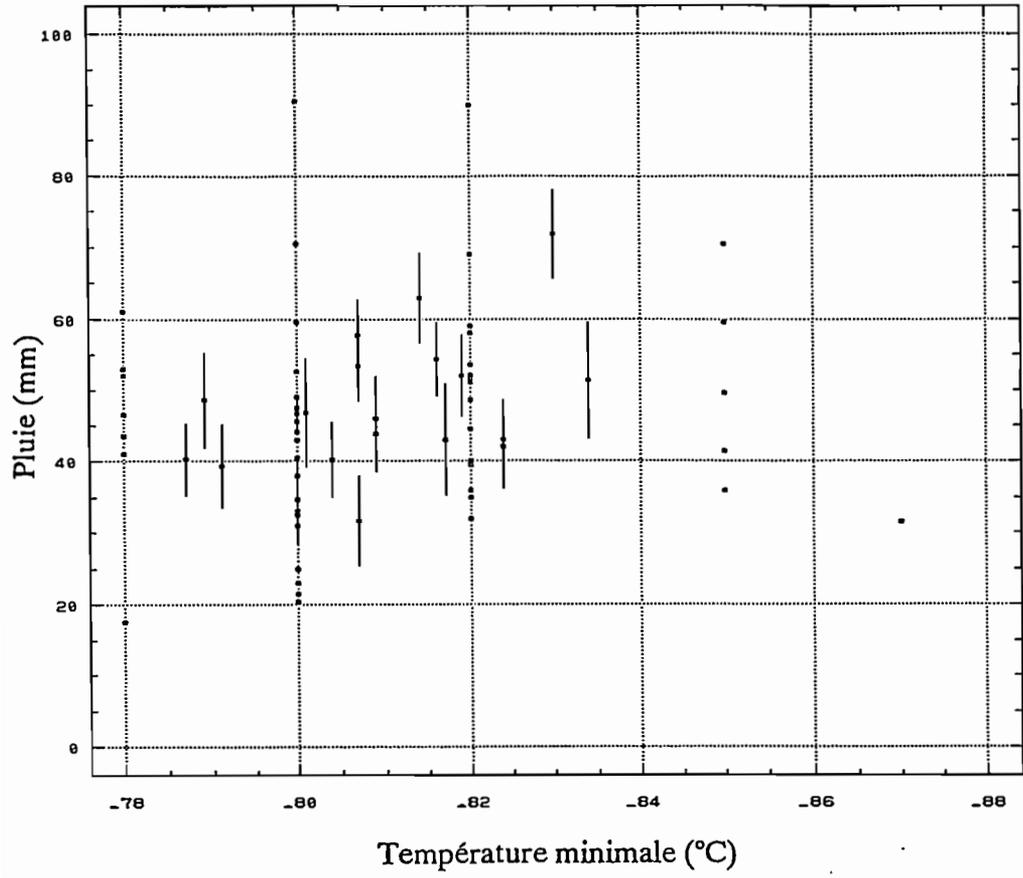
01 septembre 1989



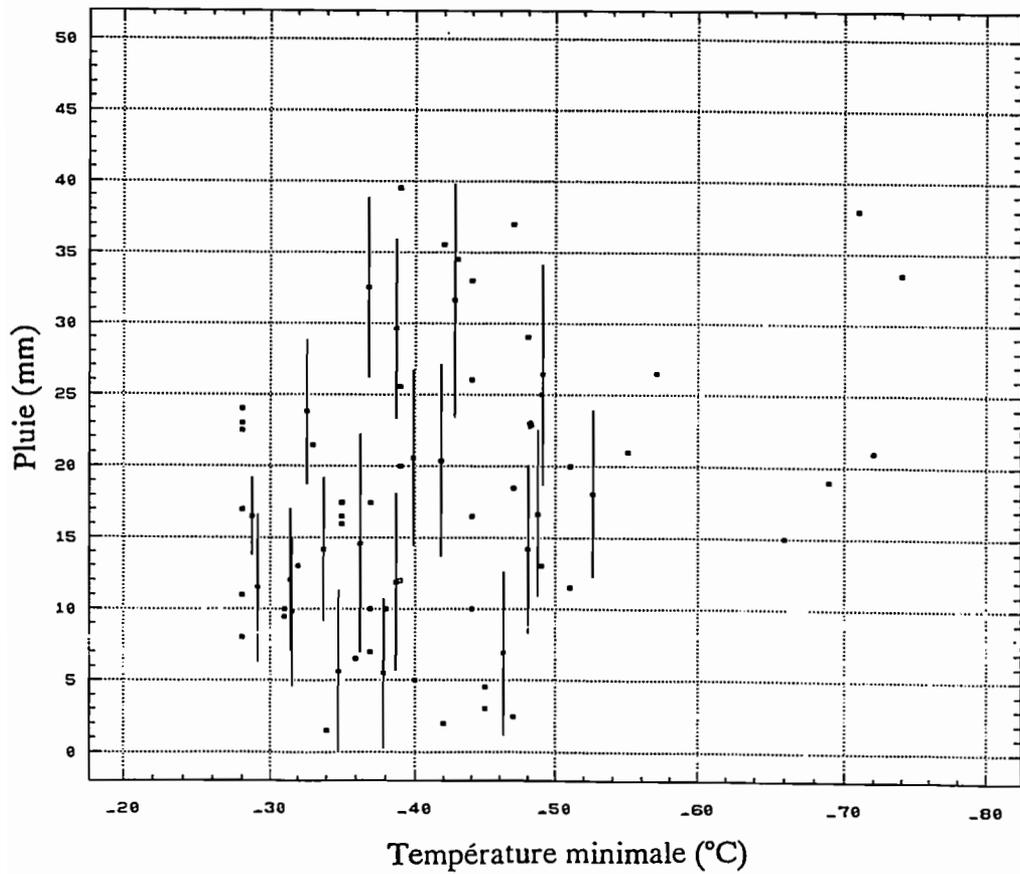
03 septembre 1989



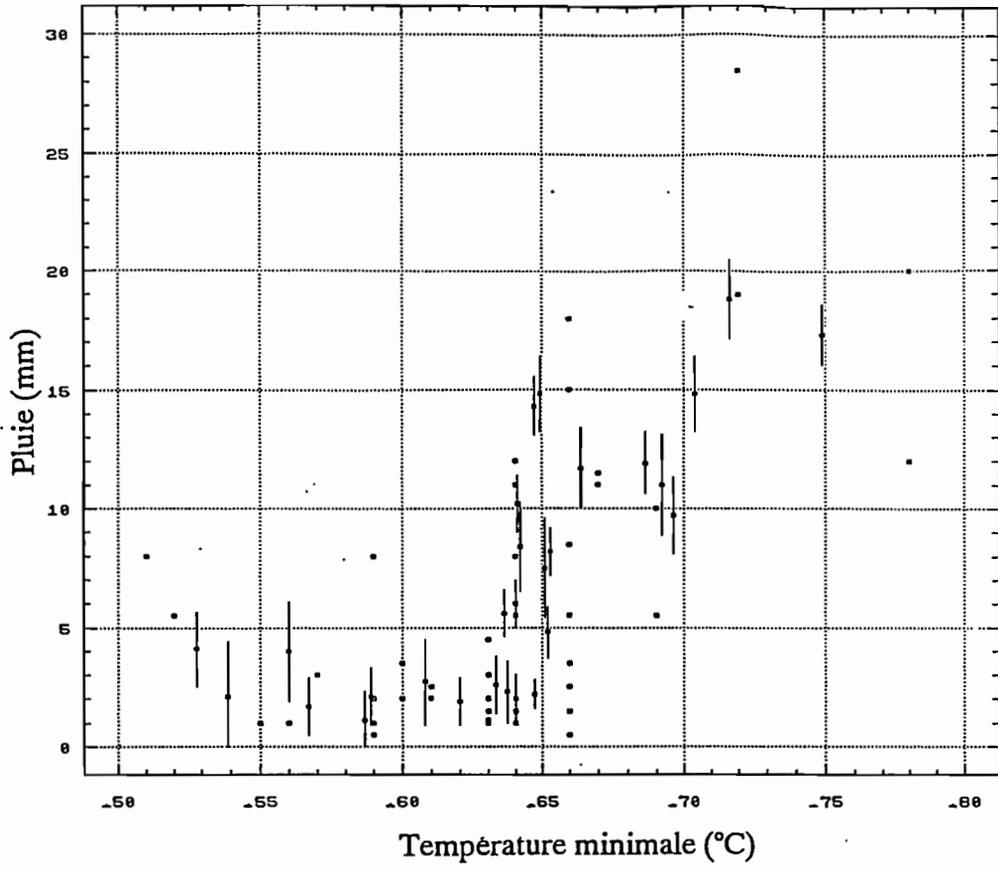
238
06 septembre 1989



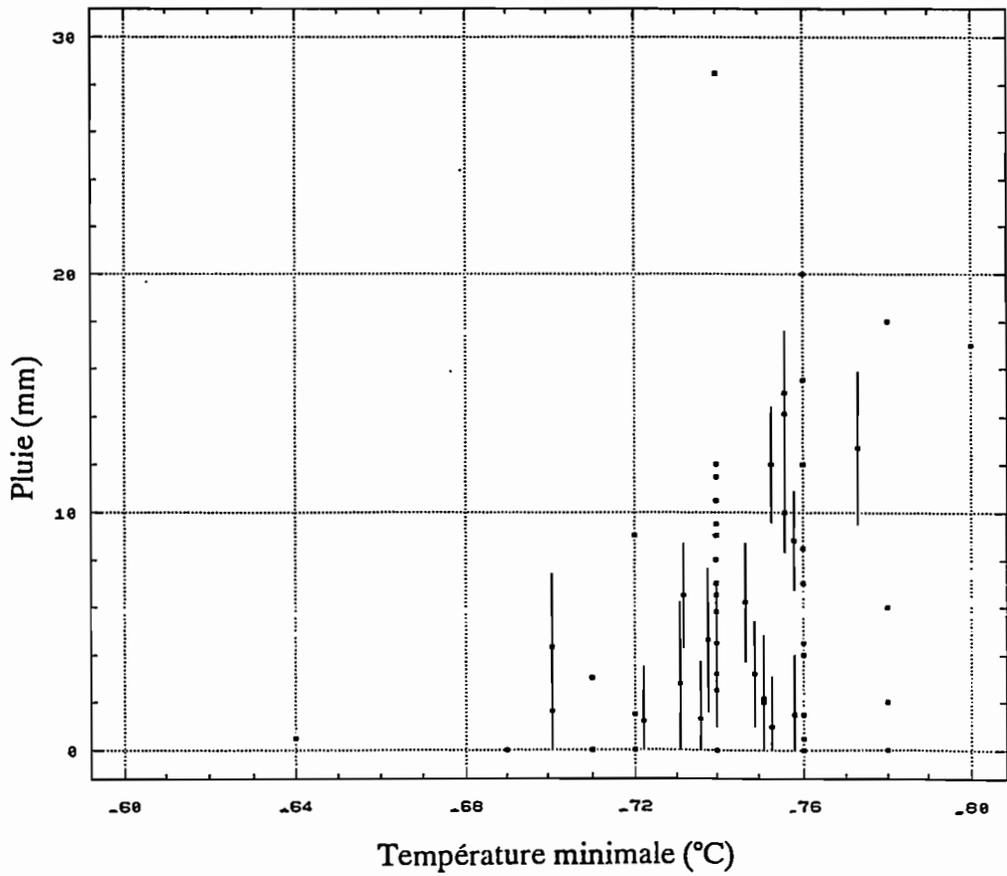
08 septembre 1989



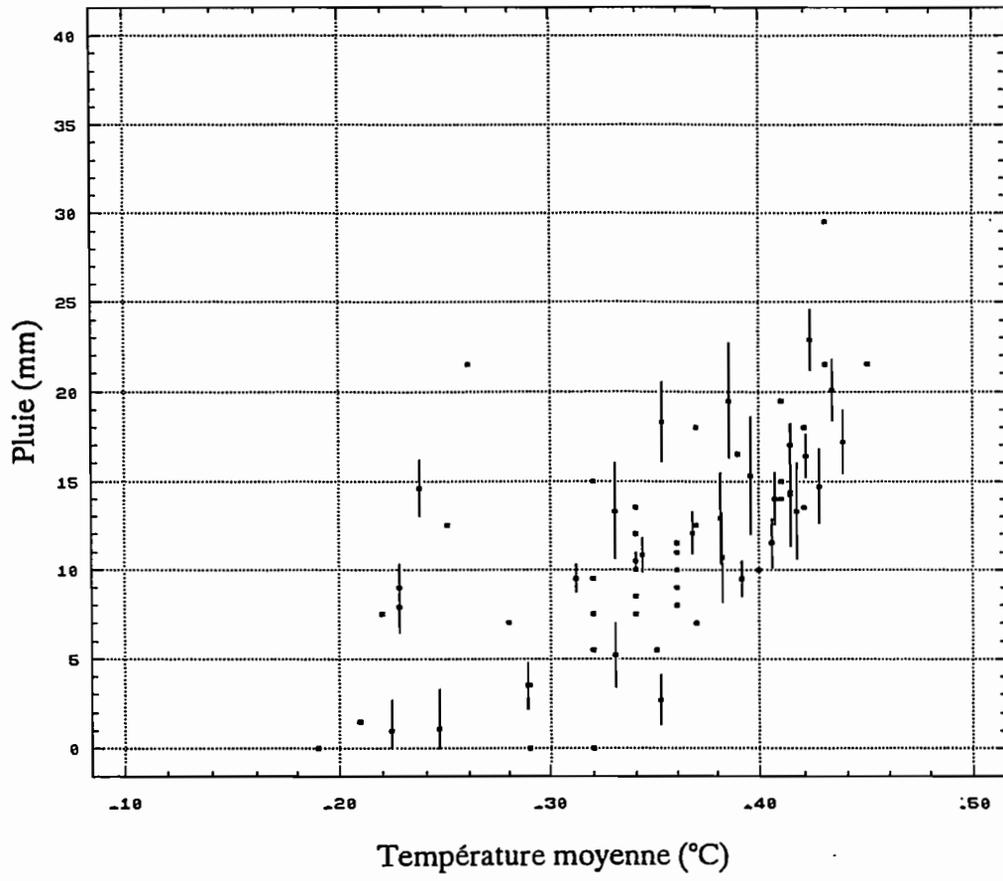
10 septembre 1989



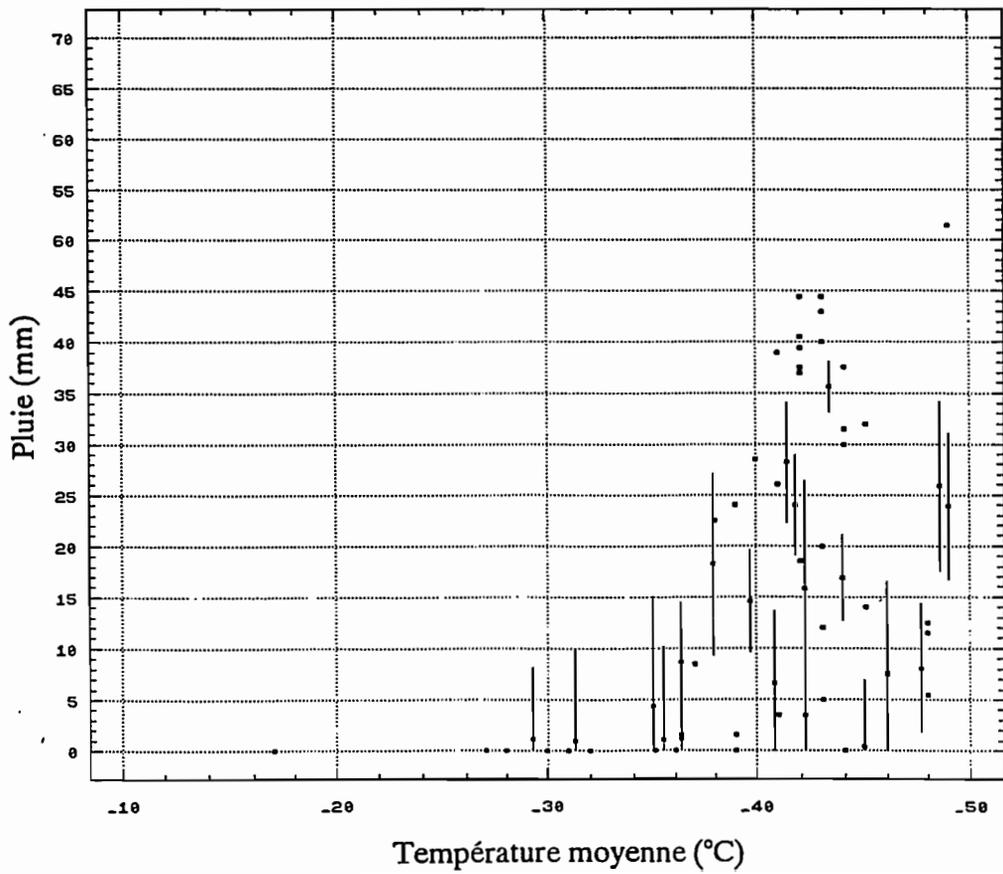
13 septembre 1989



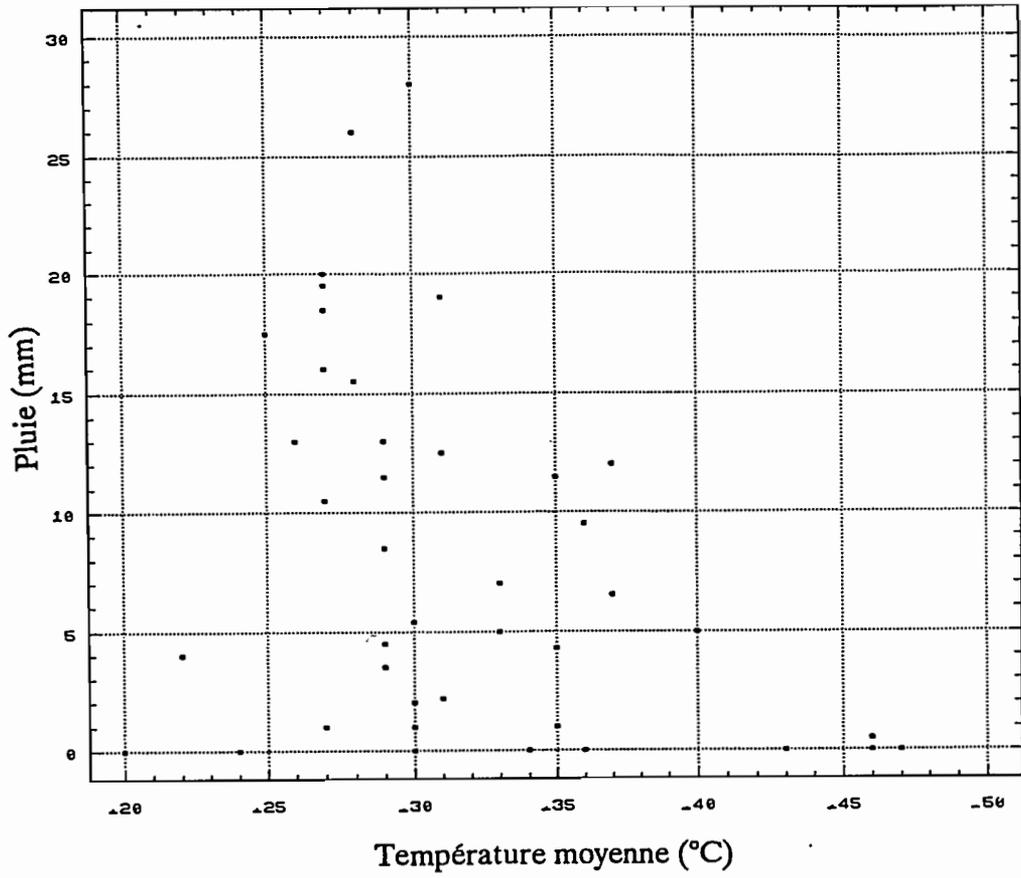
29 juin 1989



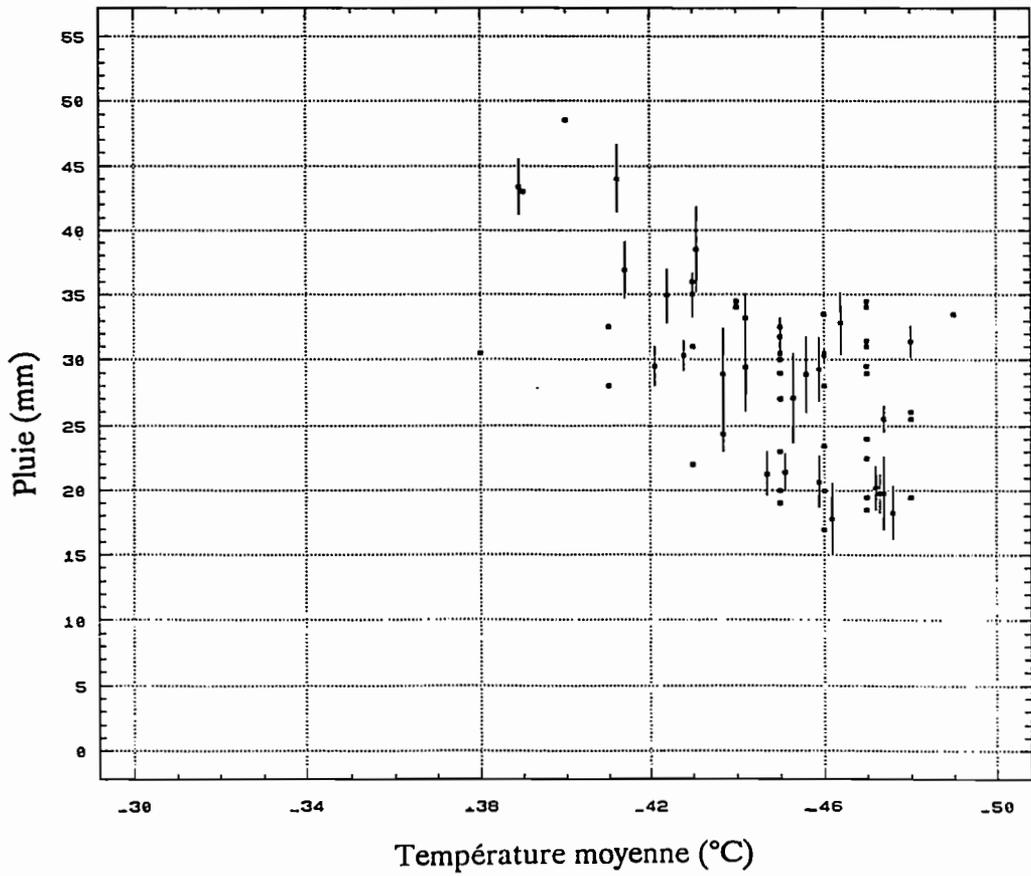
08 juillet 1989



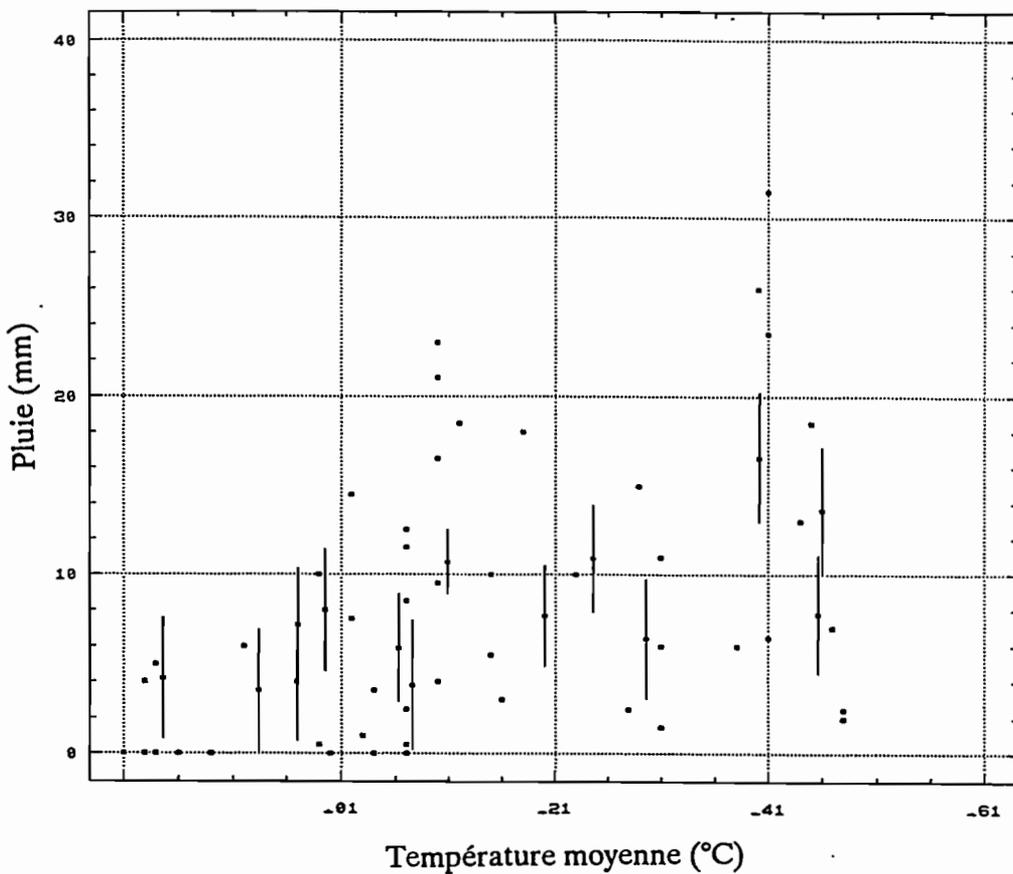
10 juillet 1989



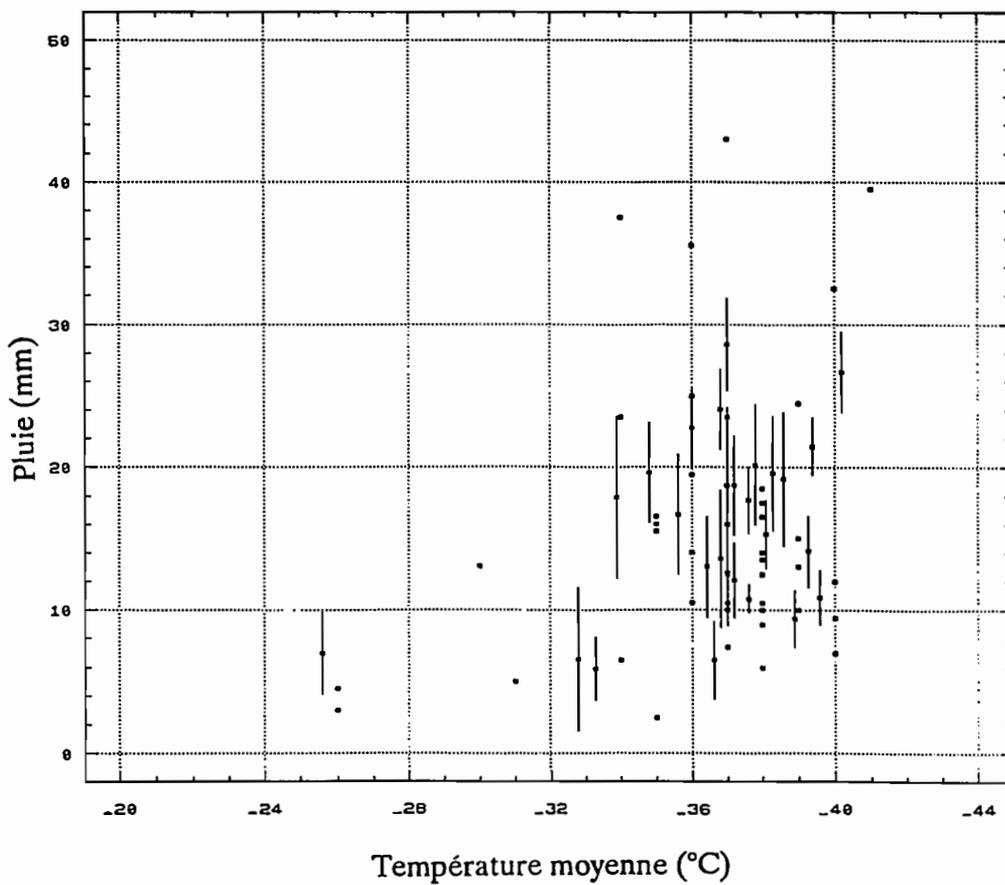
11 juillet 1989



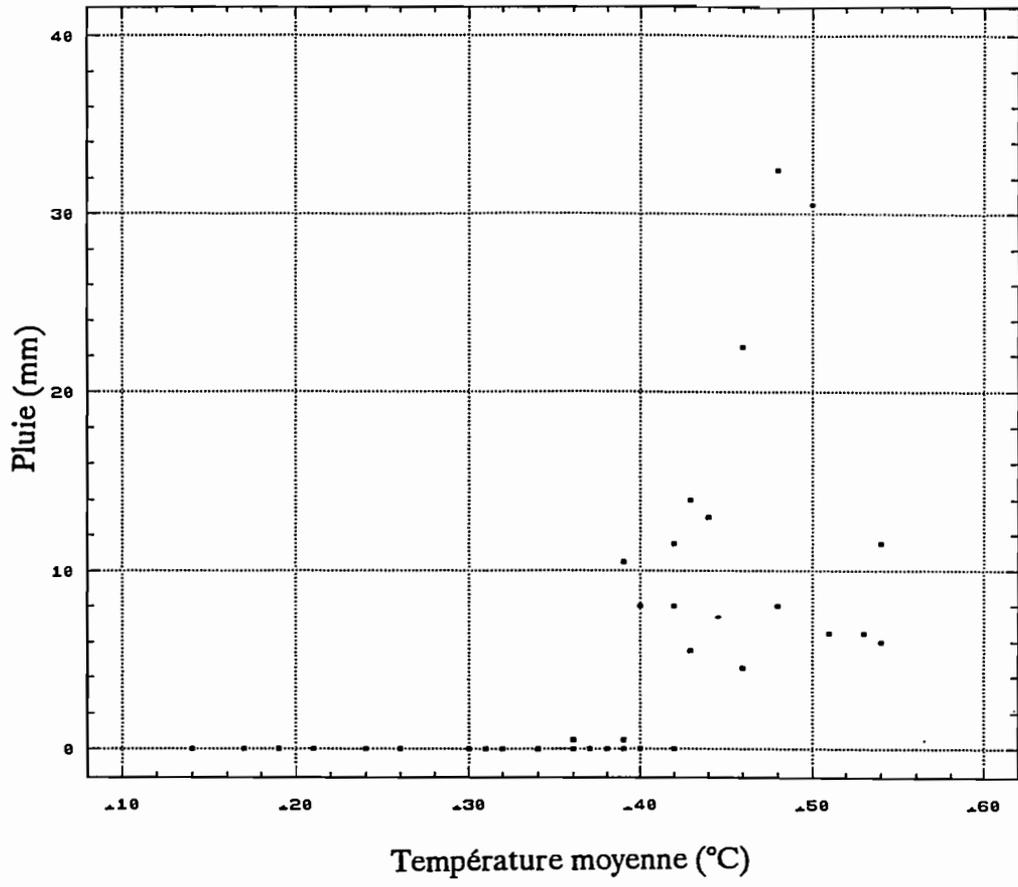
30 juillet 1989



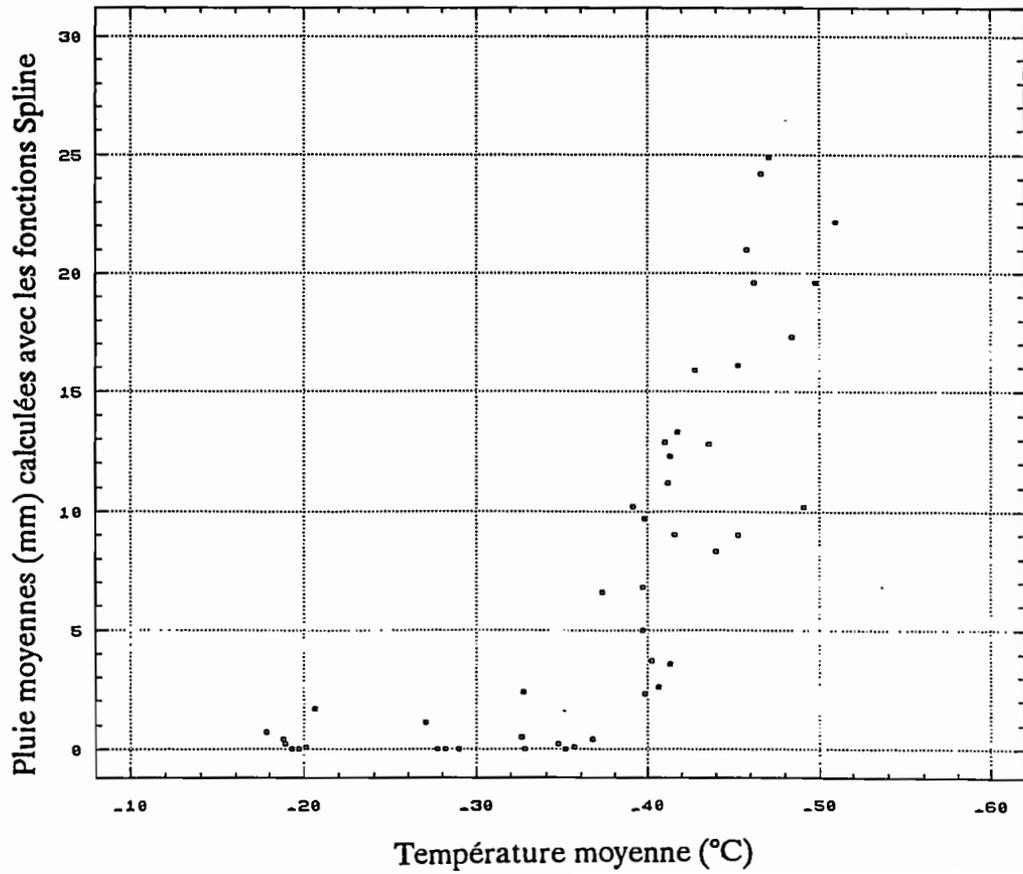
31 juillet 1989



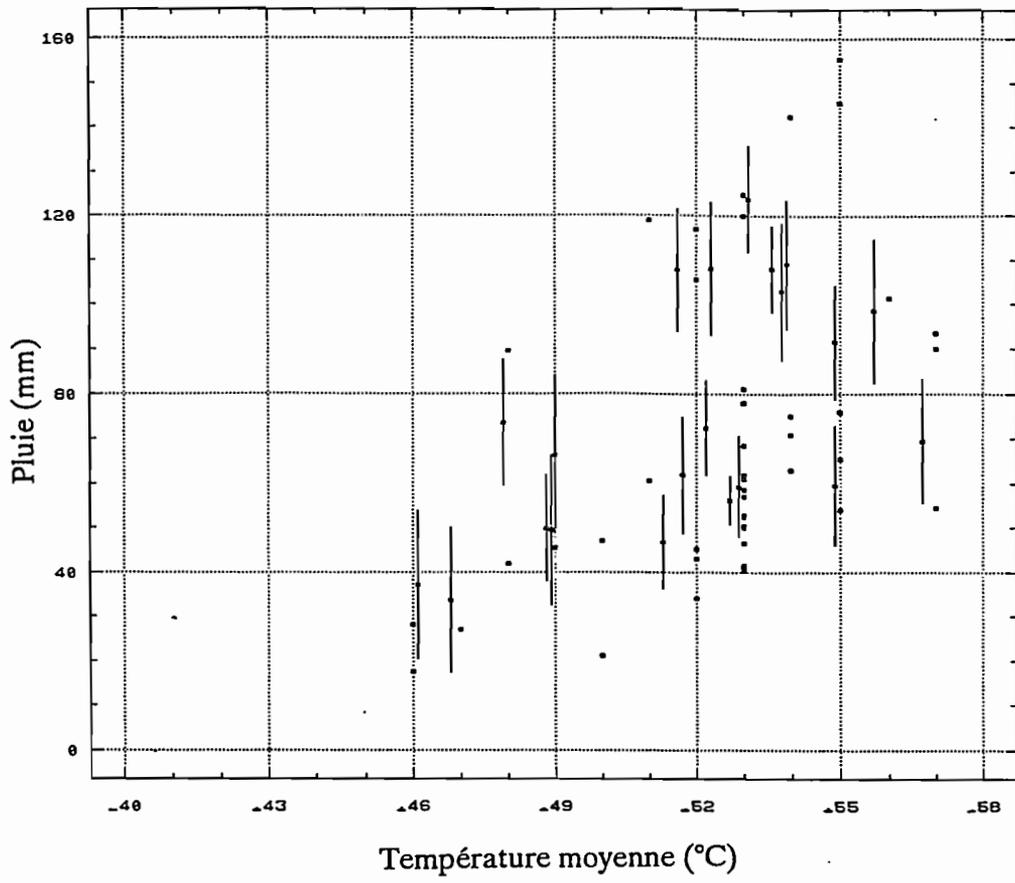
02 août 1989



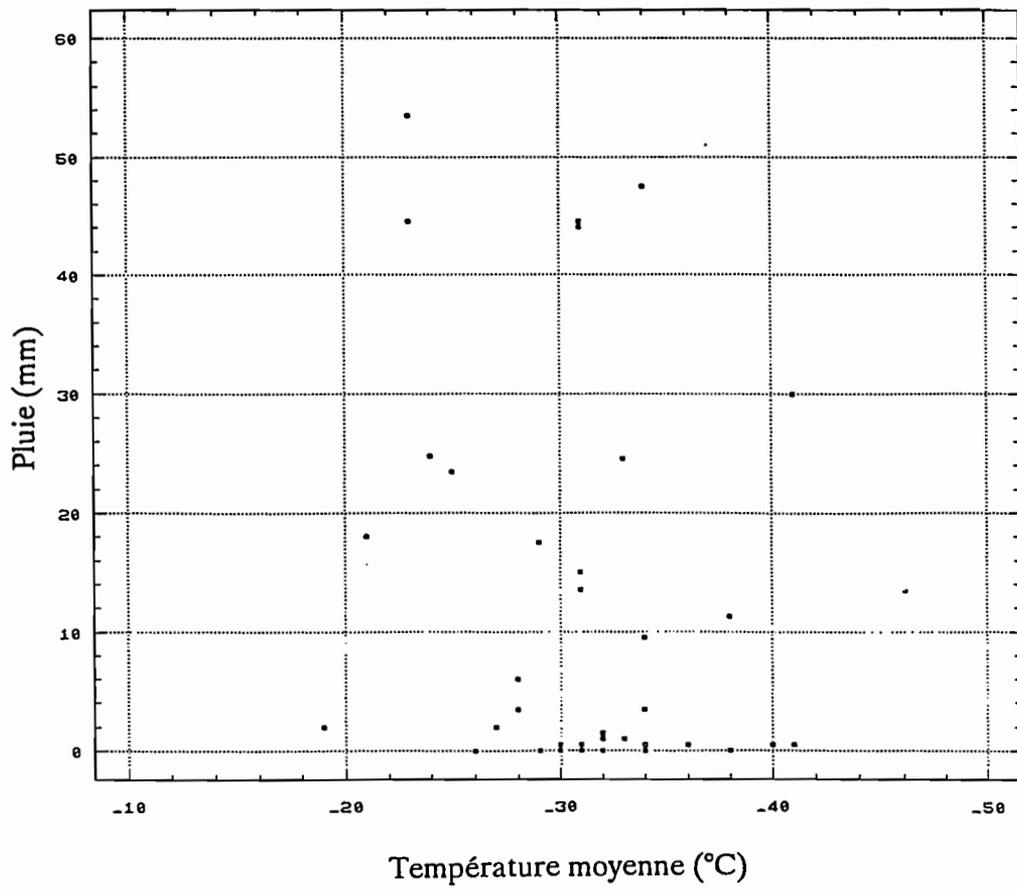
02 août 1989



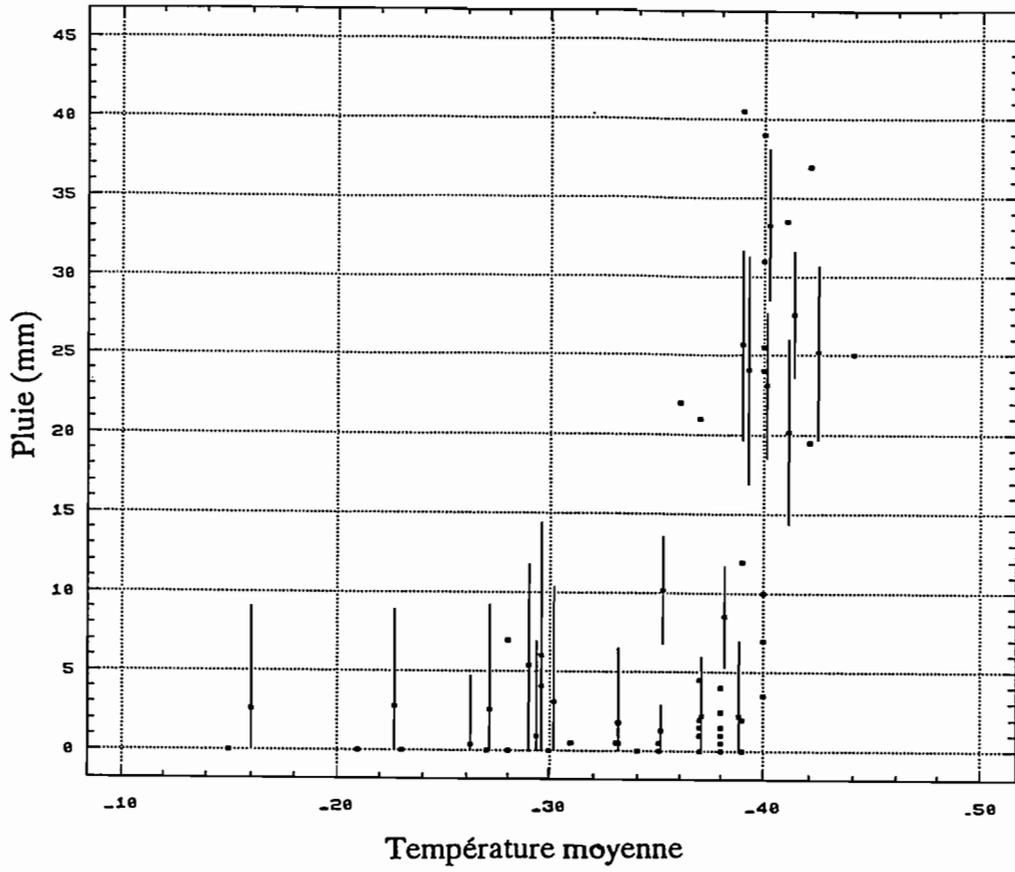
04 août 1989



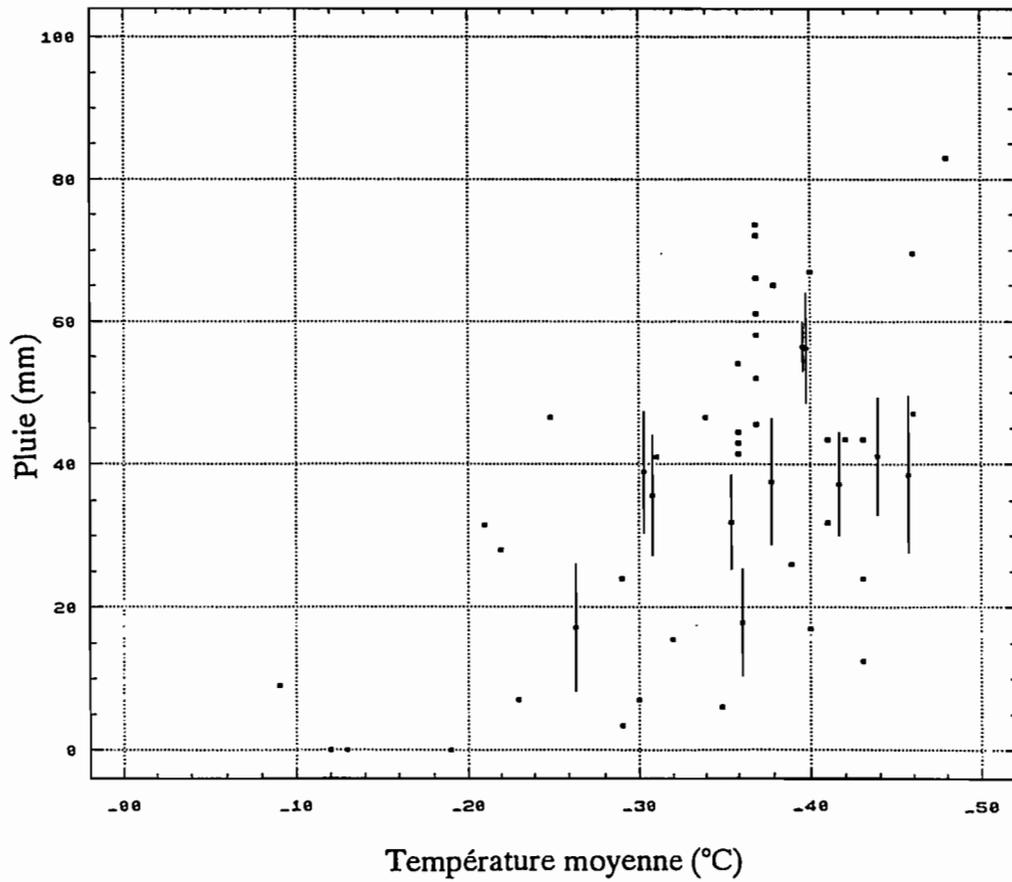
06 août 1989



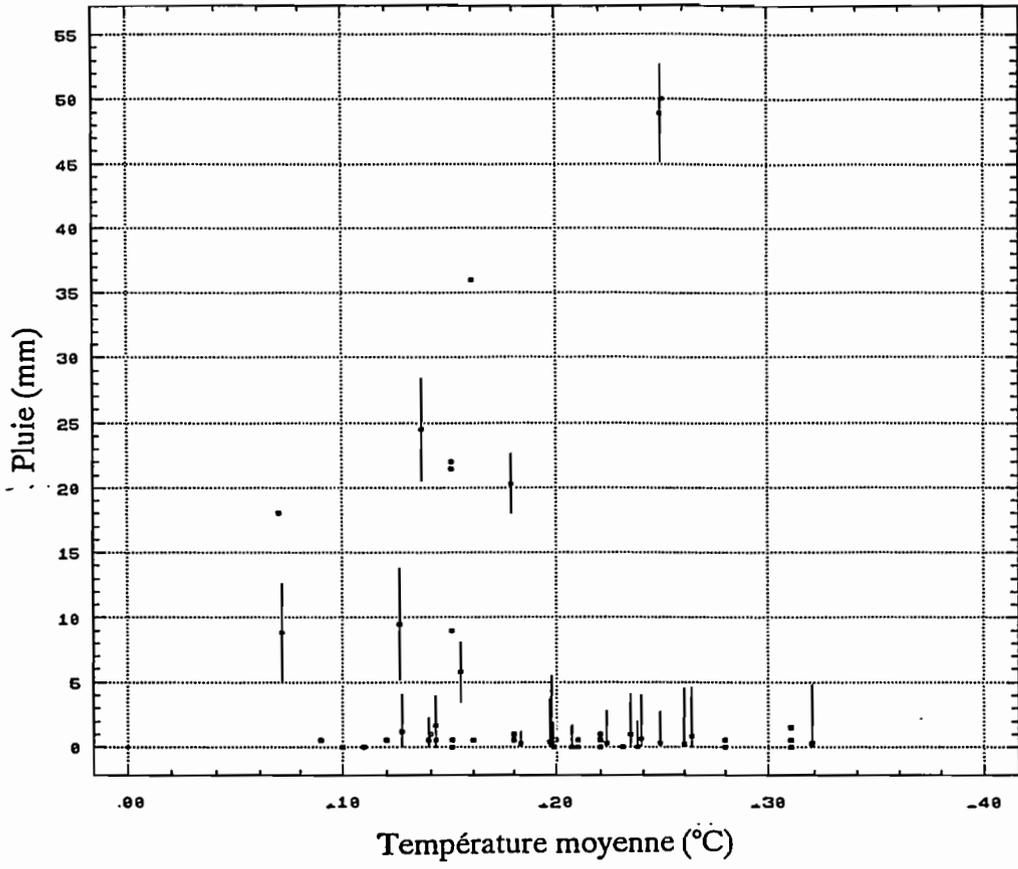
245
08 août 1989



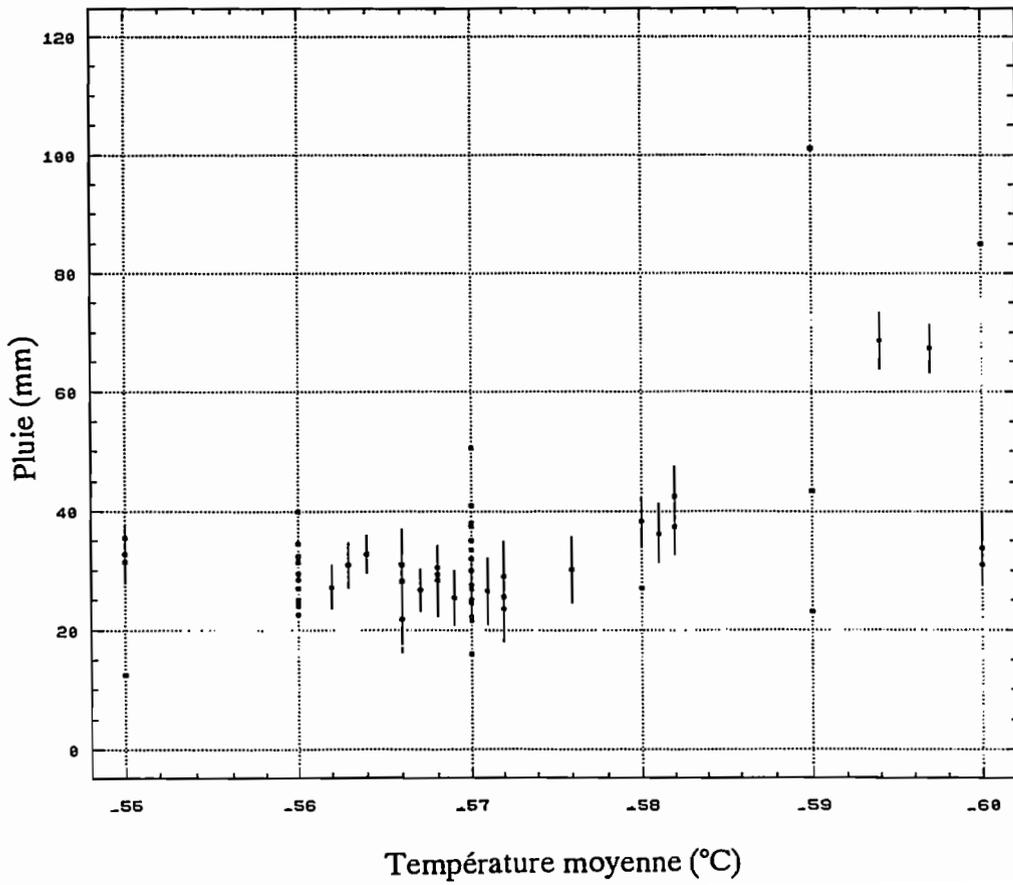
09 août 1989



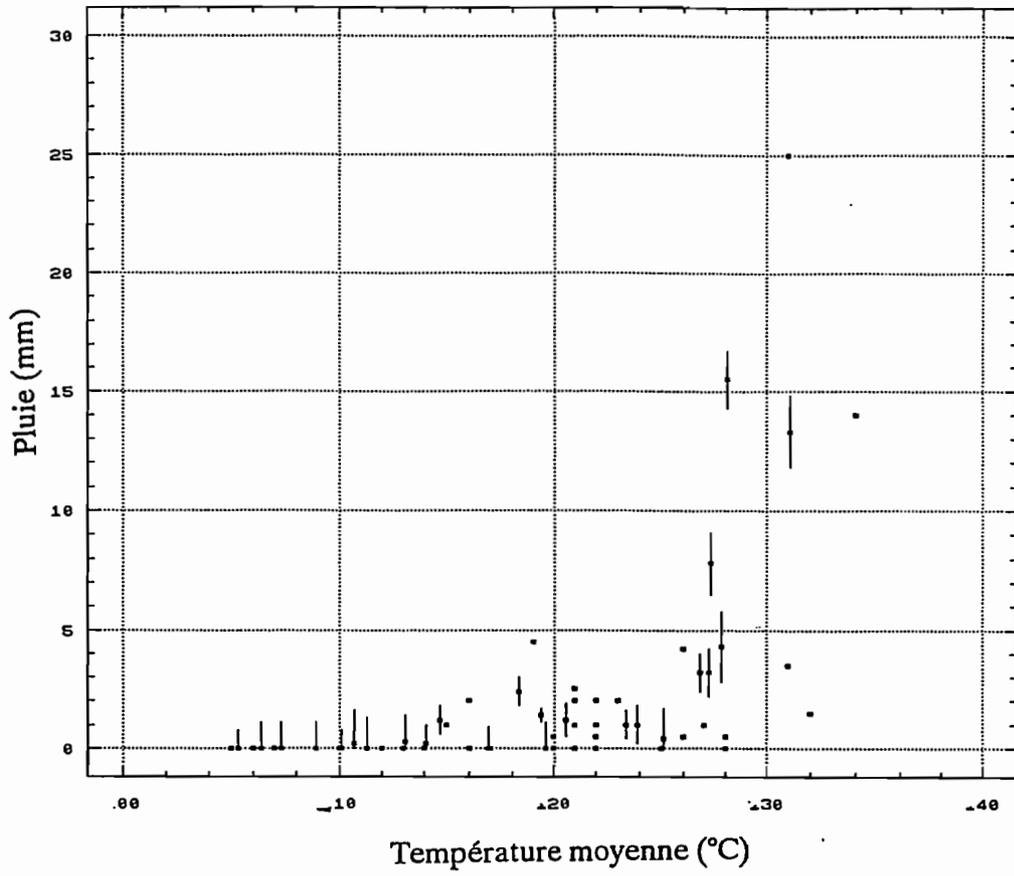
10 août 1989



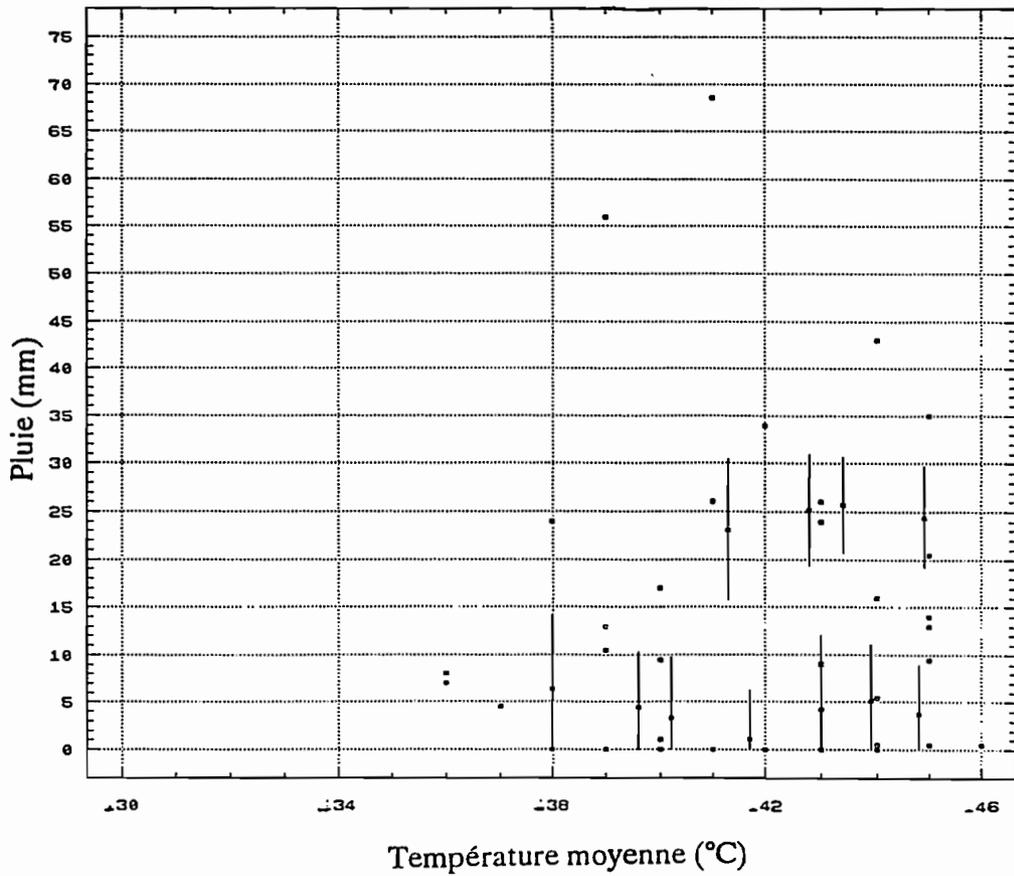
13 août 1989



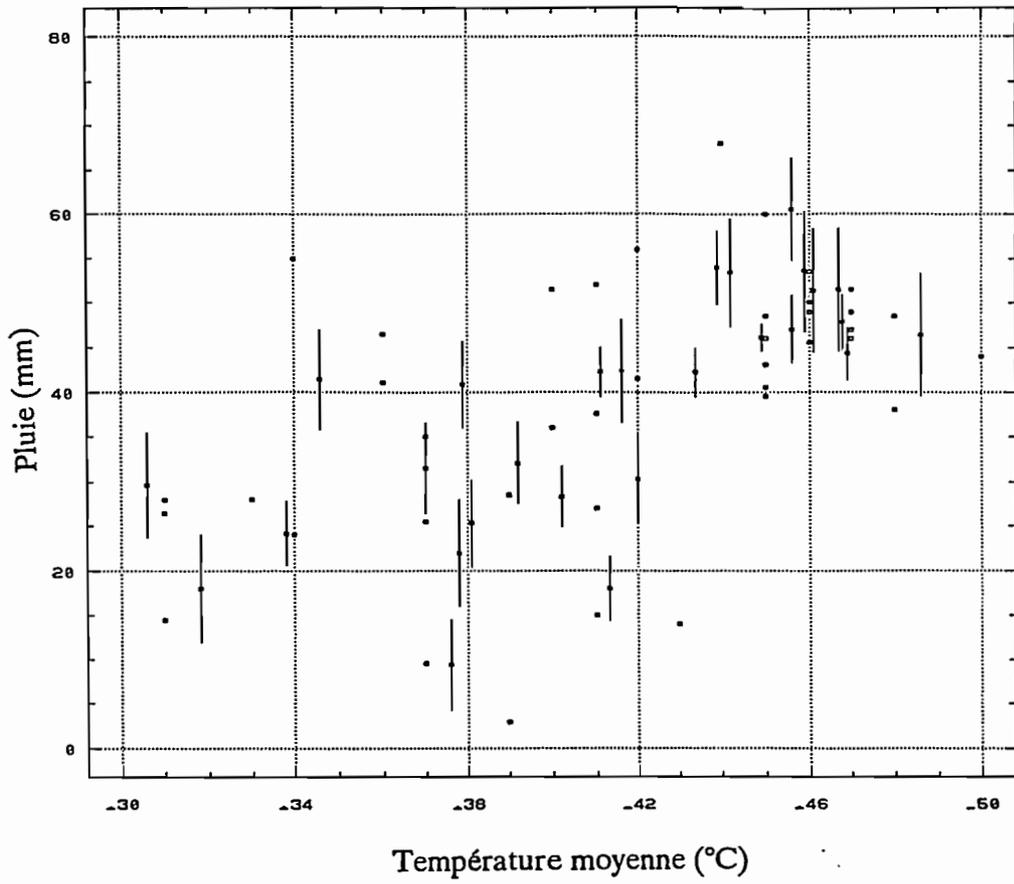
16 août 1989



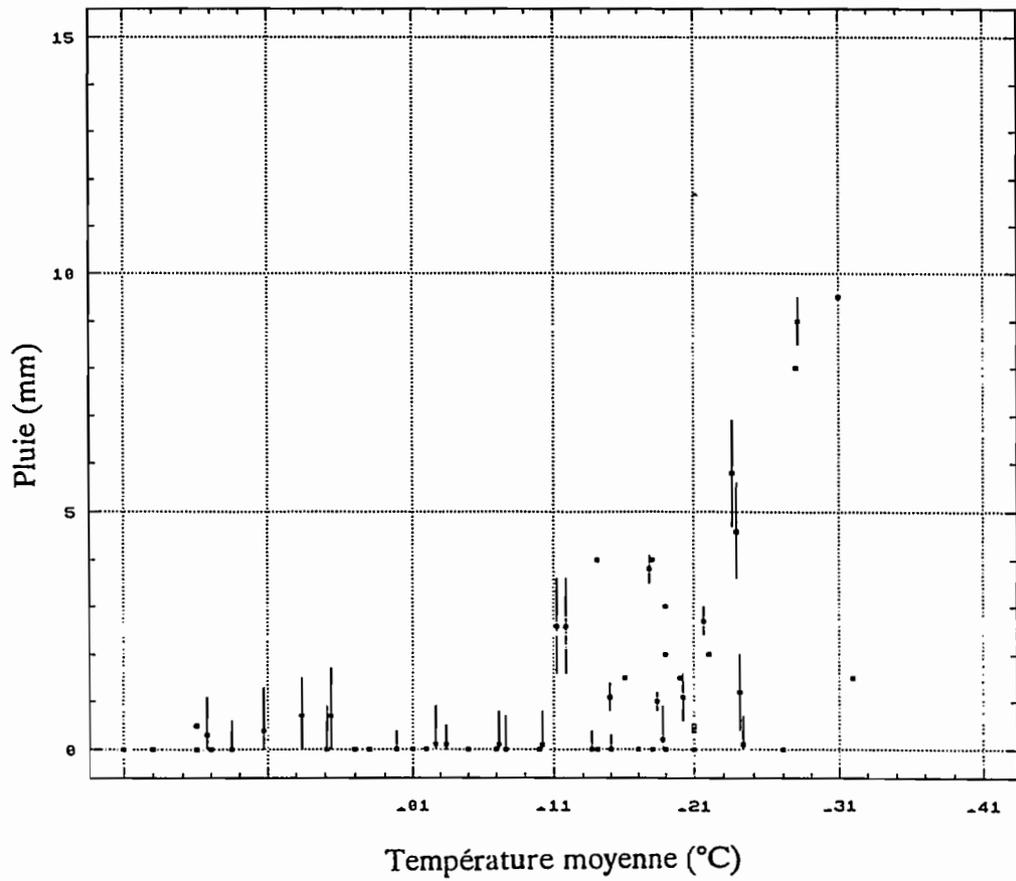
18 août 1989



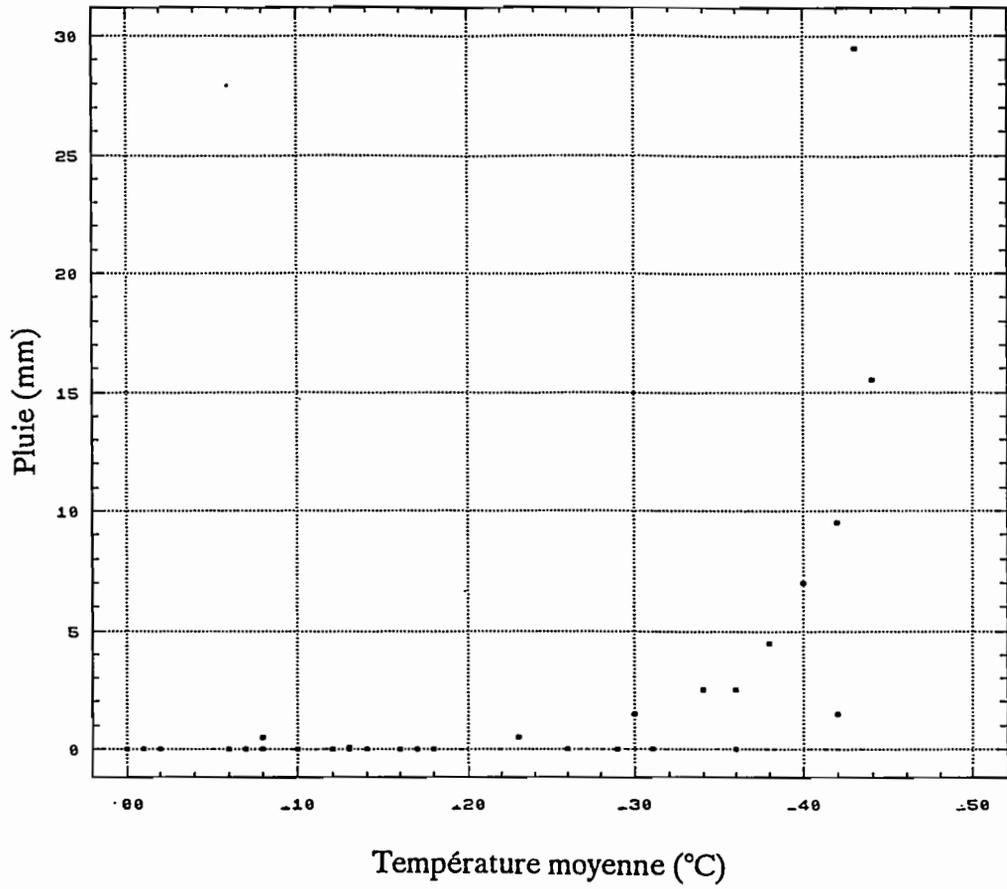
20 août 1989



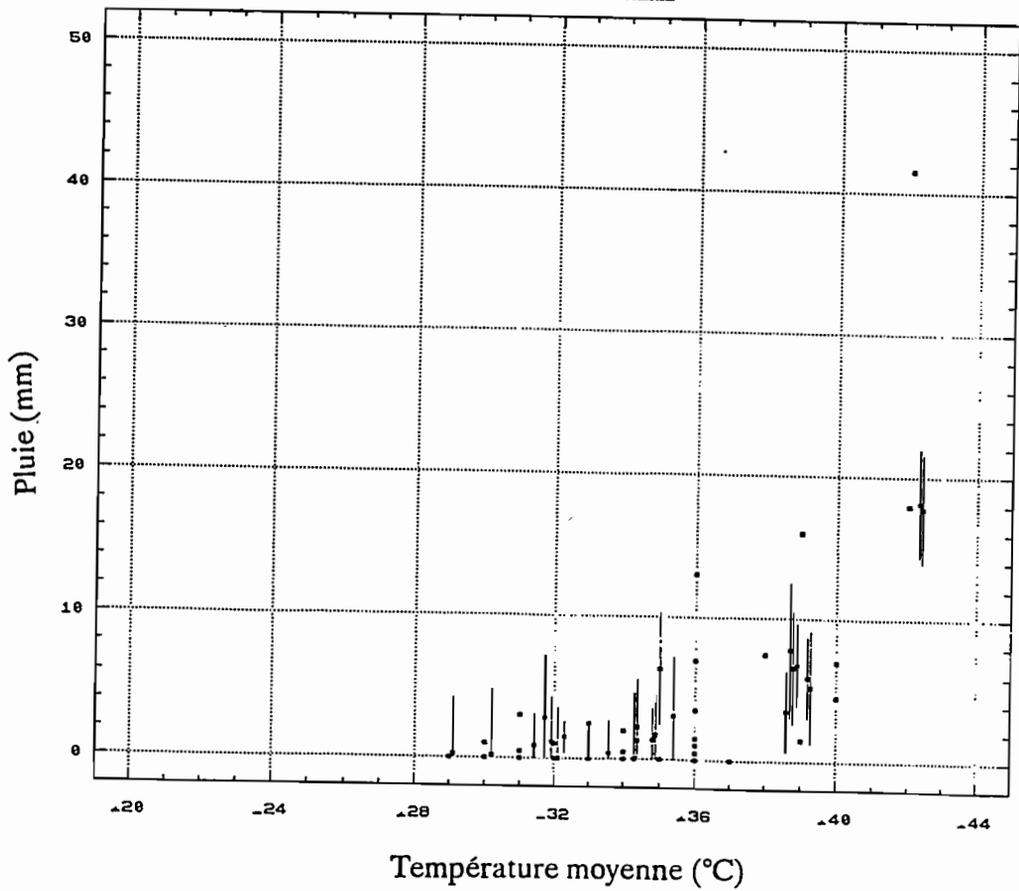
21 août 1989



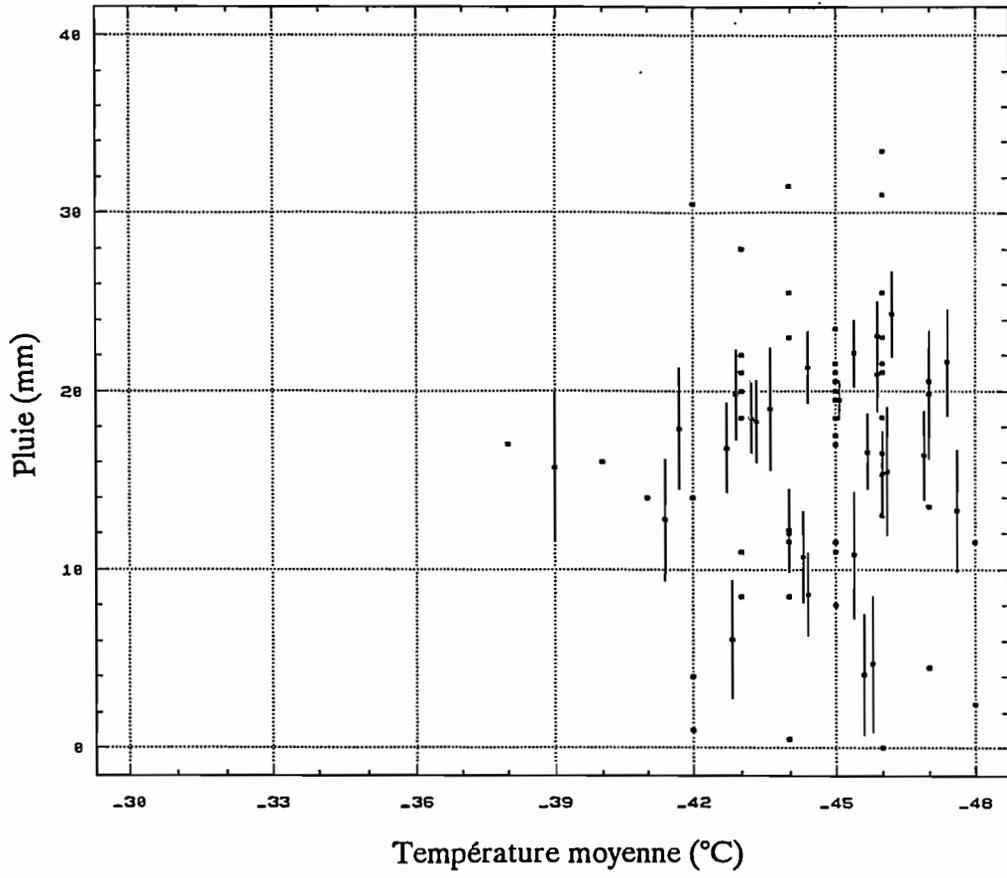
23 août 1989



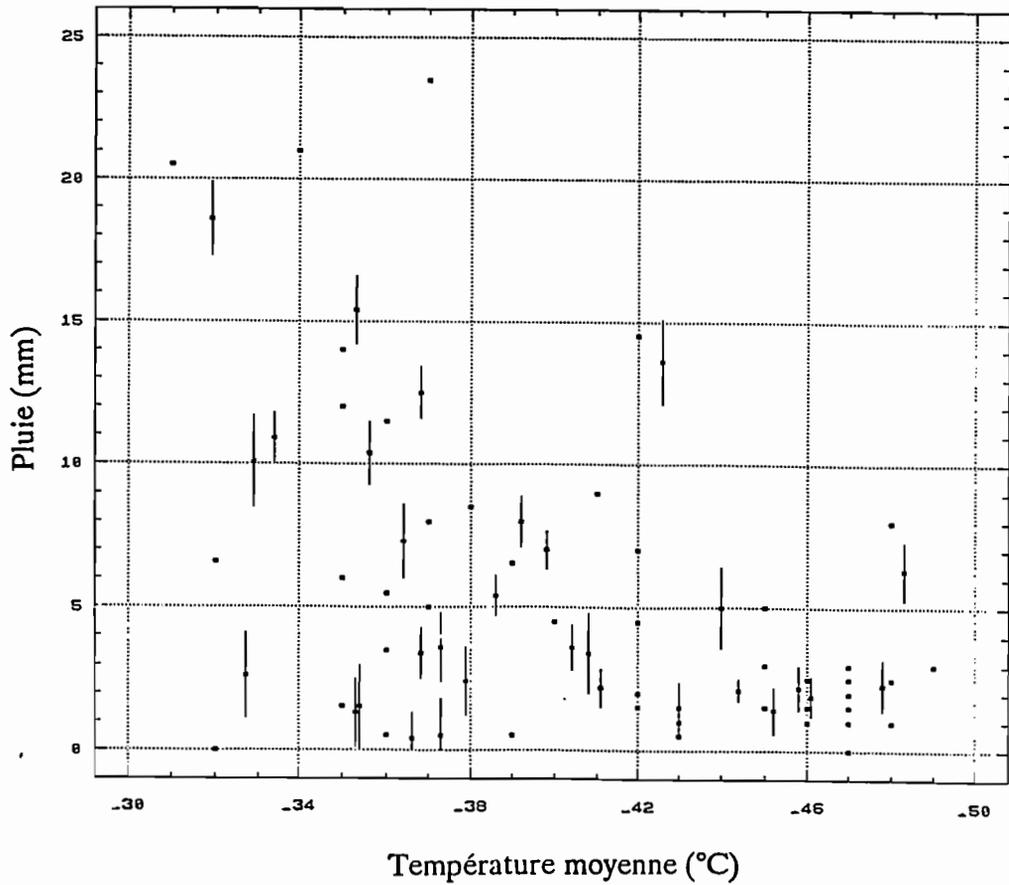
26 août 1989



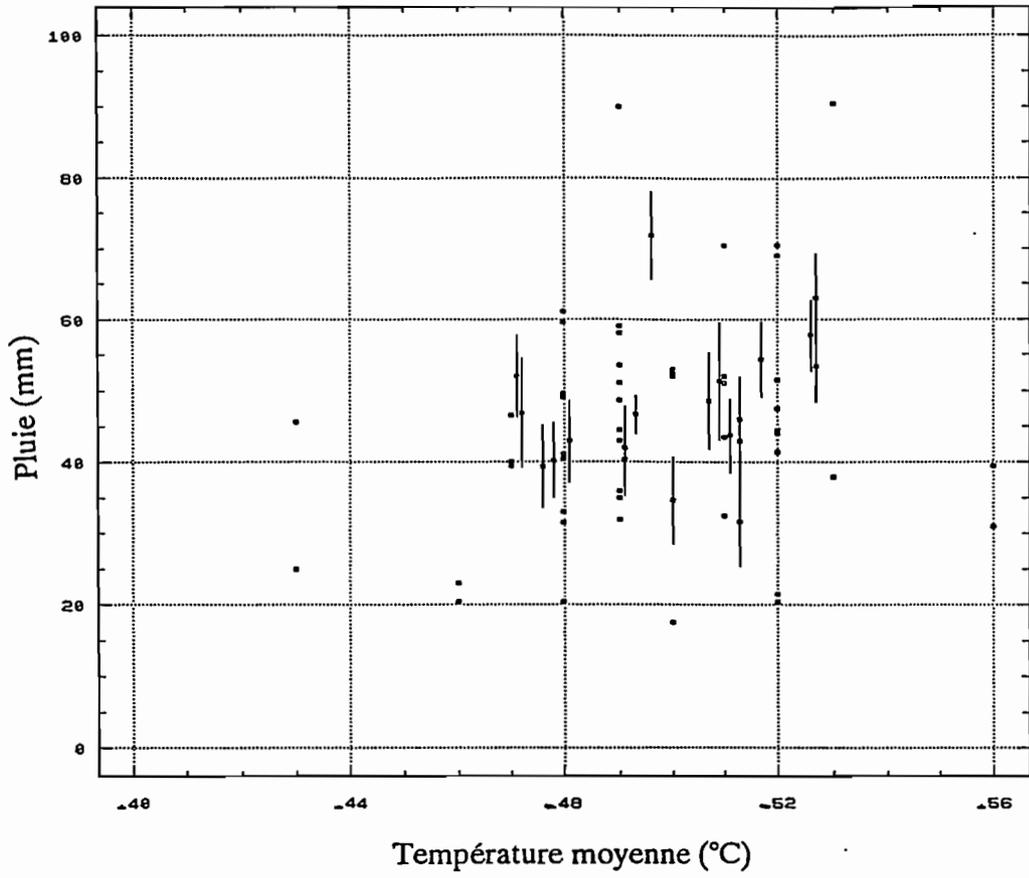
01 septembre 1989



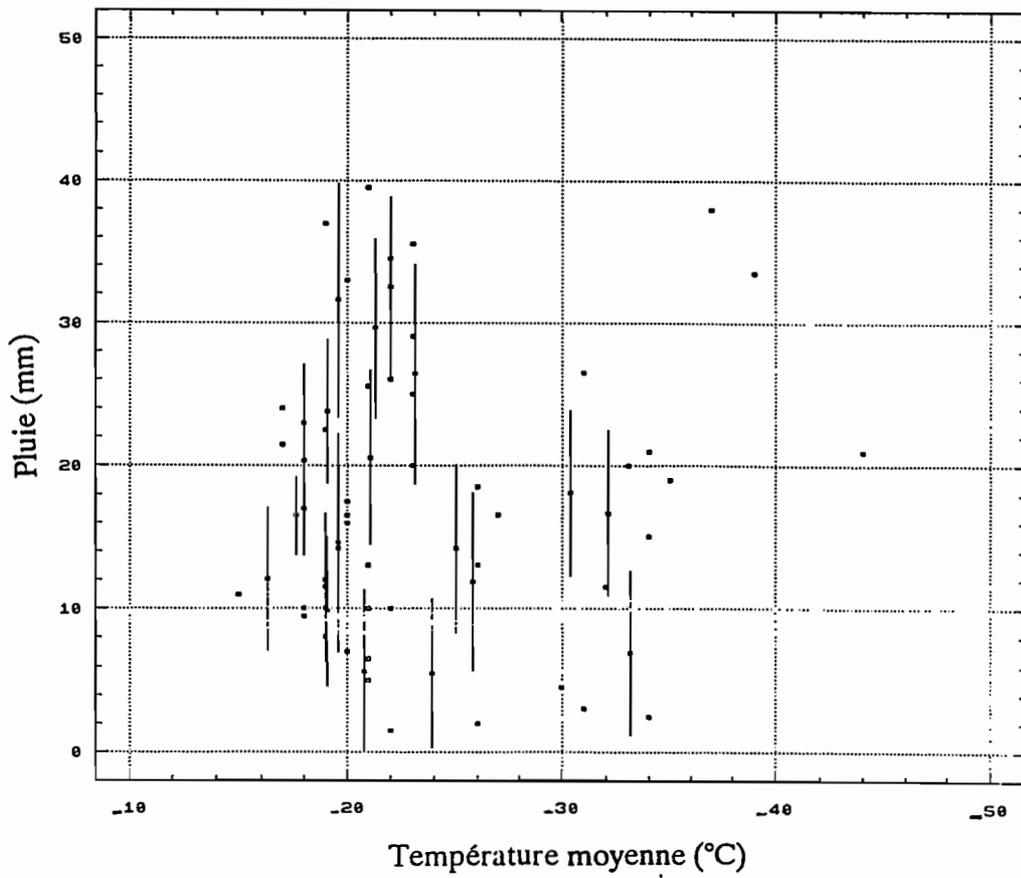
03 septembre 1989



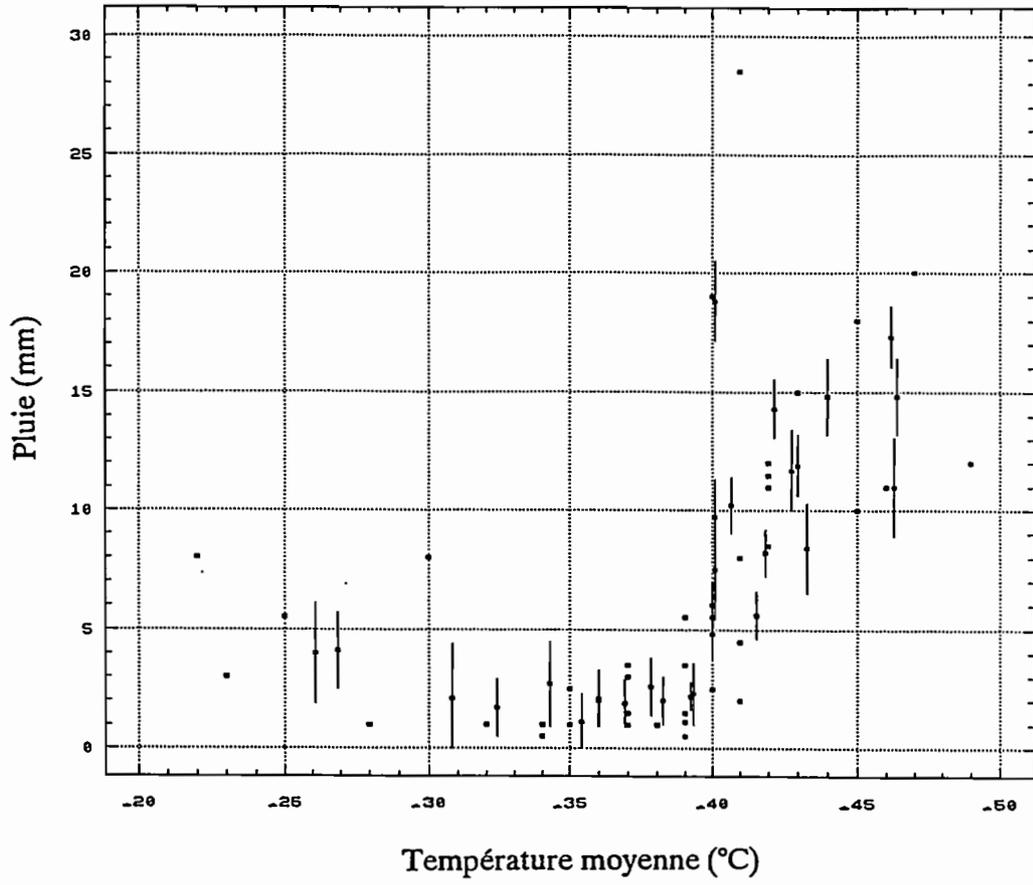
06 septembre 1989



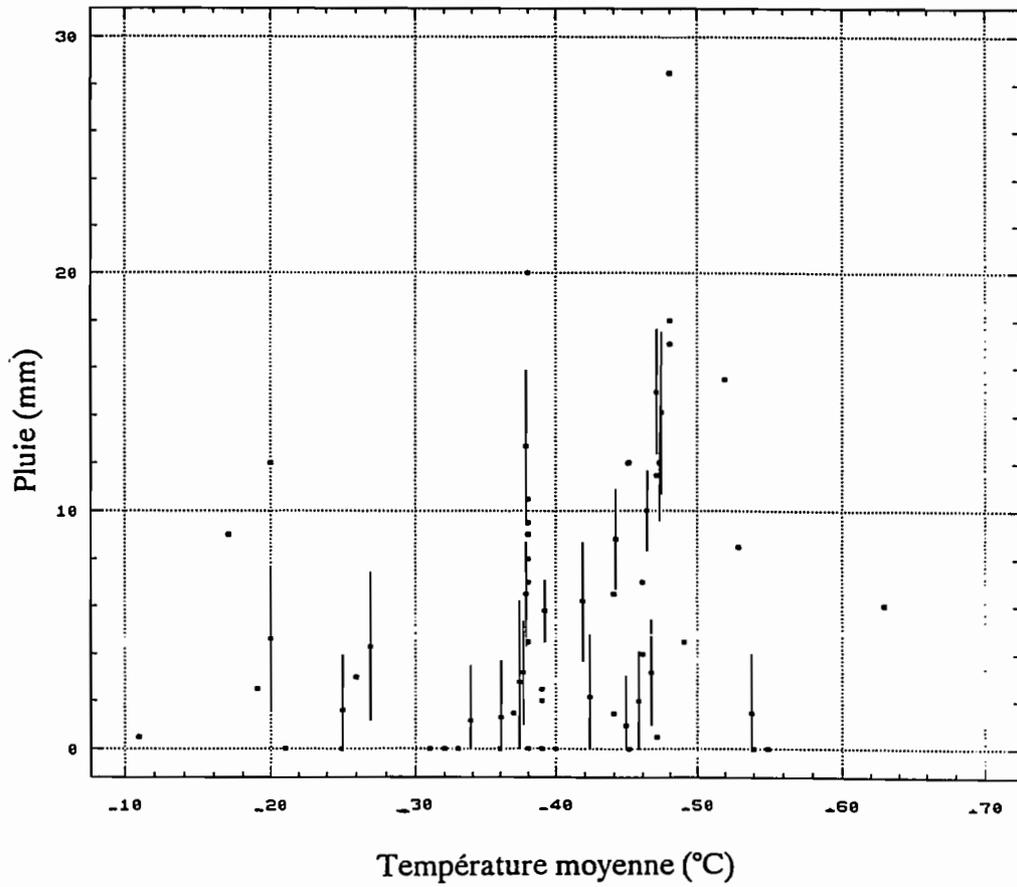
08 septembre 1989



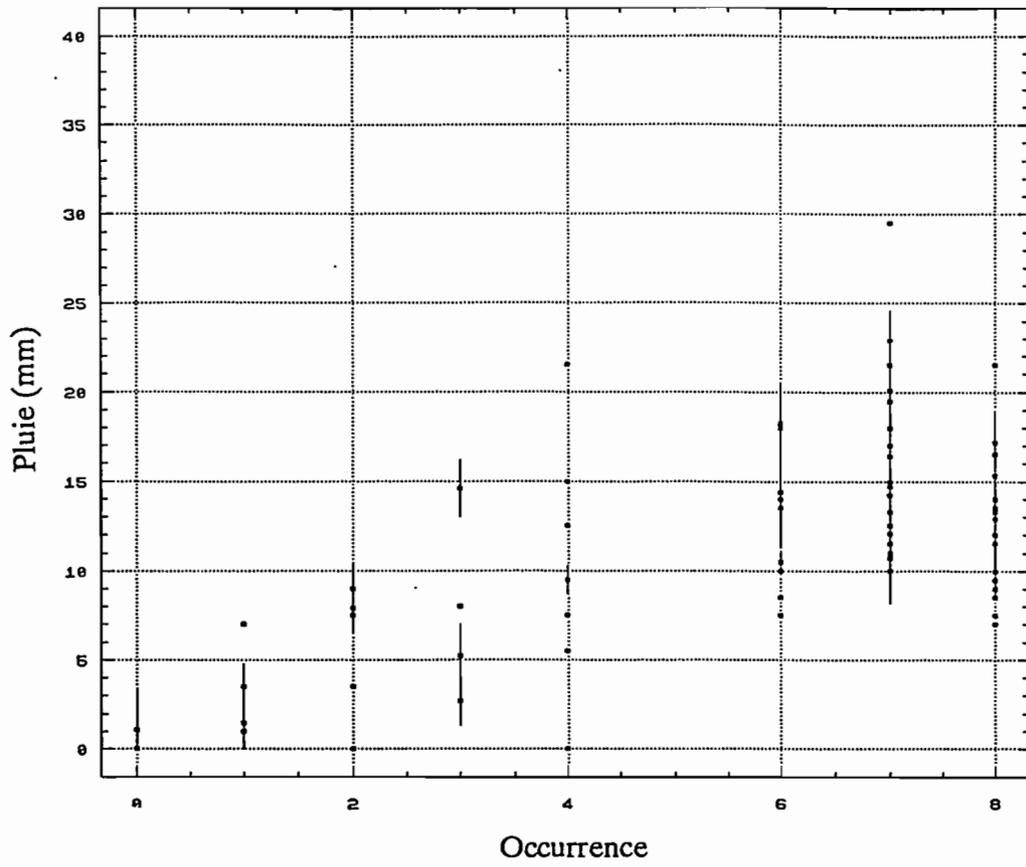
10 septembre 1989



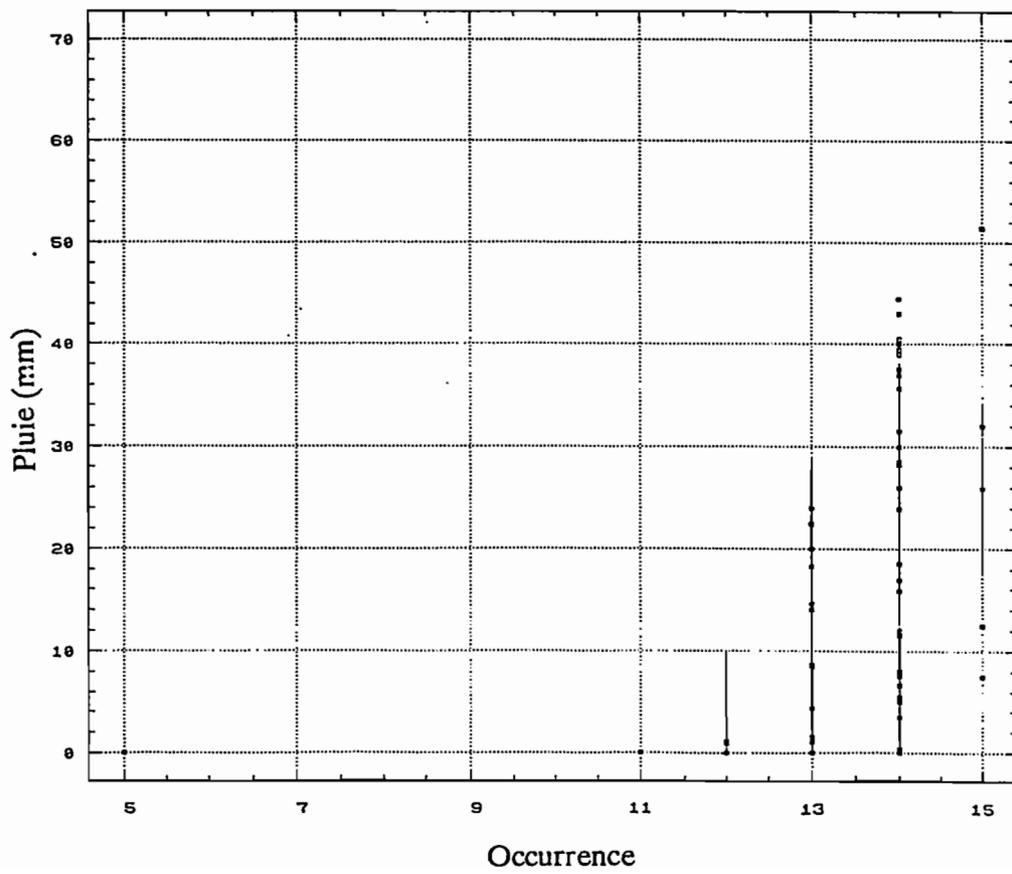
13 septembre 1989



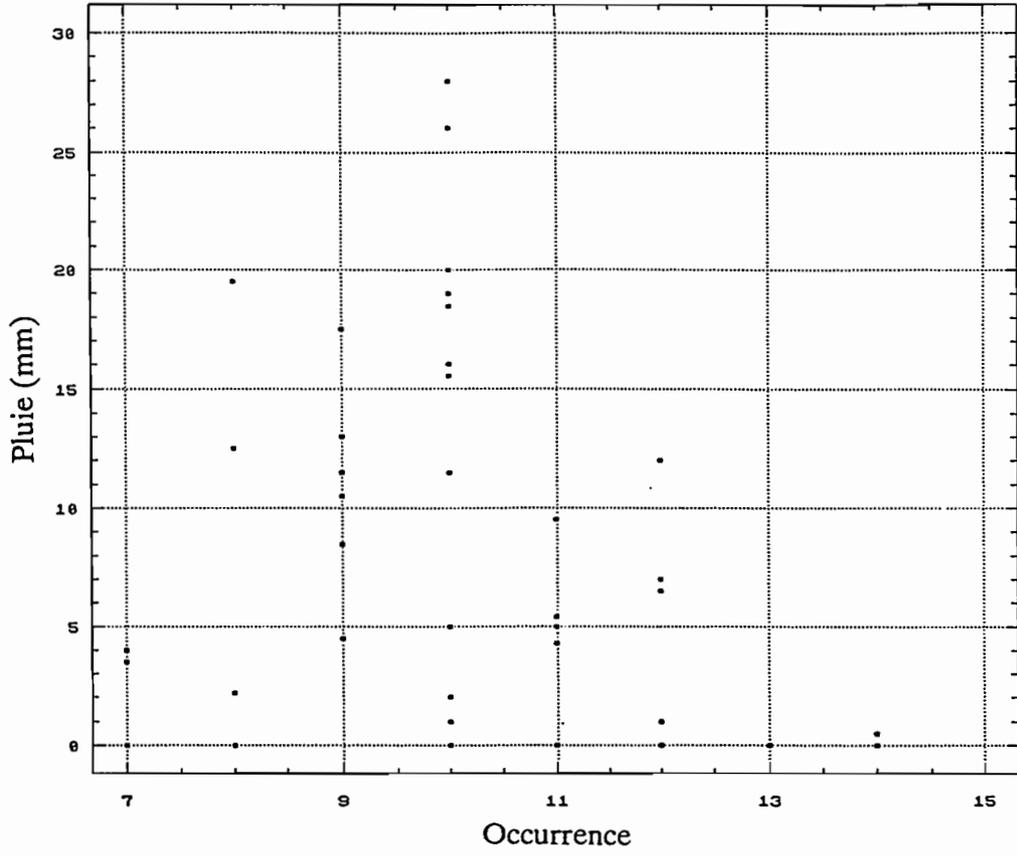
253
29 juin 1989



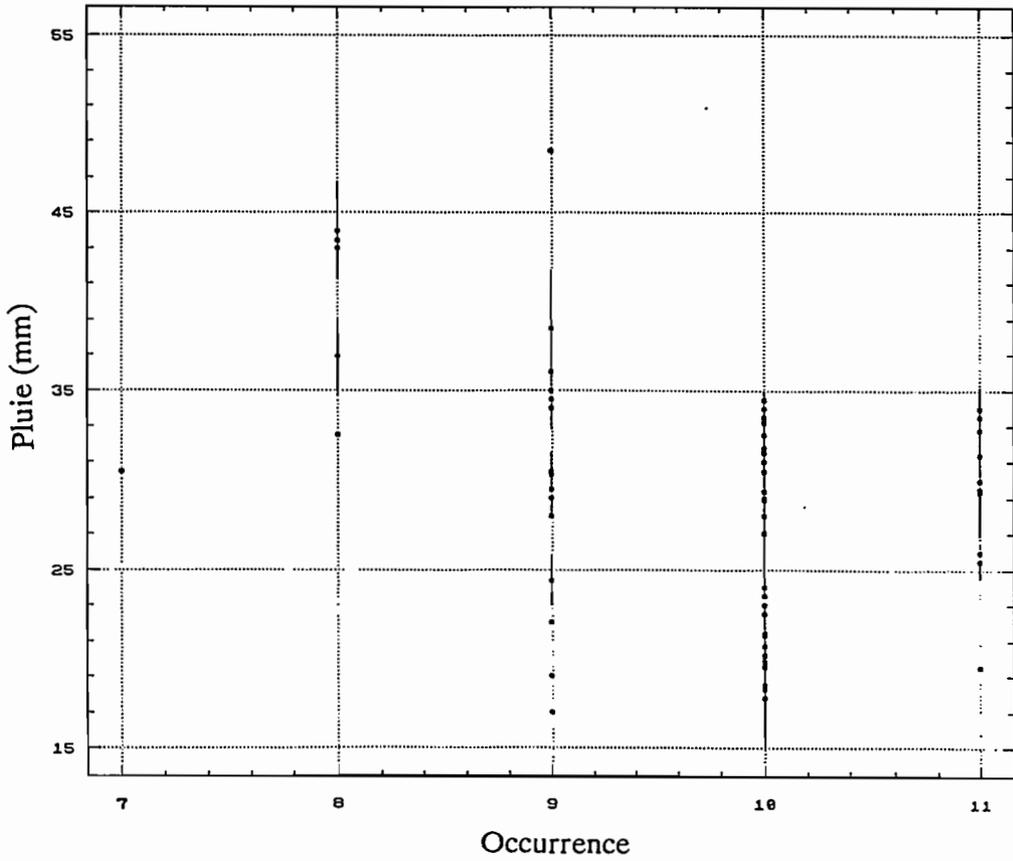
08 juillet 1989



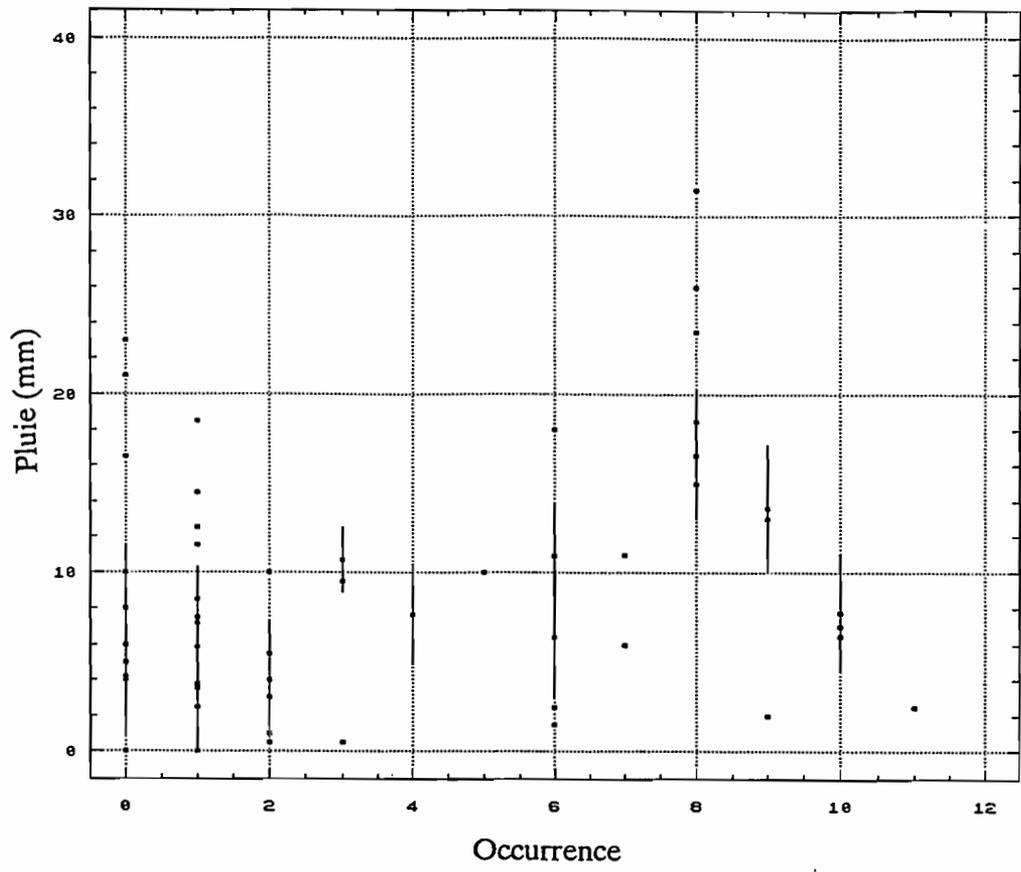
10 juillet 1989



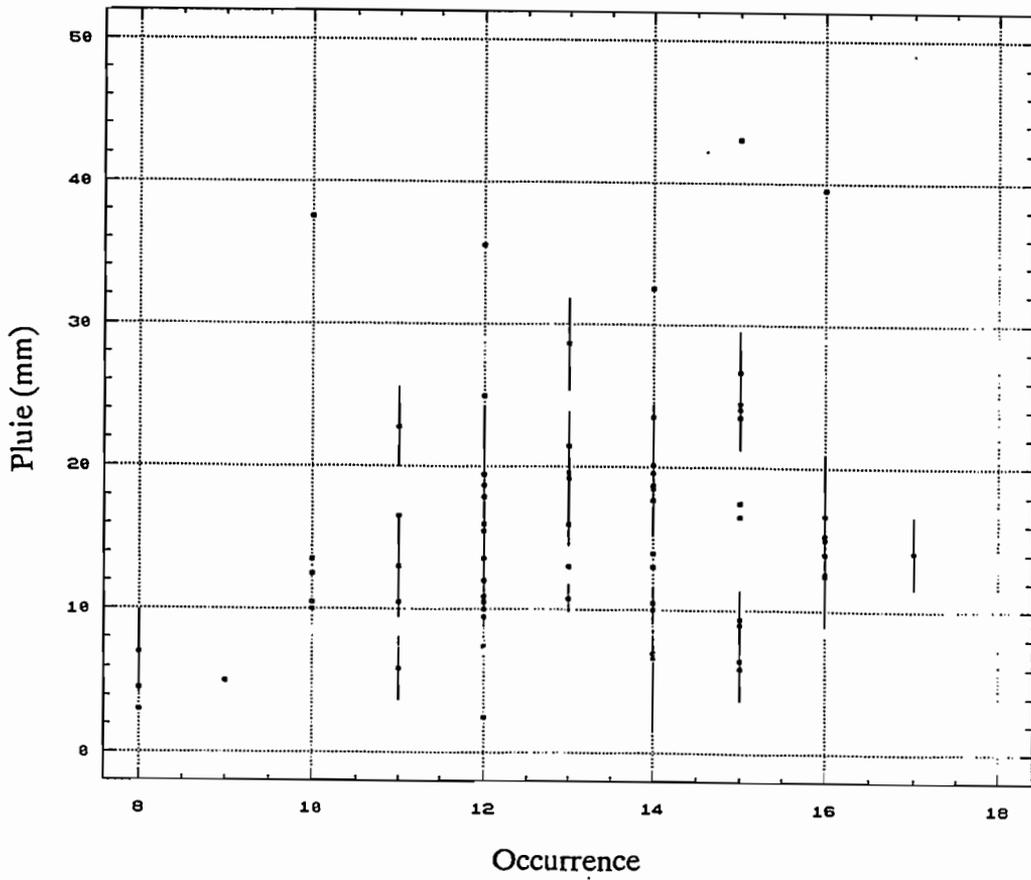
11 juillet 1989



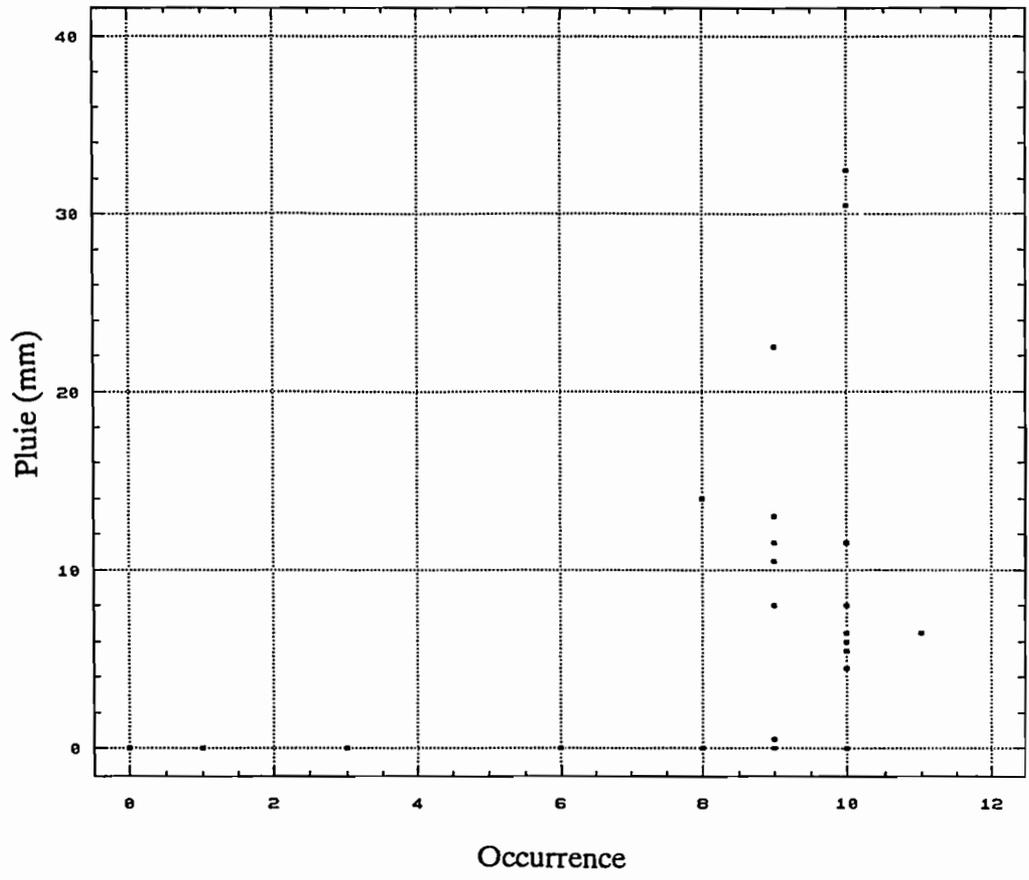
255
30 juillet 1989



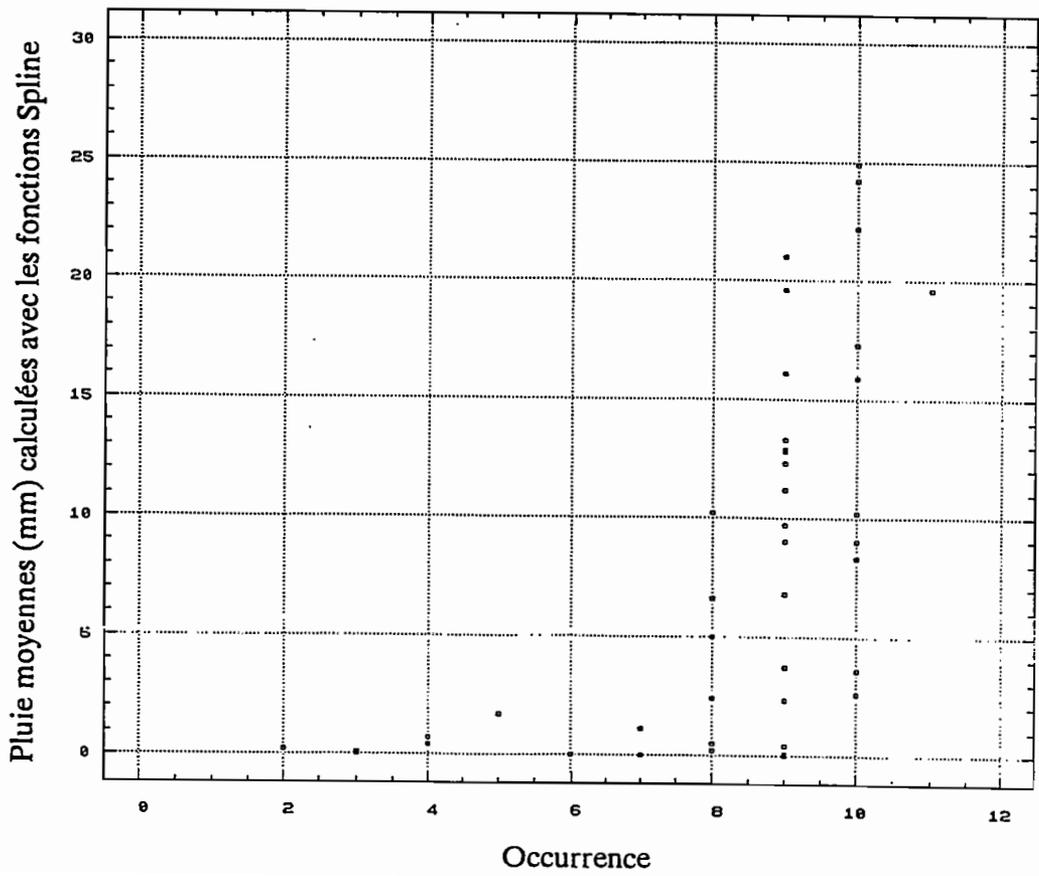
31 juillet 1989



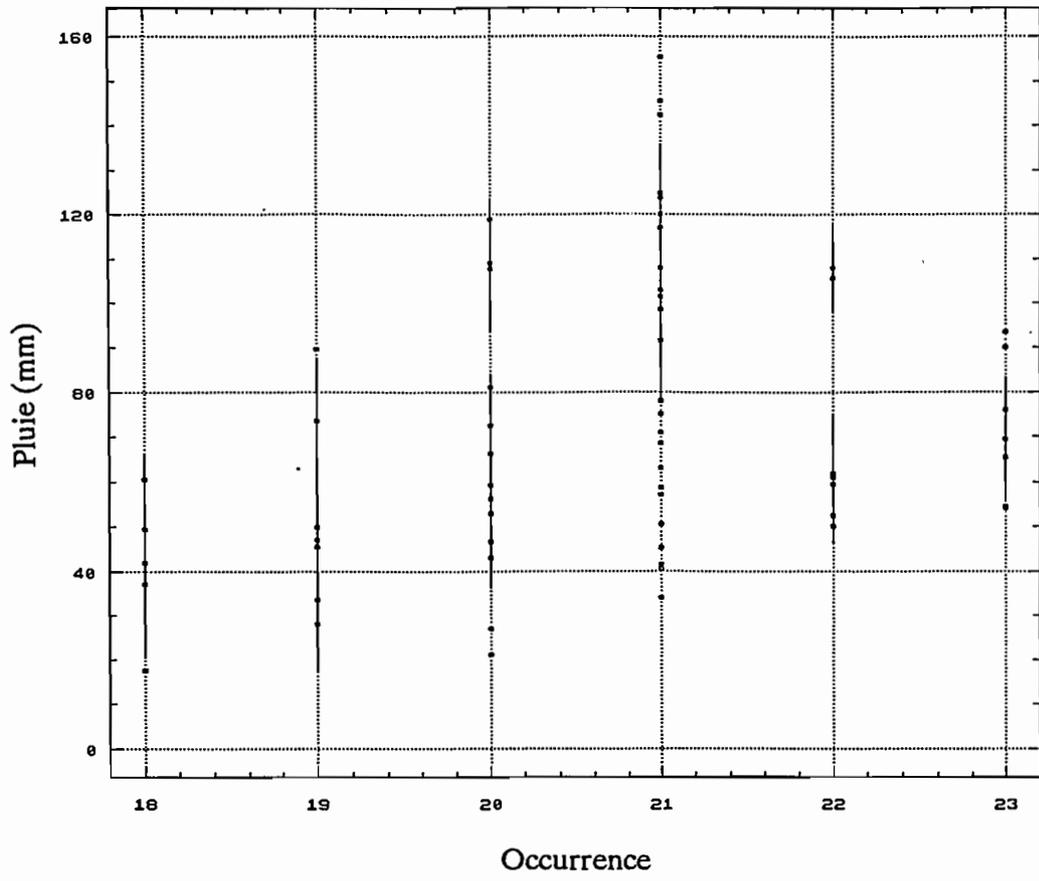
02 août 1989



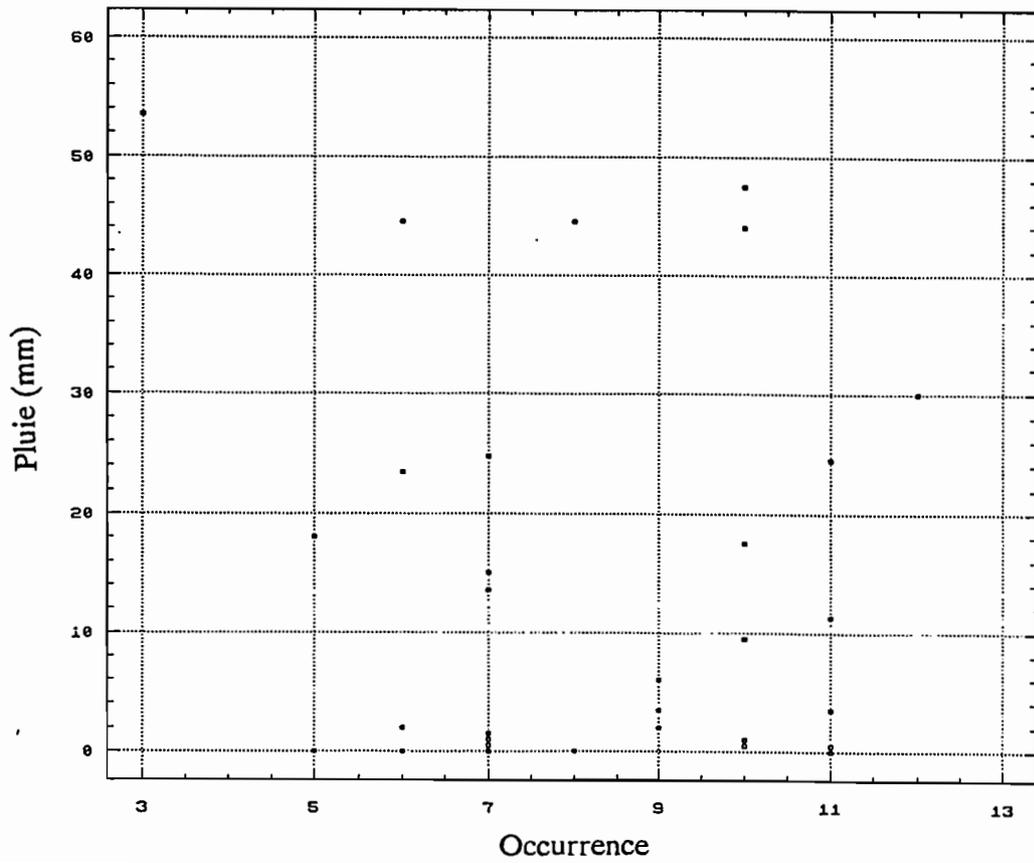
02 août 1989



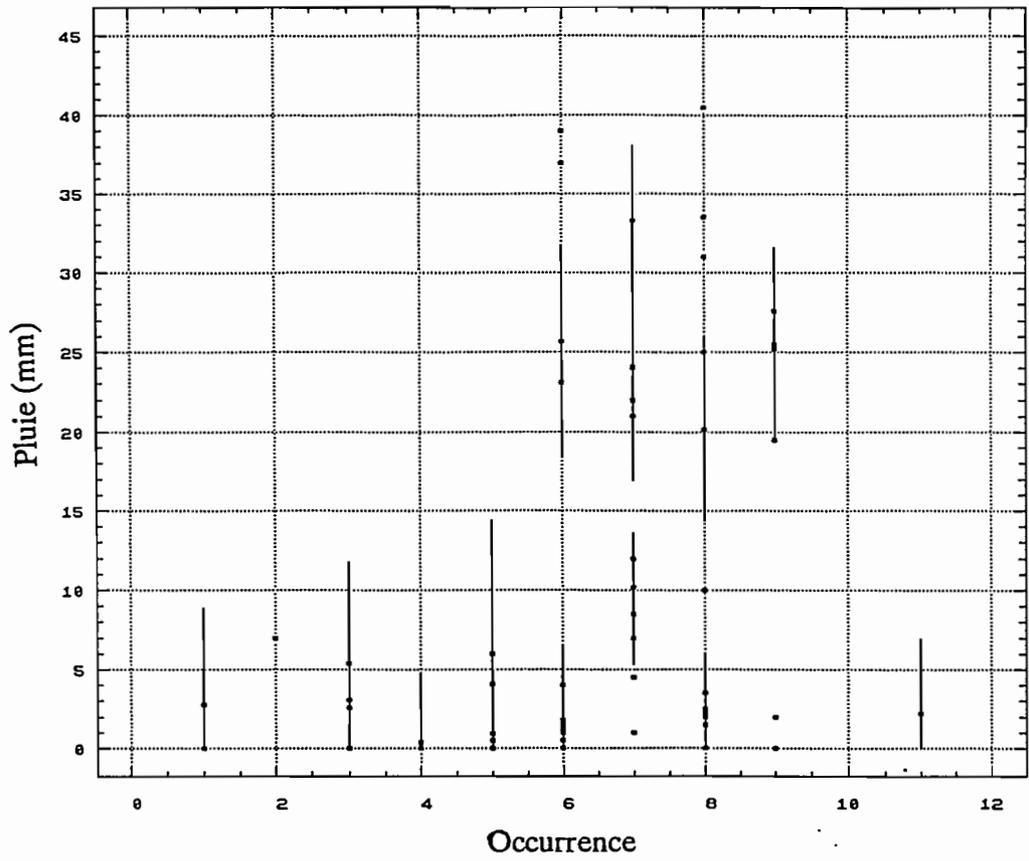
04 août 1989



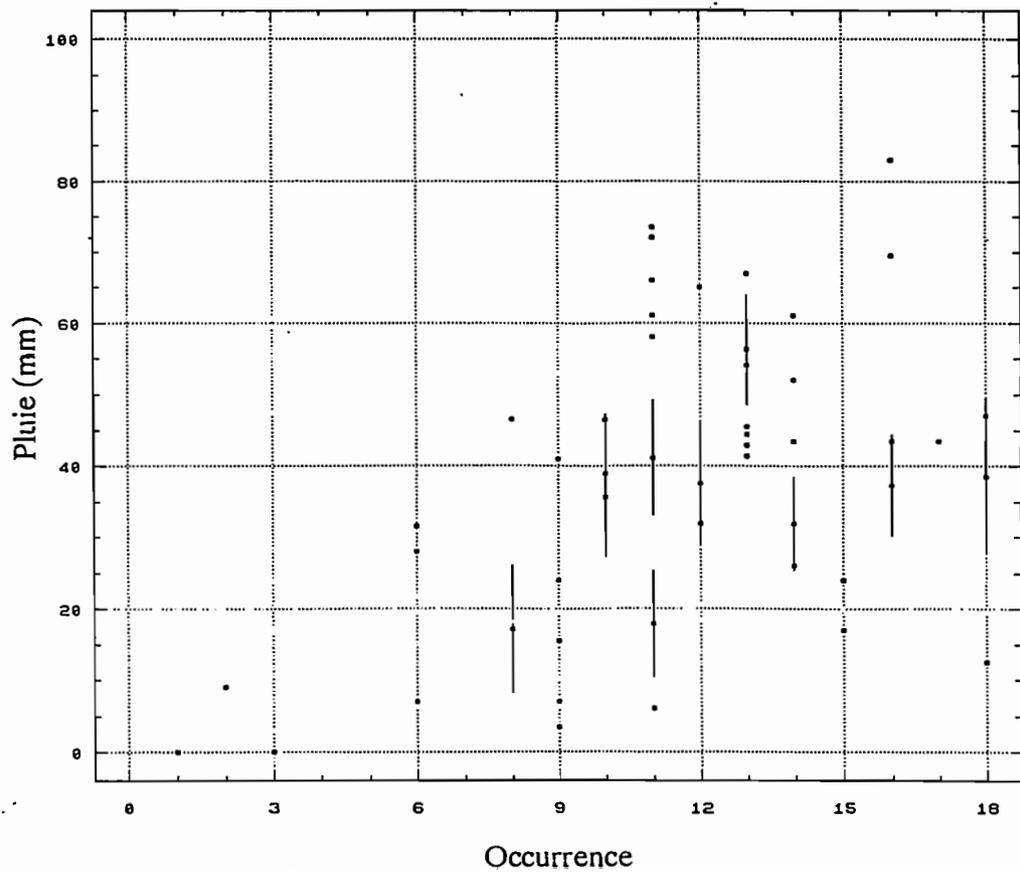
06 août 1989



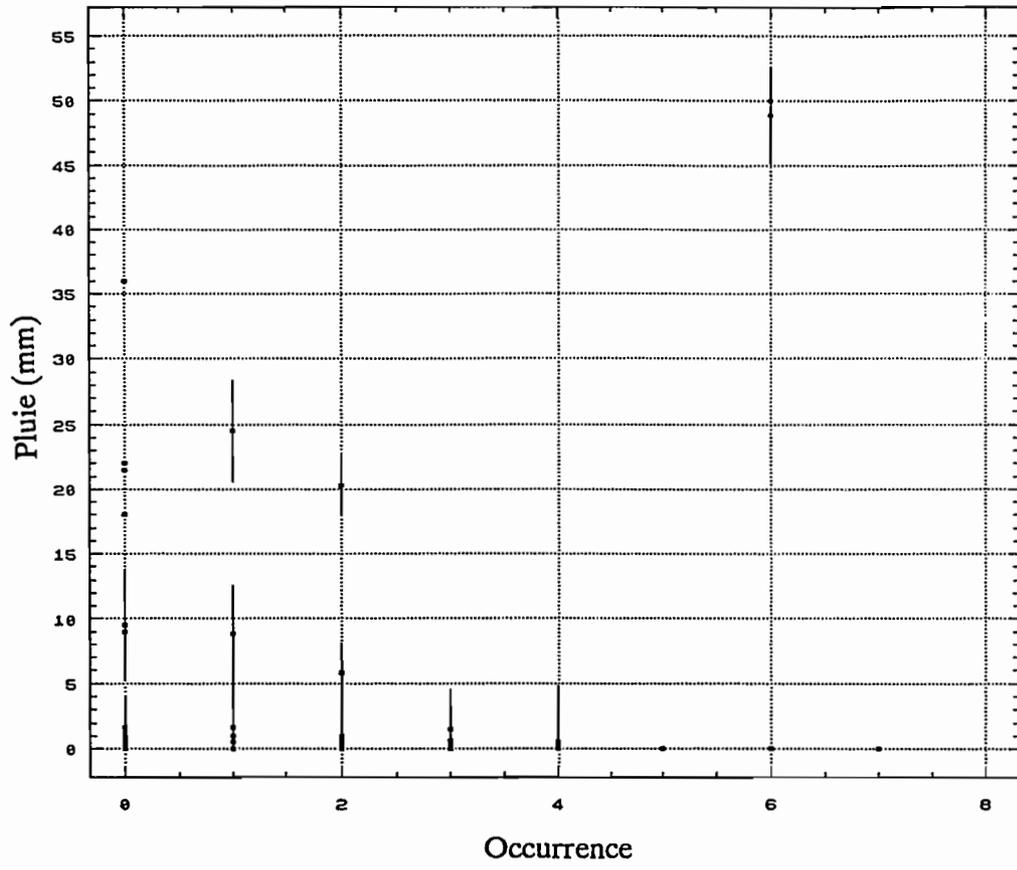
08 août 1989



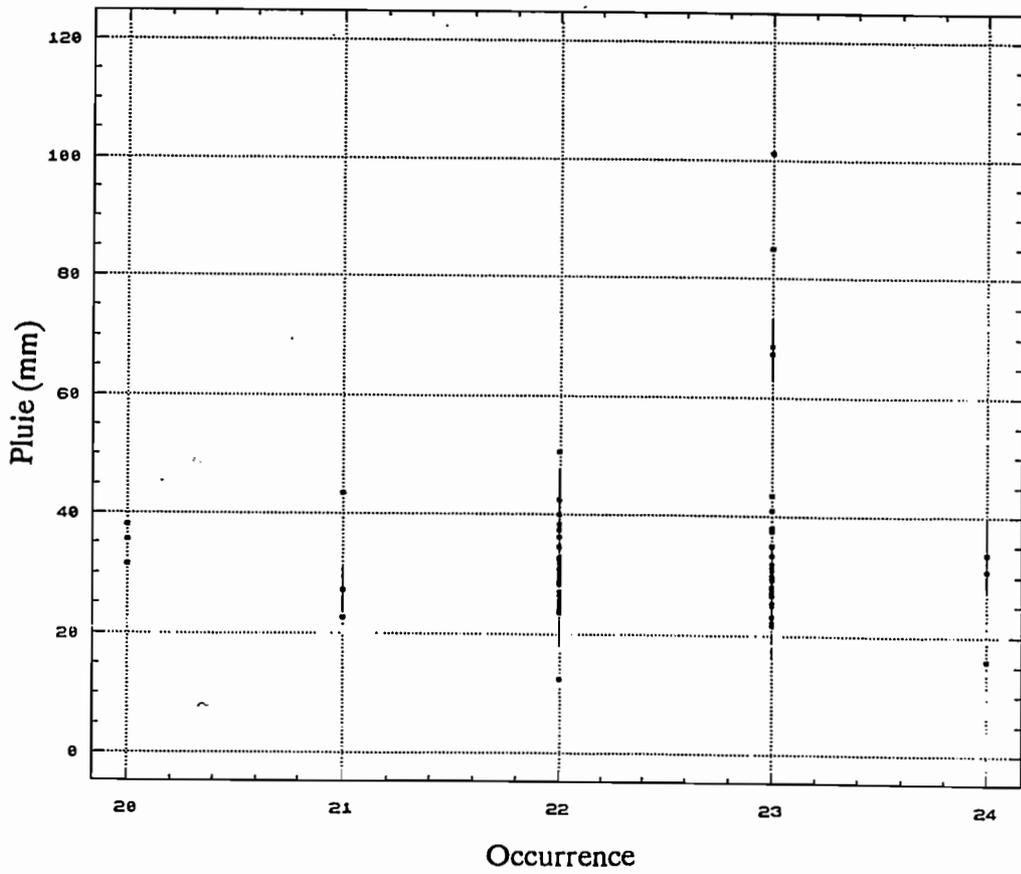
09 août 1989

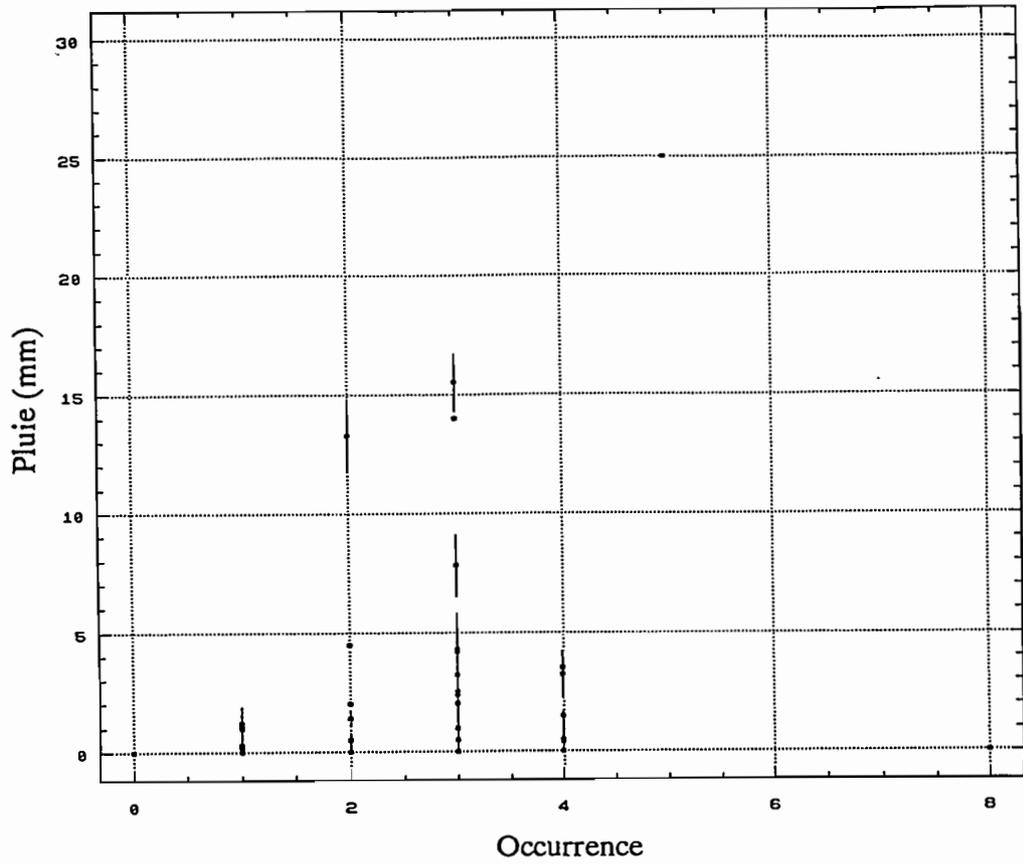


259
10 août 1989

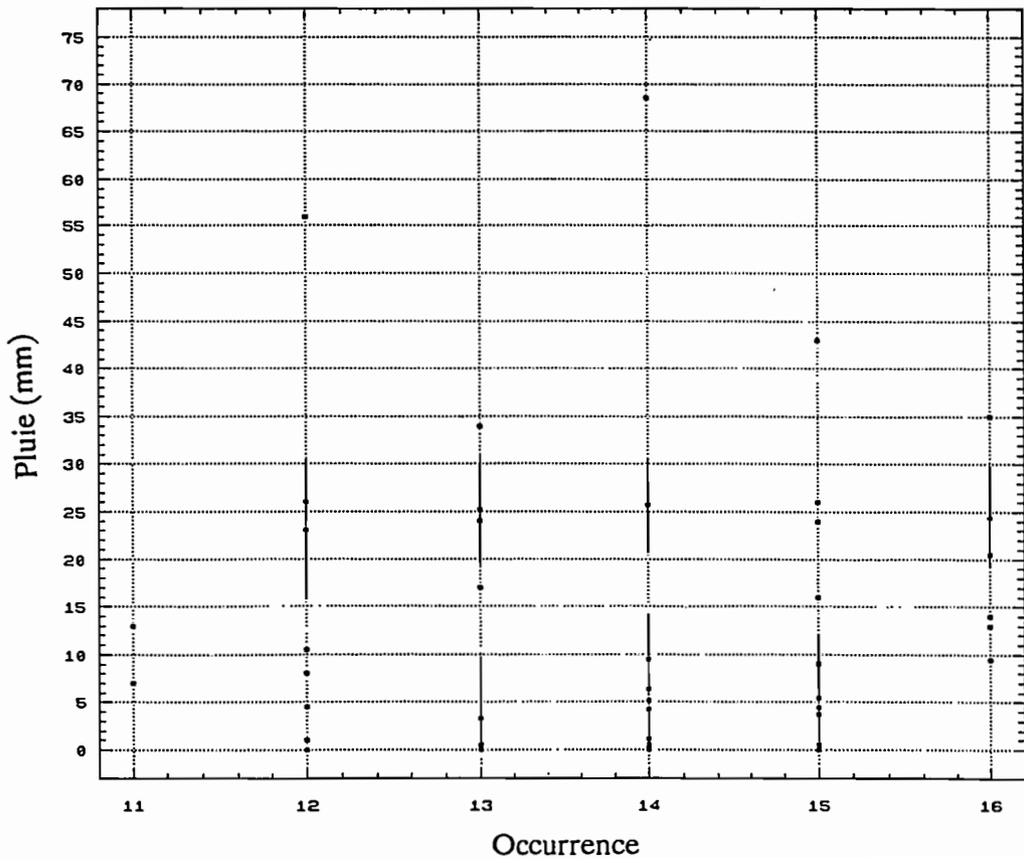


13 août 1989

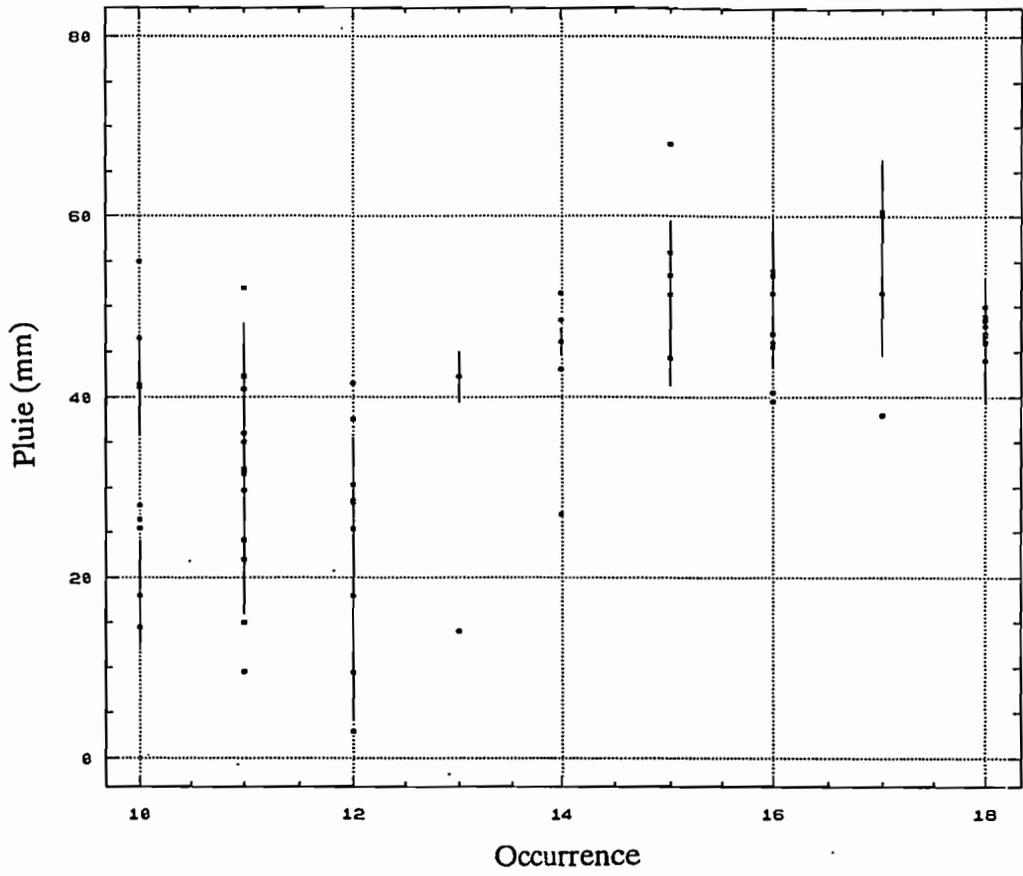




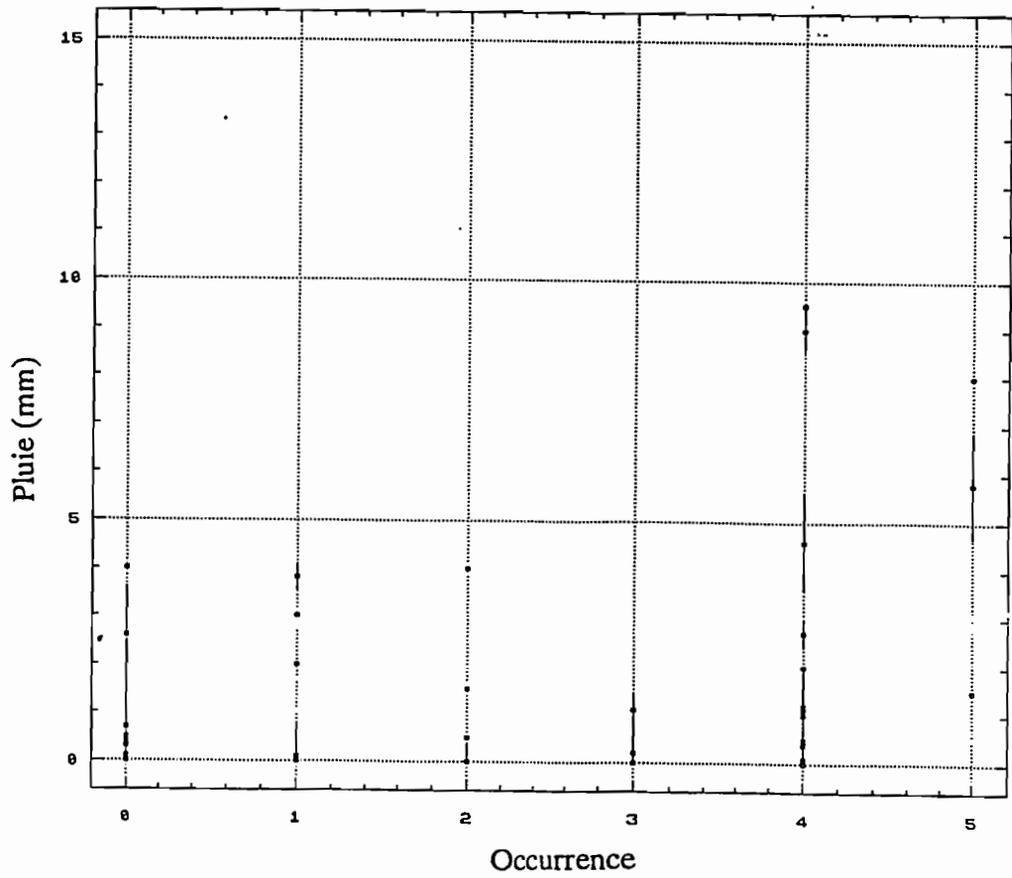
18 août 1989



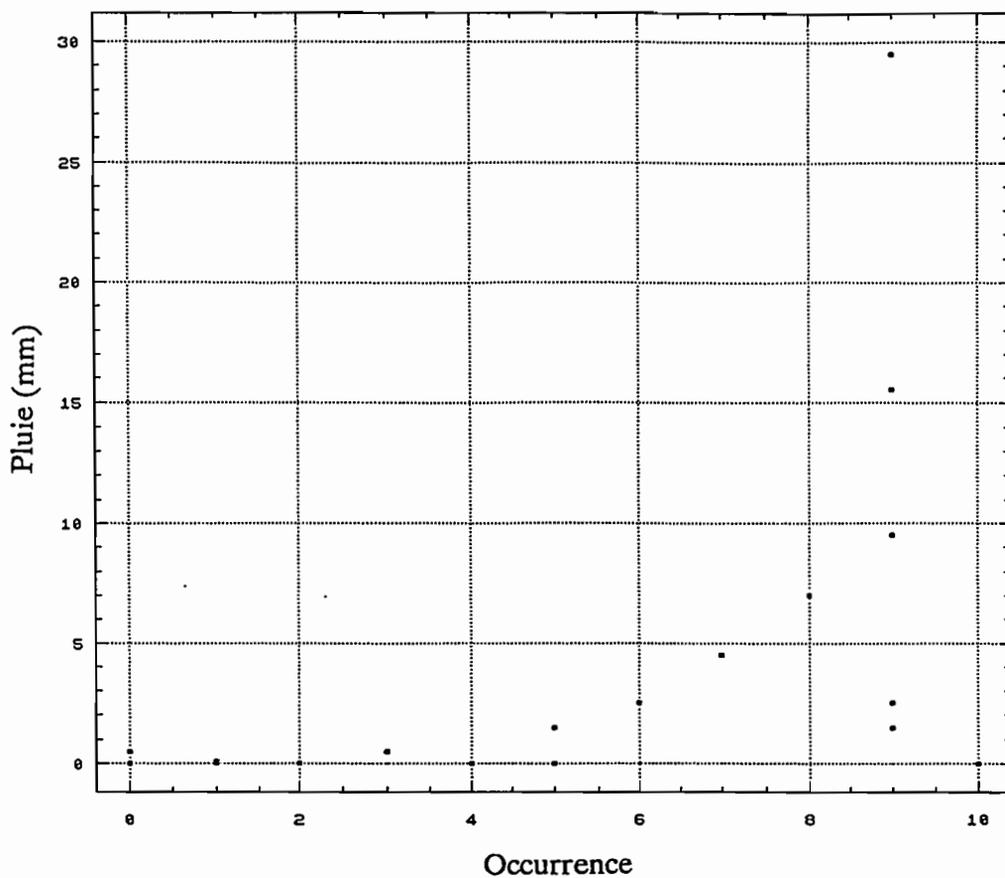
20 août 1989



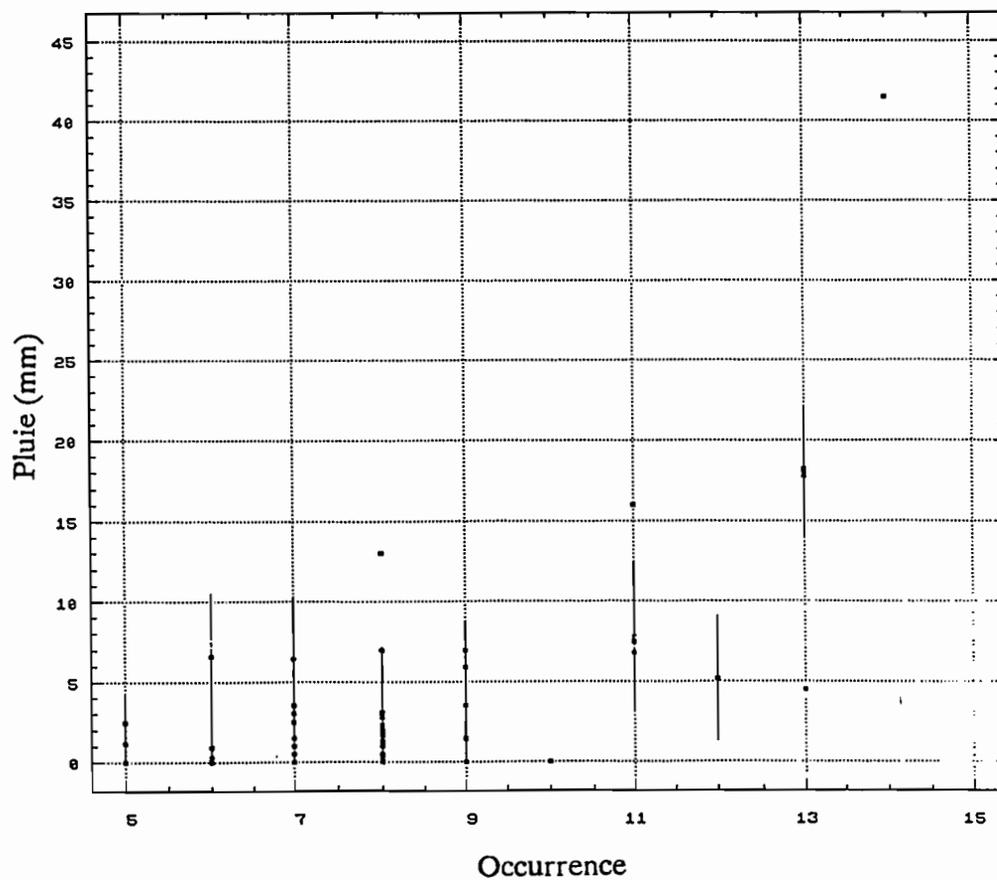
21 août 1989



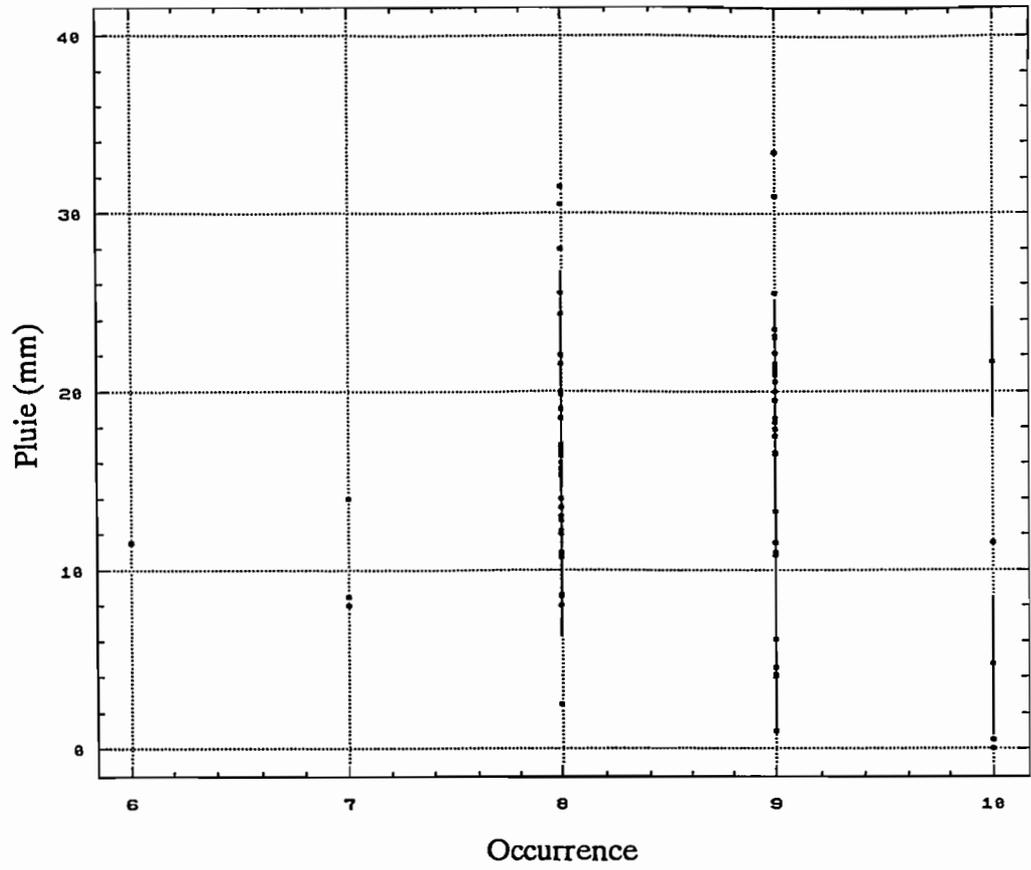
262
23 août 1989



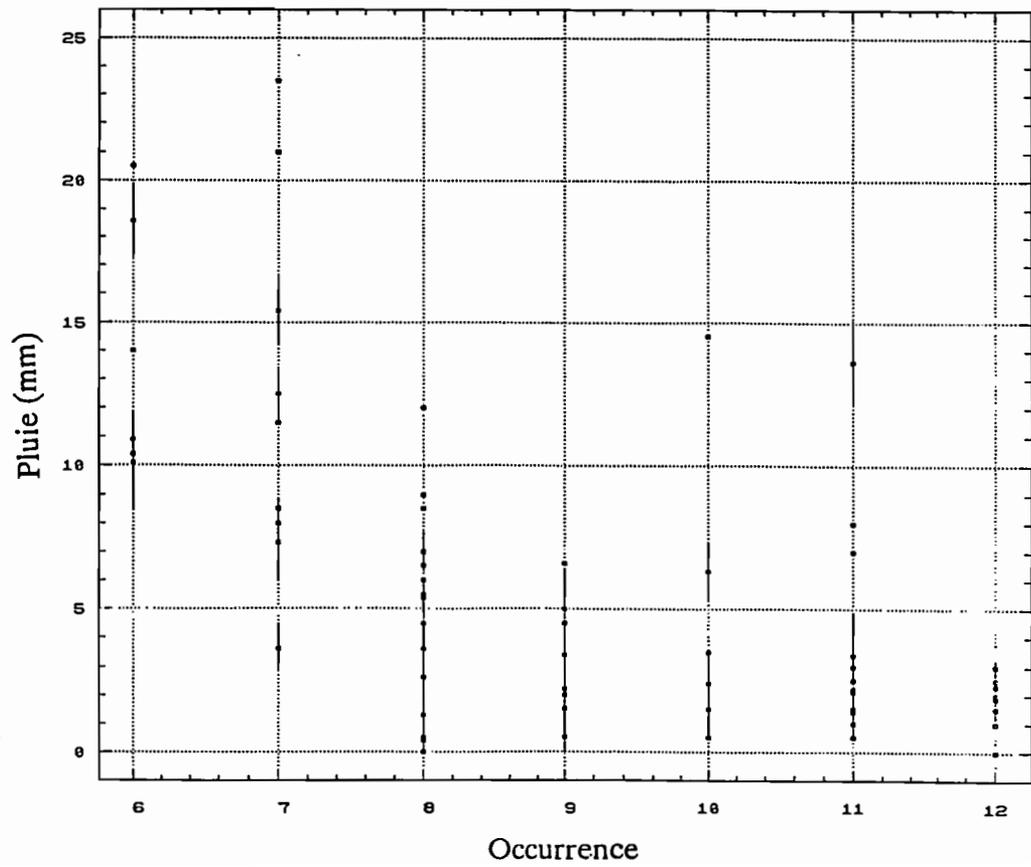
26 août 1989



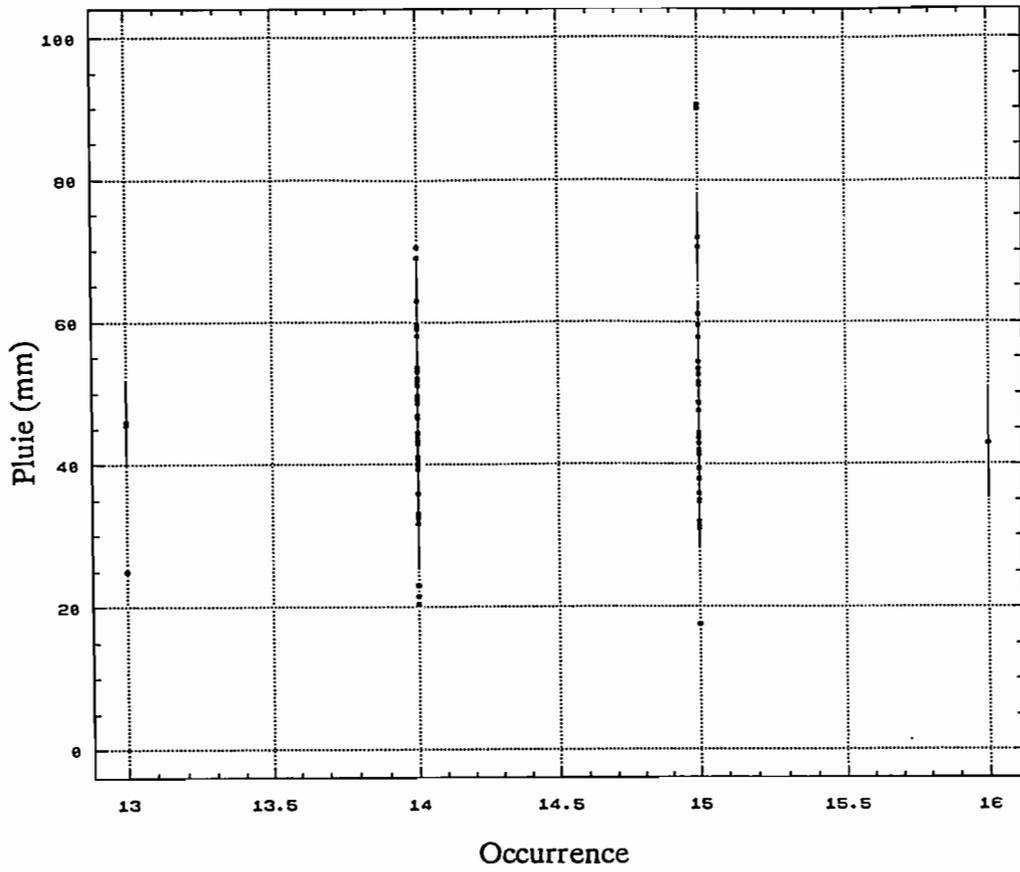
01 septembre 1989



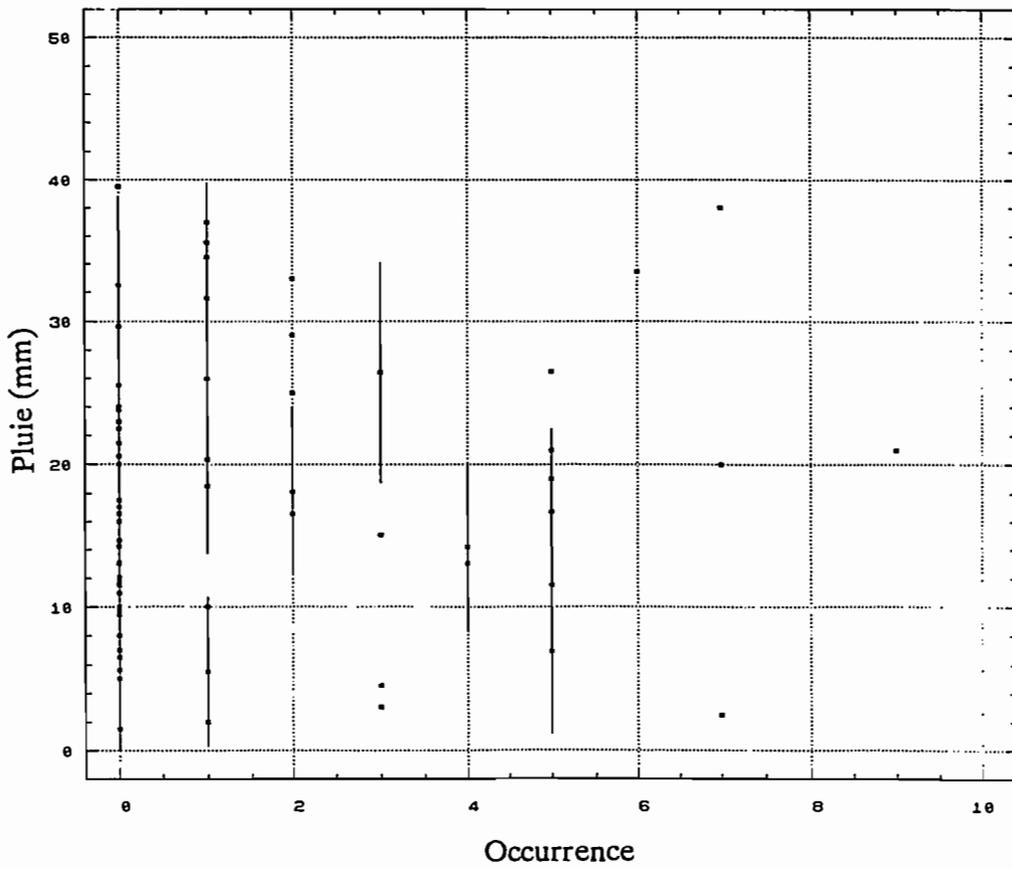
03 septembre 1989



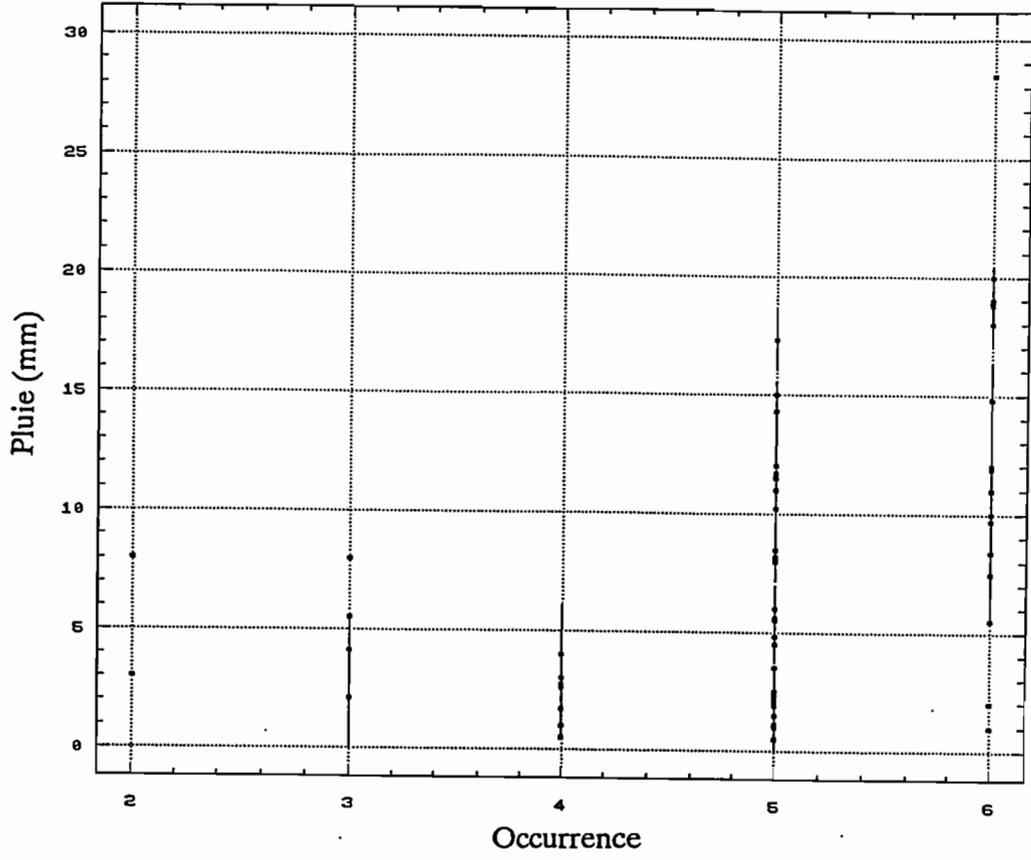
06 septembre 1989



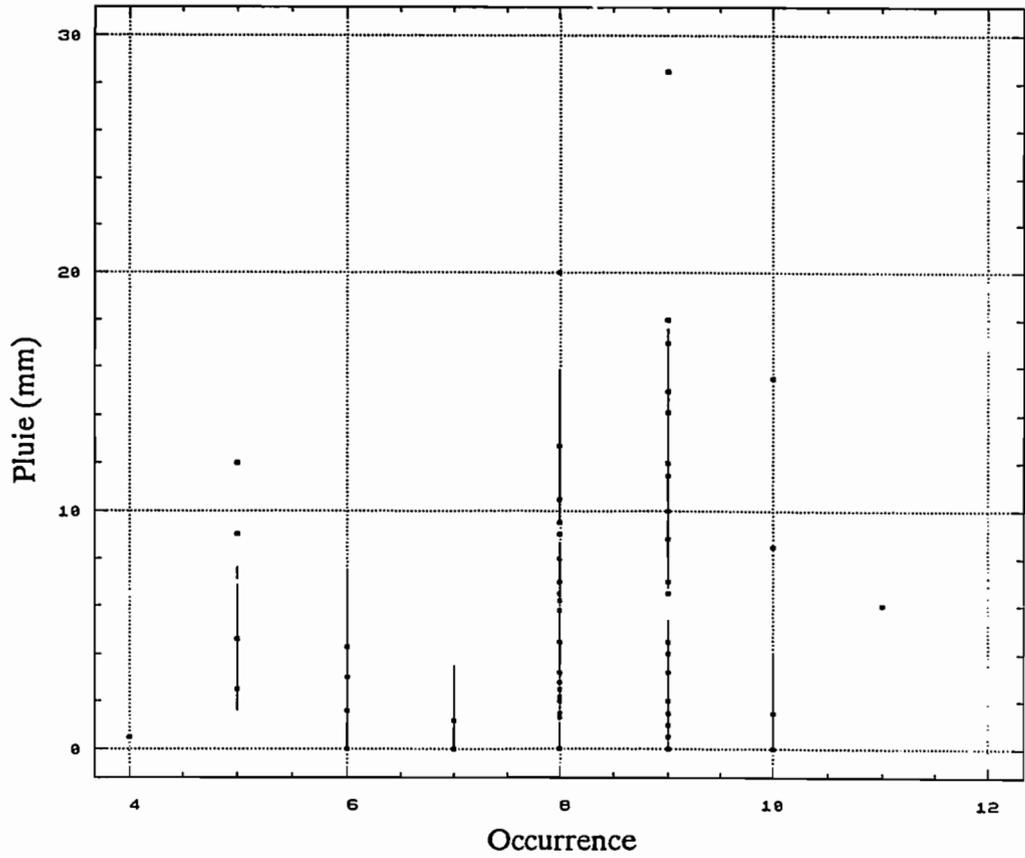
08 septembre 1989



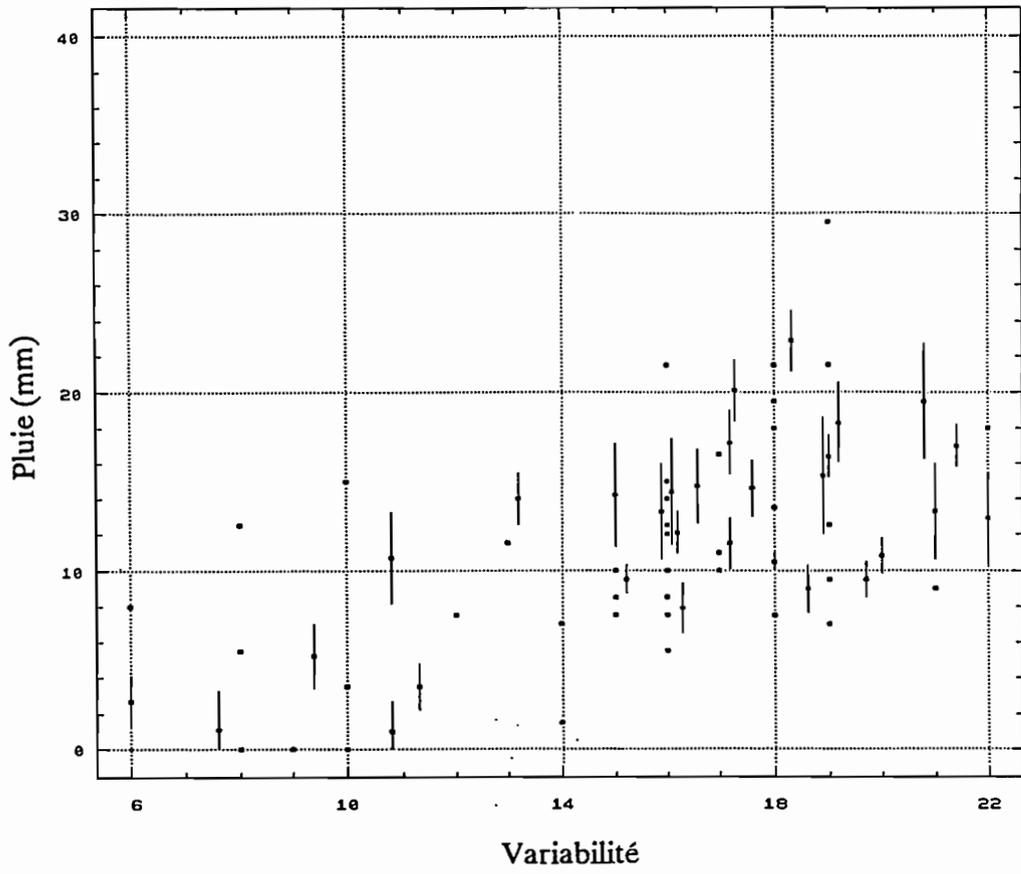
10 septembre 1989



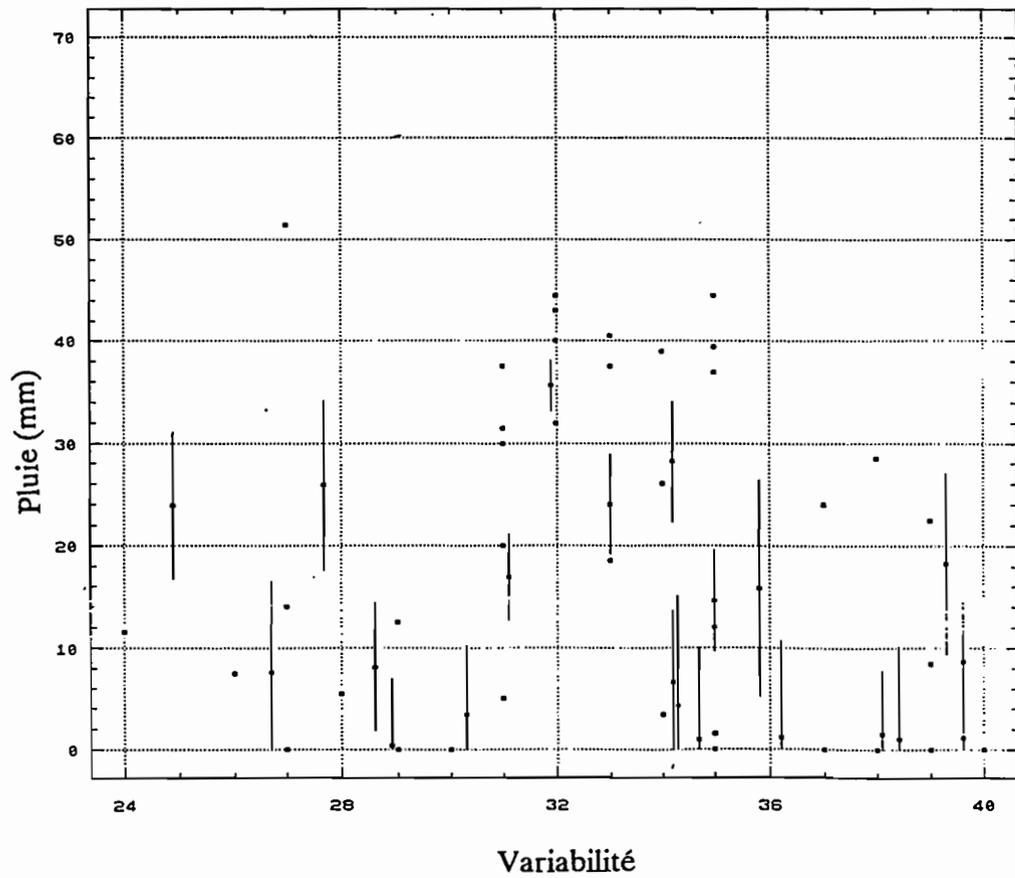
13 septembre 1989



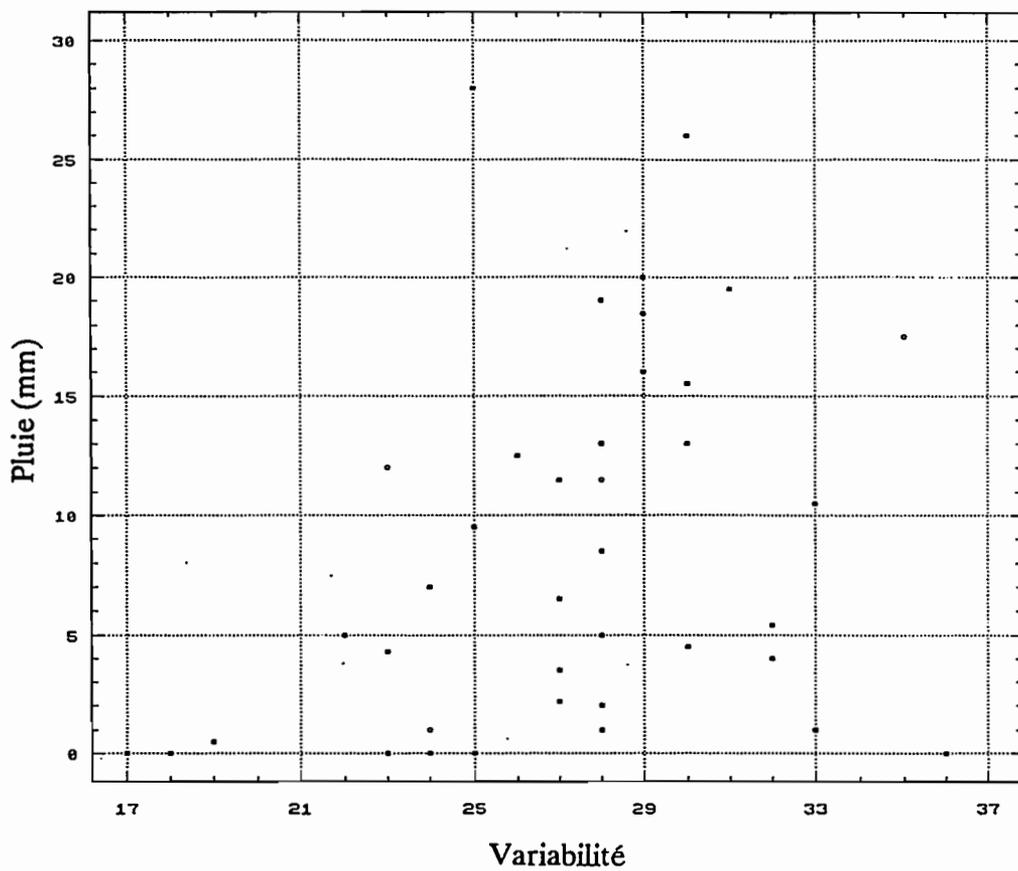
29 juin 1989



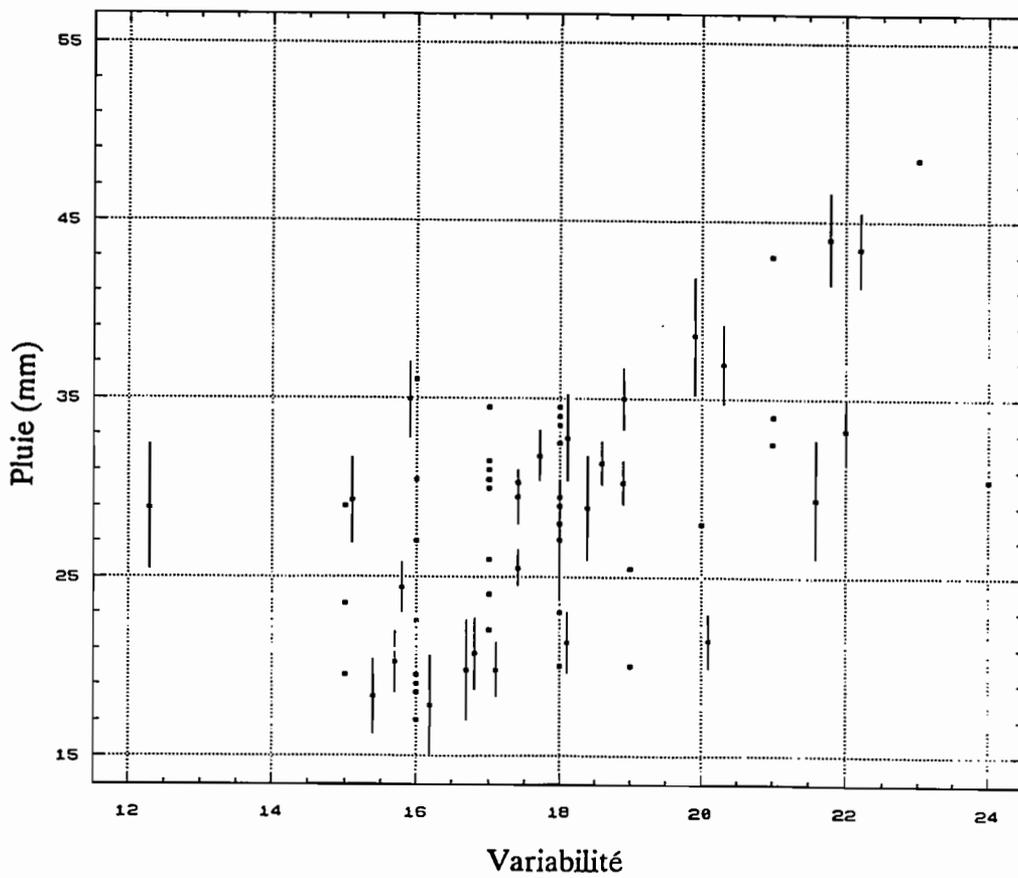
08 juillet 1989



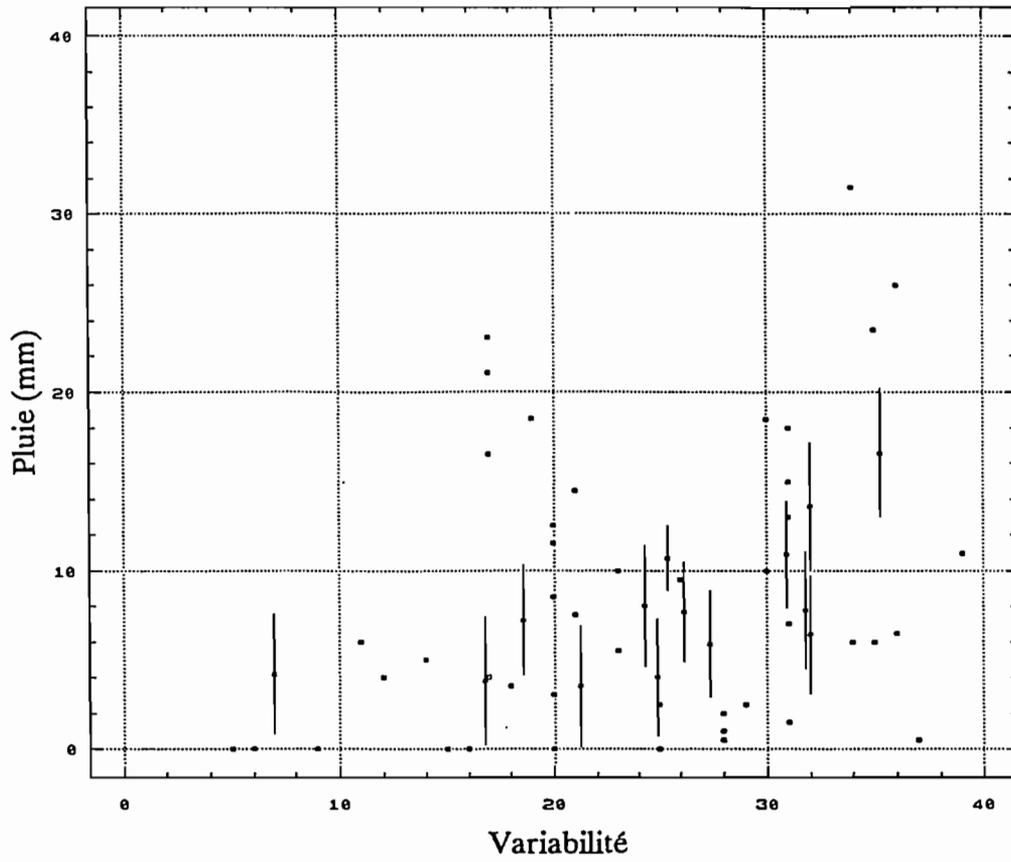
10 juillet 1989



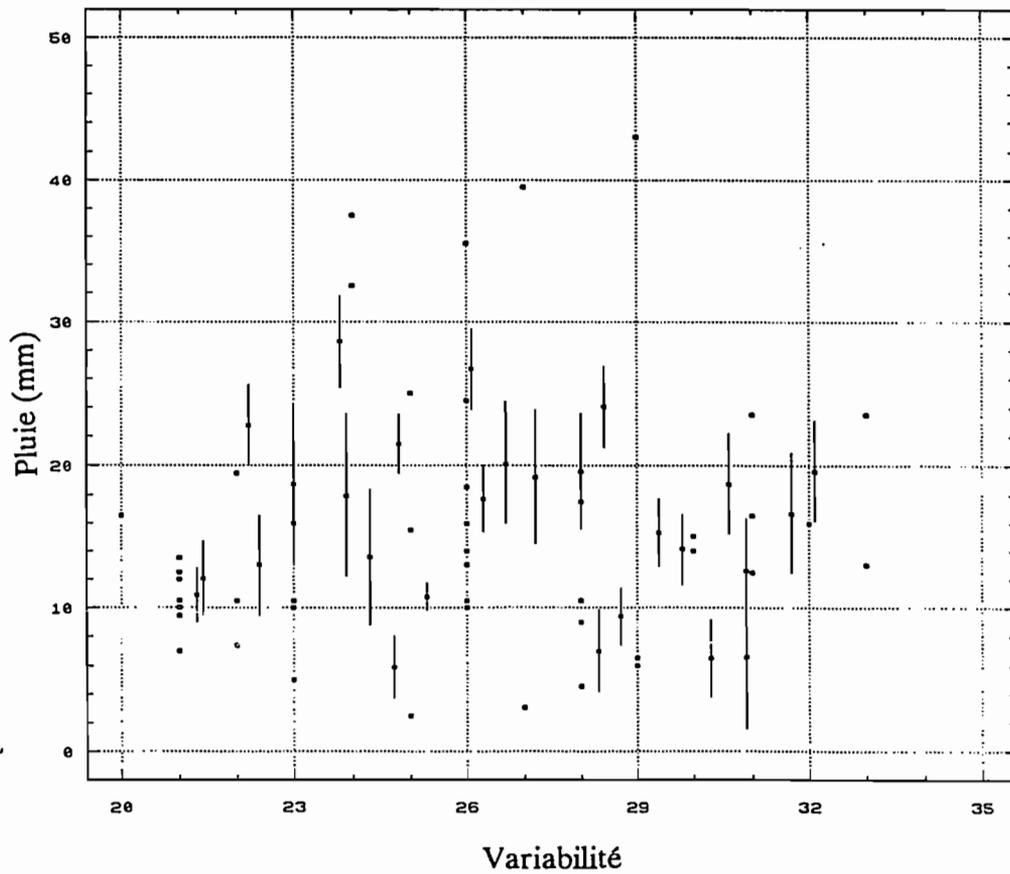
11 juillet 1989



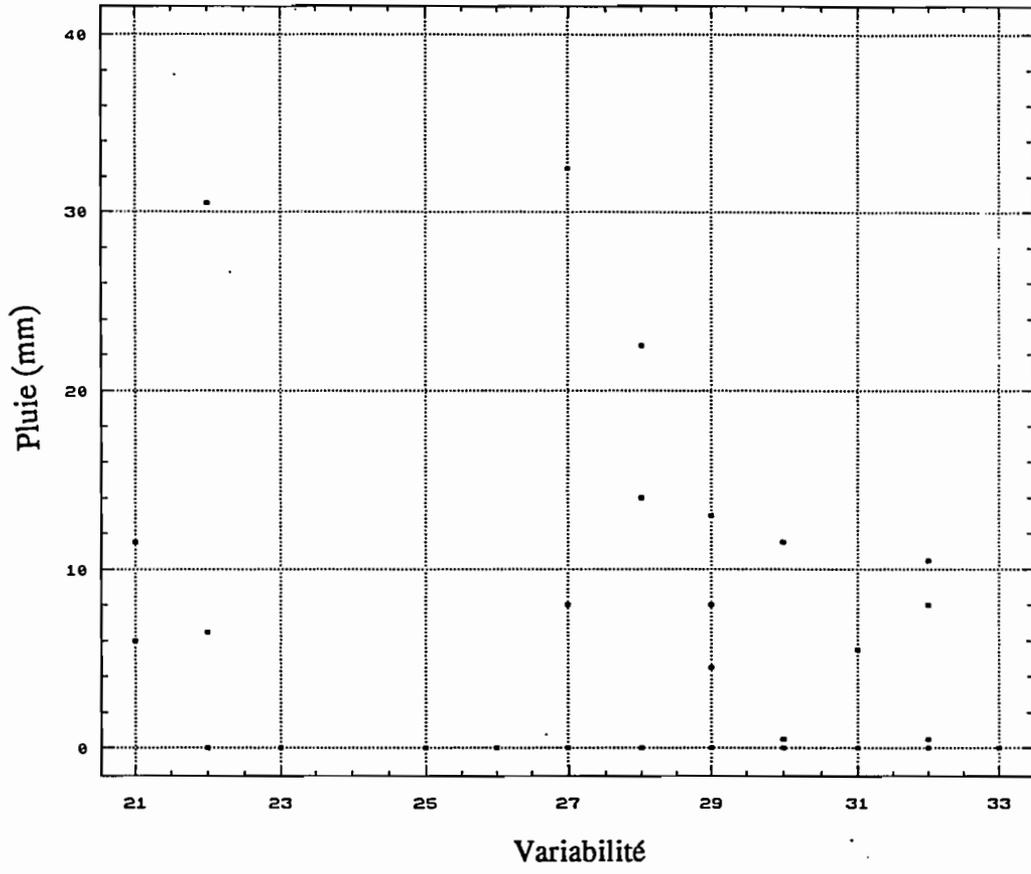
30 juillet 1989



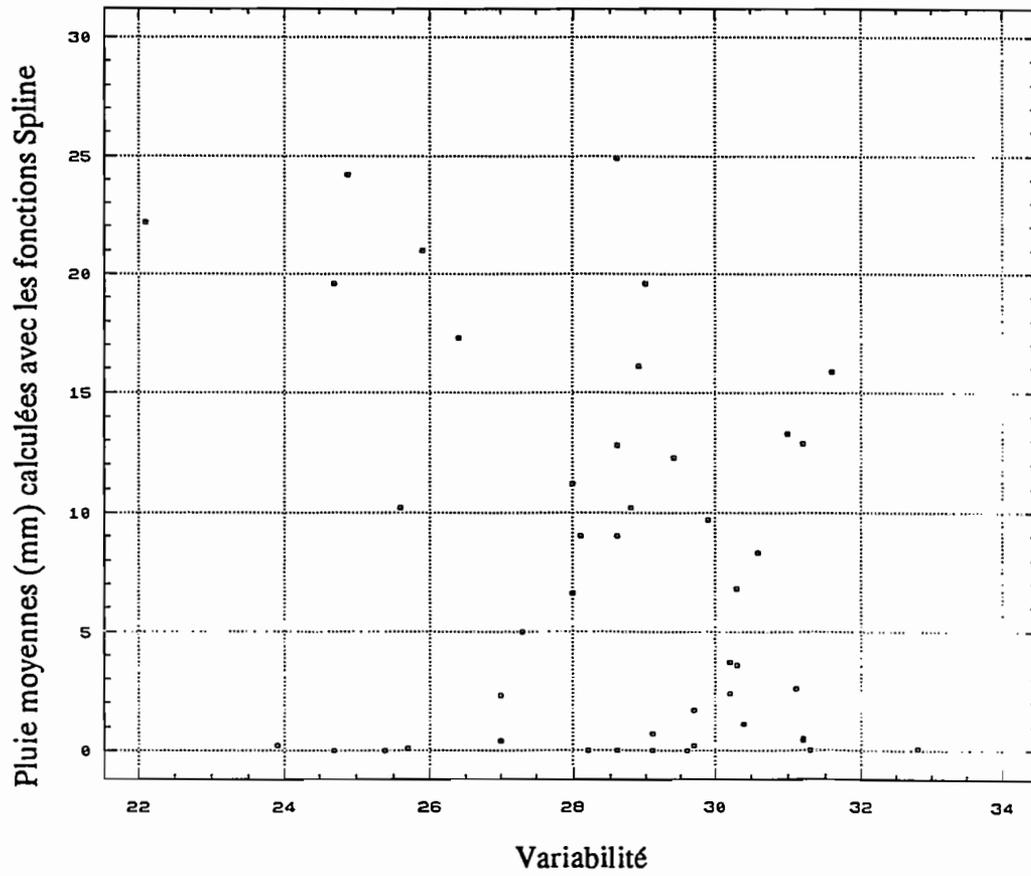
31 juillet 1989



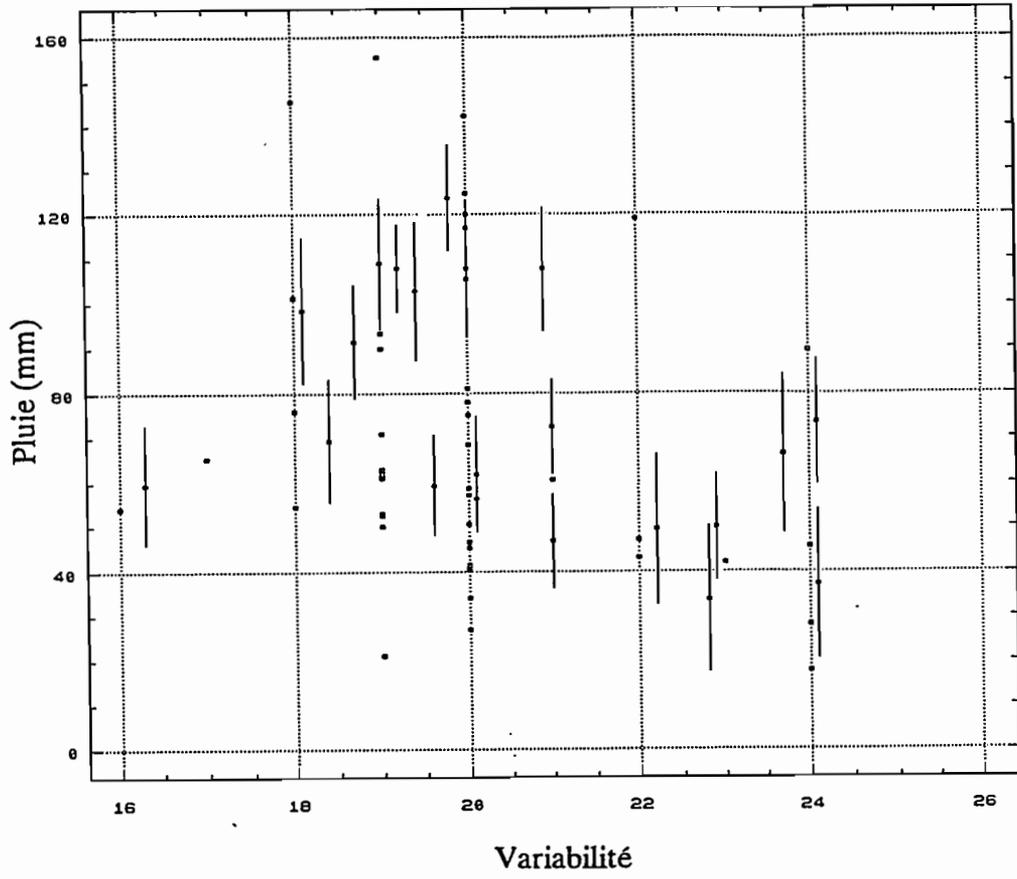
02 août 1989



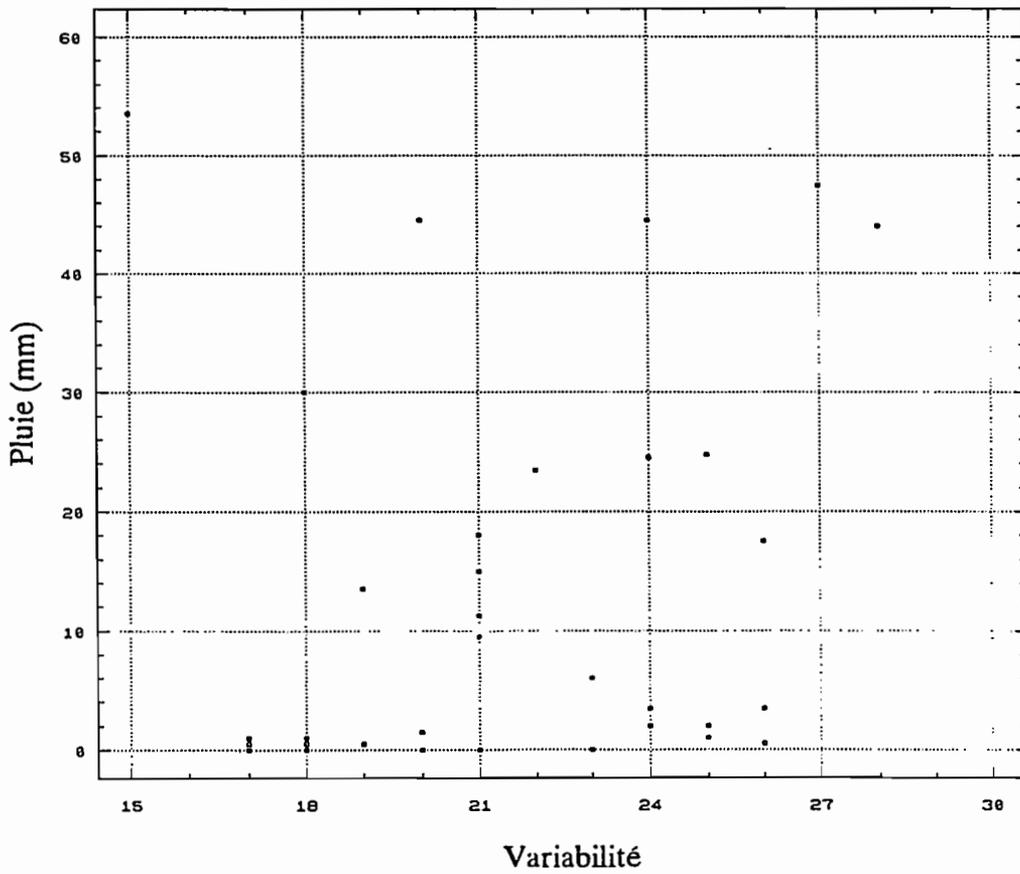
02 août 1989



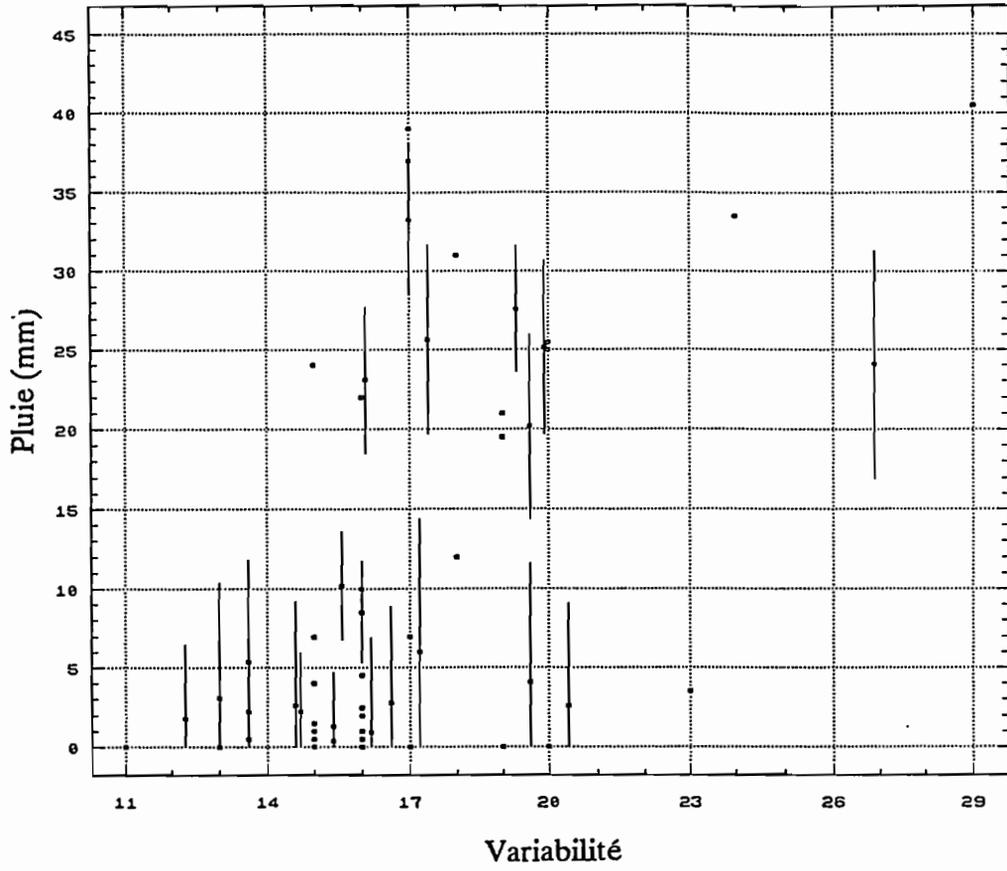
04 août 1989



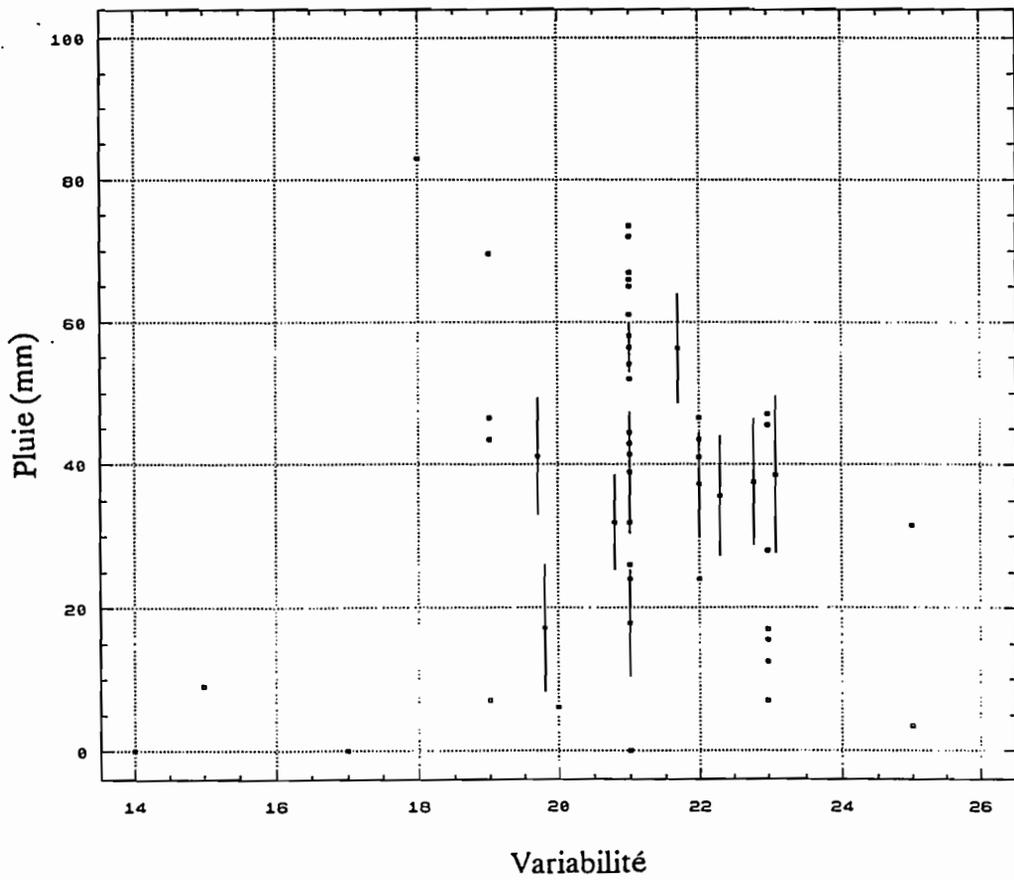
06 août 1989



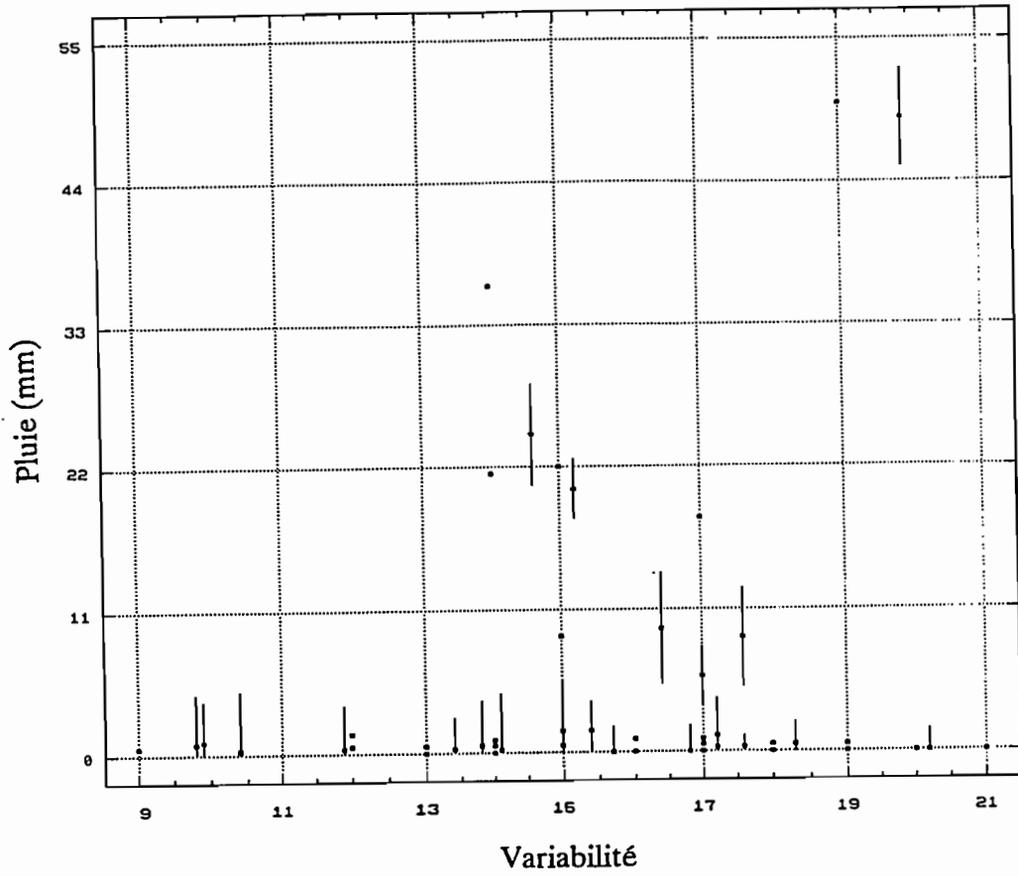
271
08 août 1989



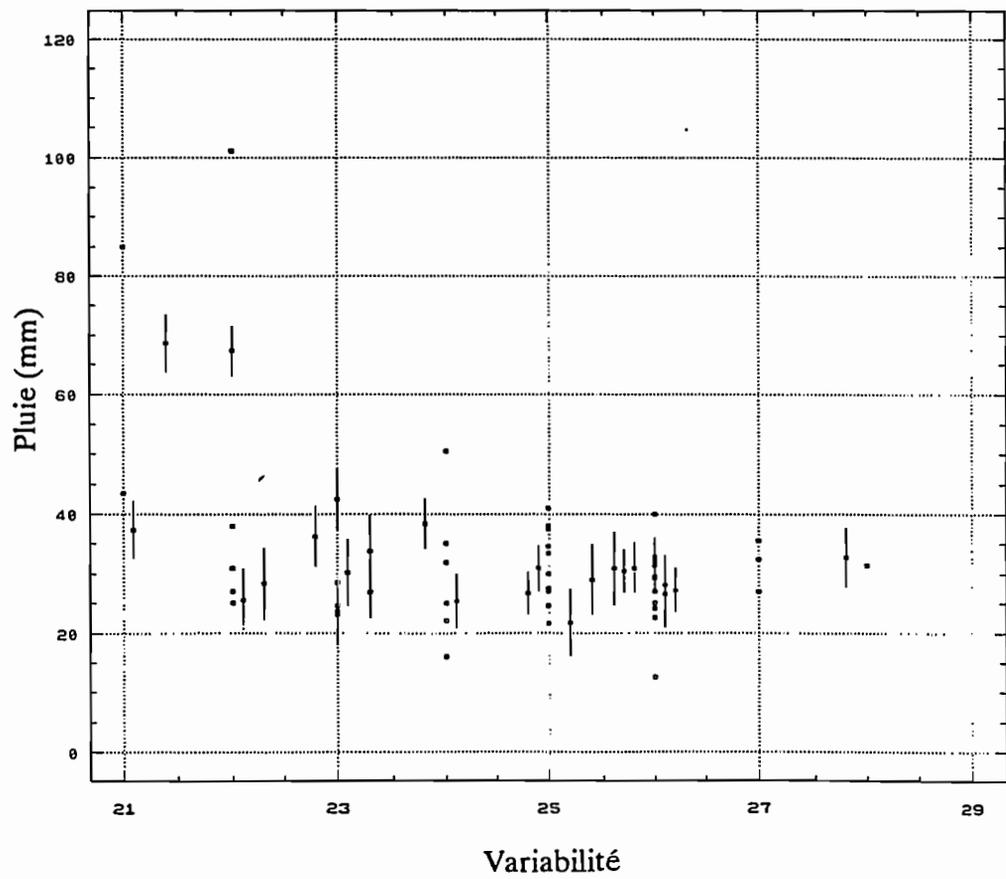
09 août 1989



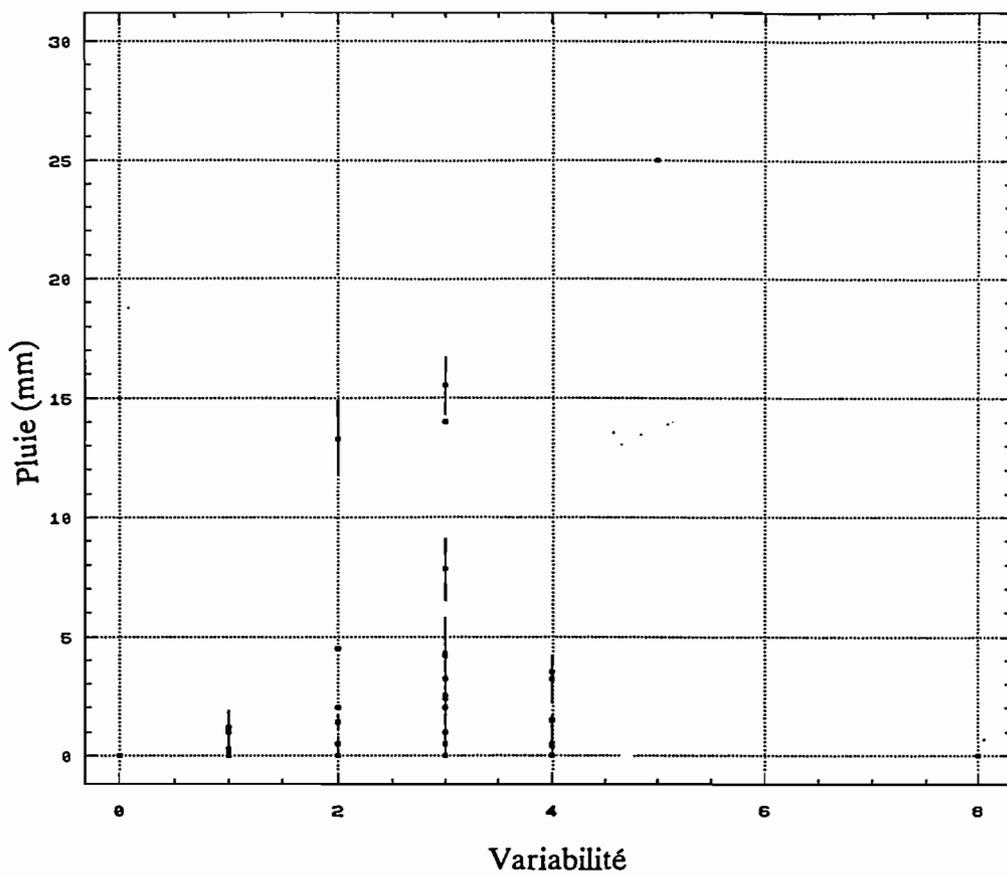
10 août 1989



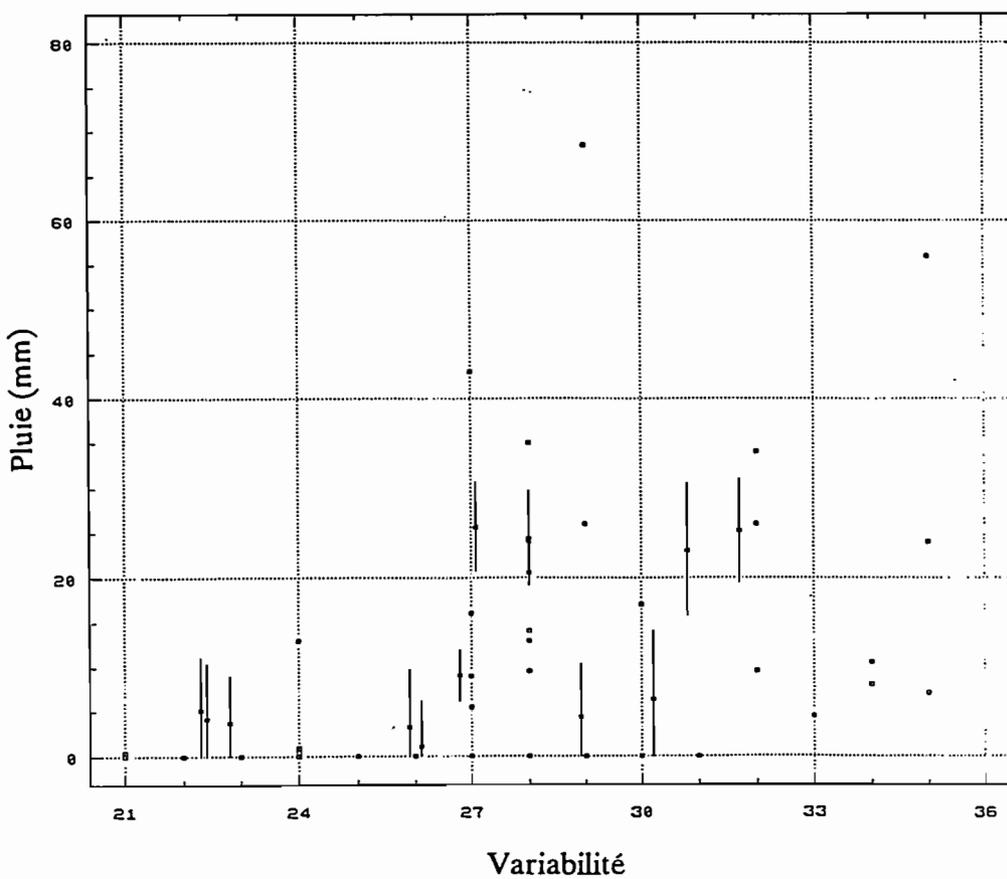
13 août 1989



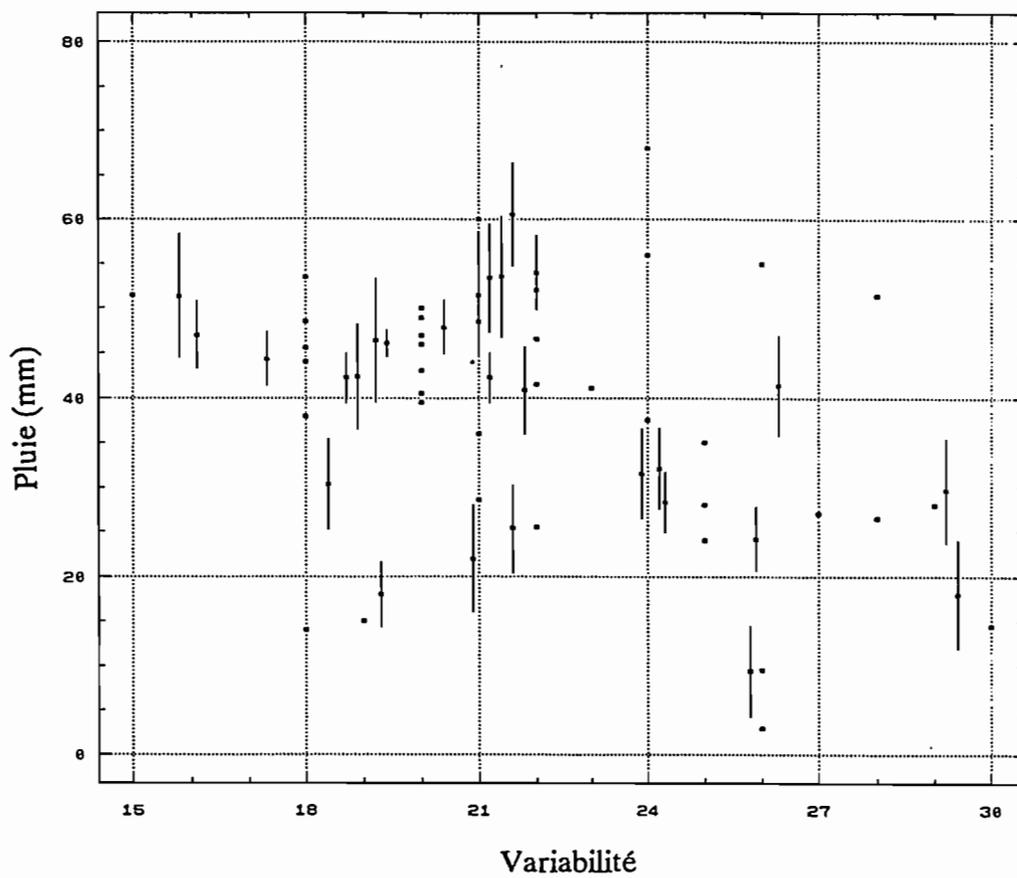
16 août 1989



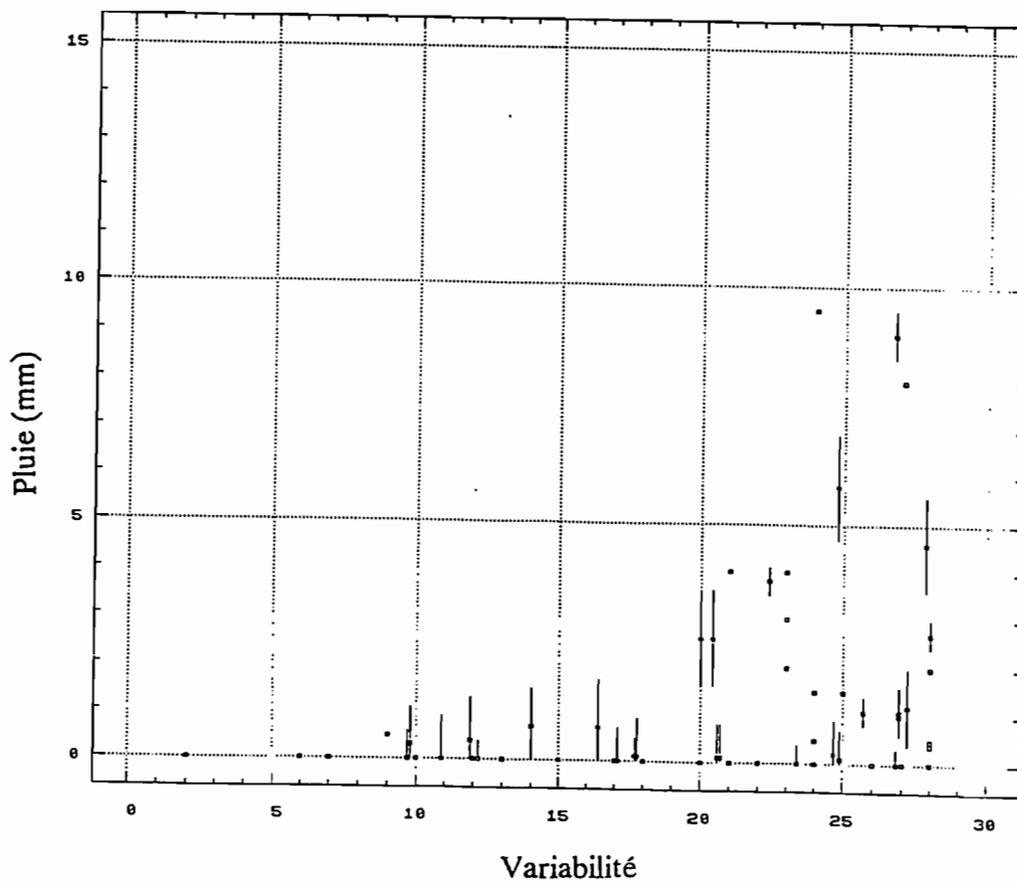
18 août 1989



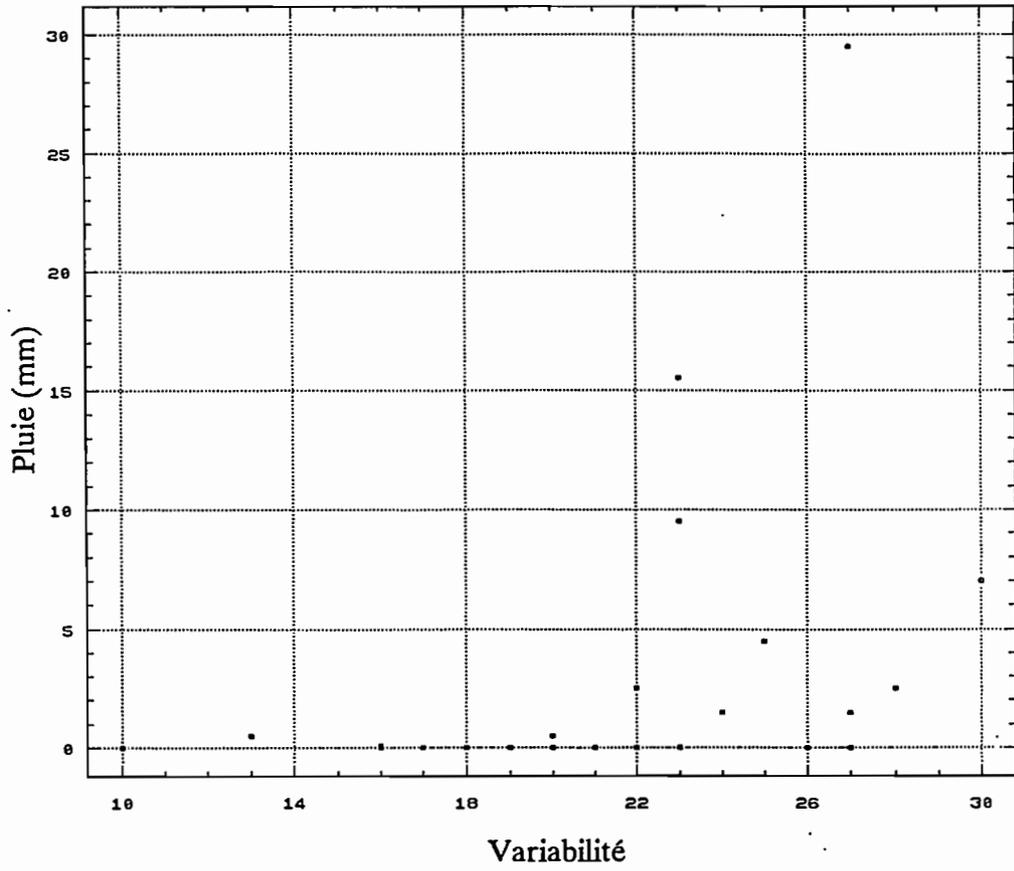
20 août 1989



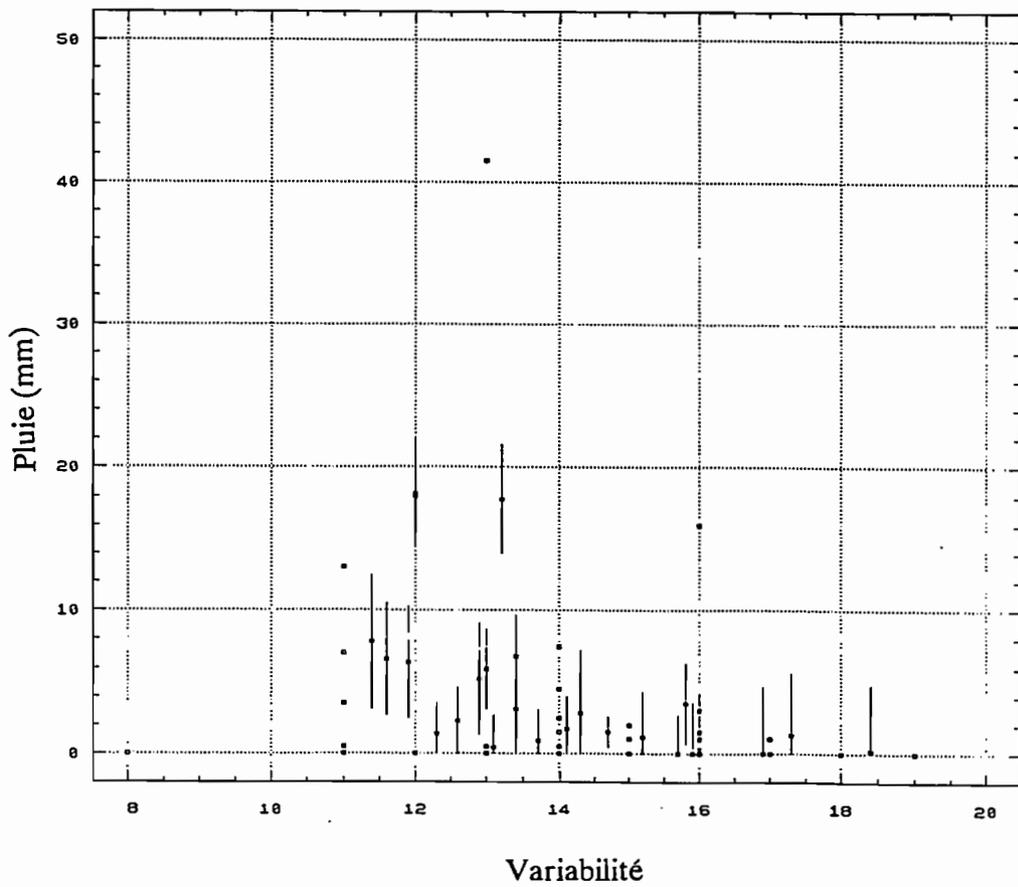
21 août 1989



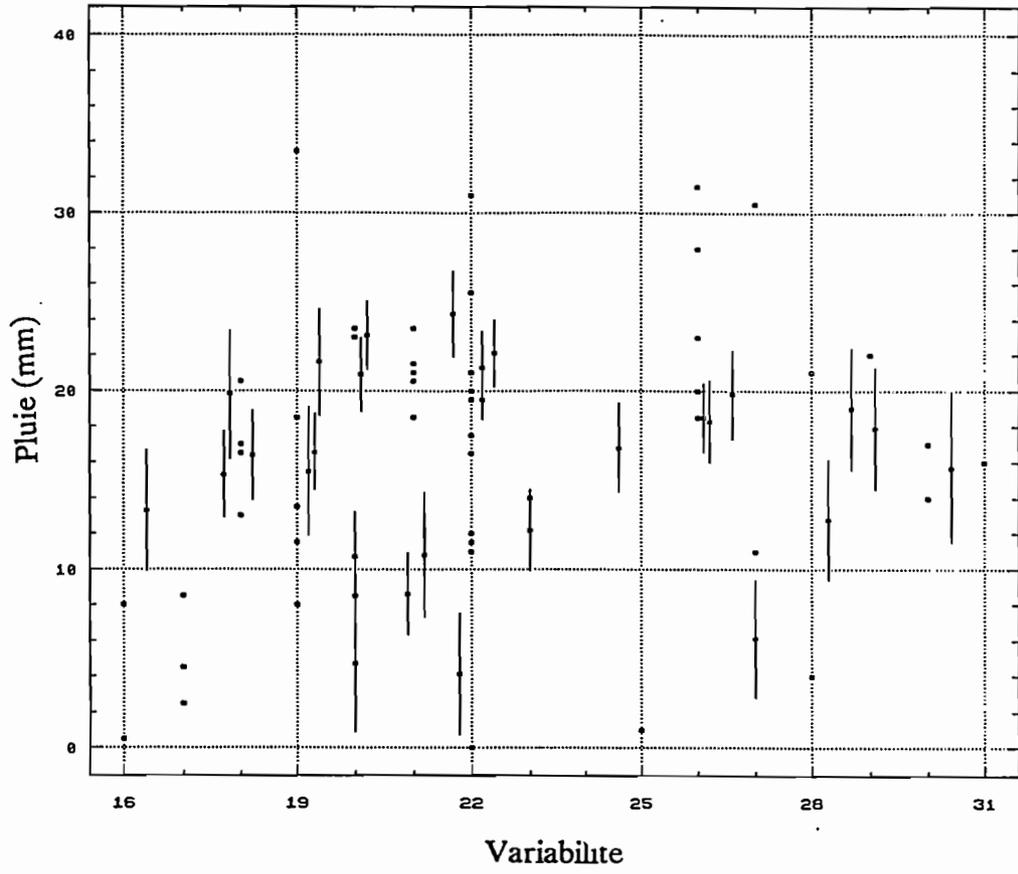
23 août 1989



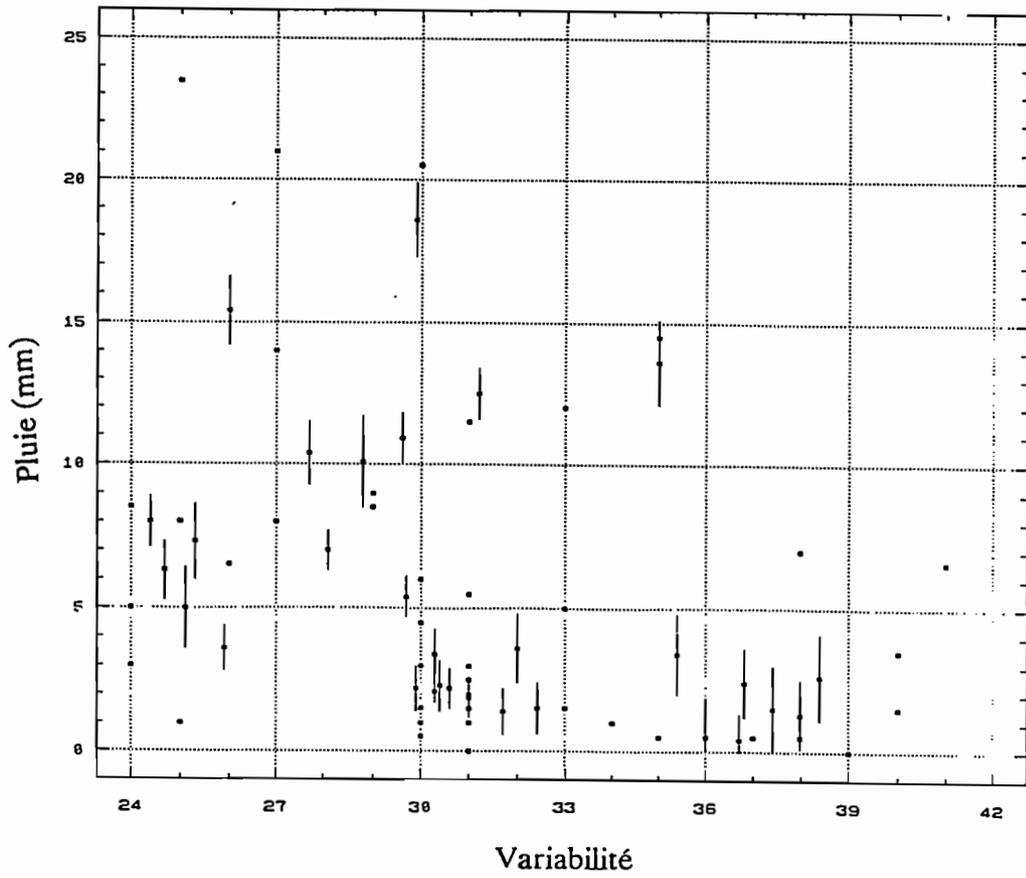
26 août 1989



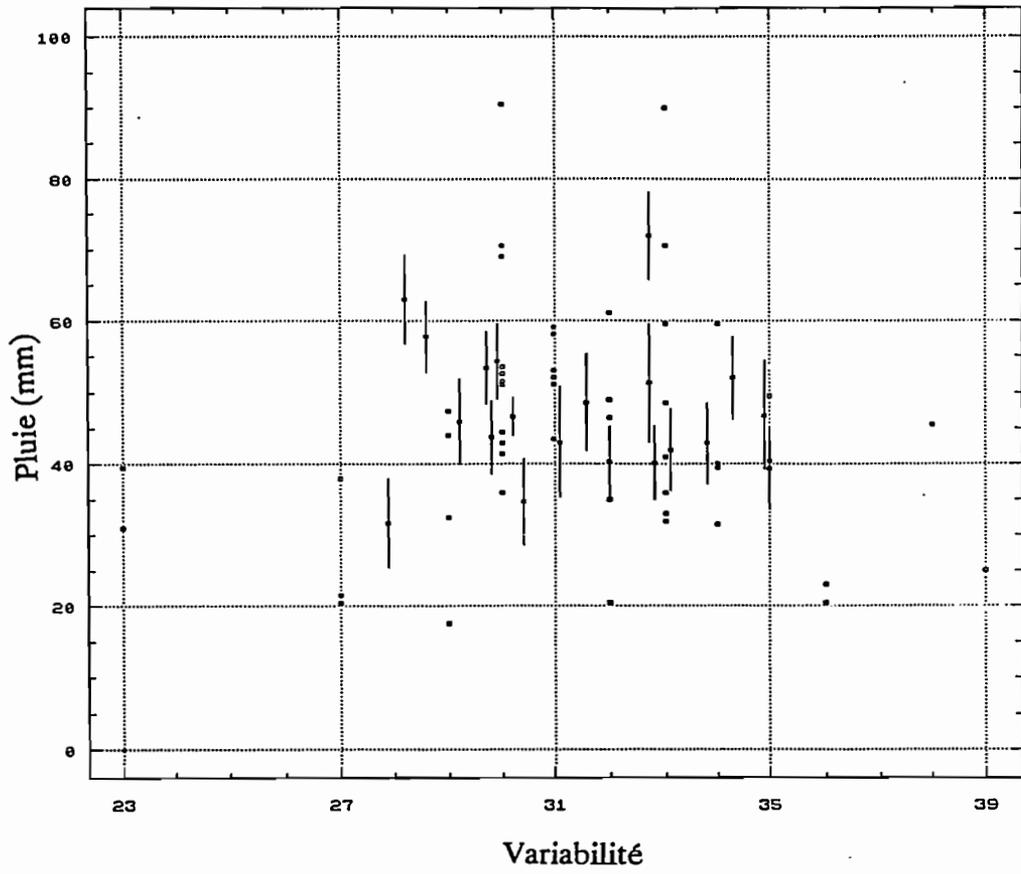
01 septembre 1989



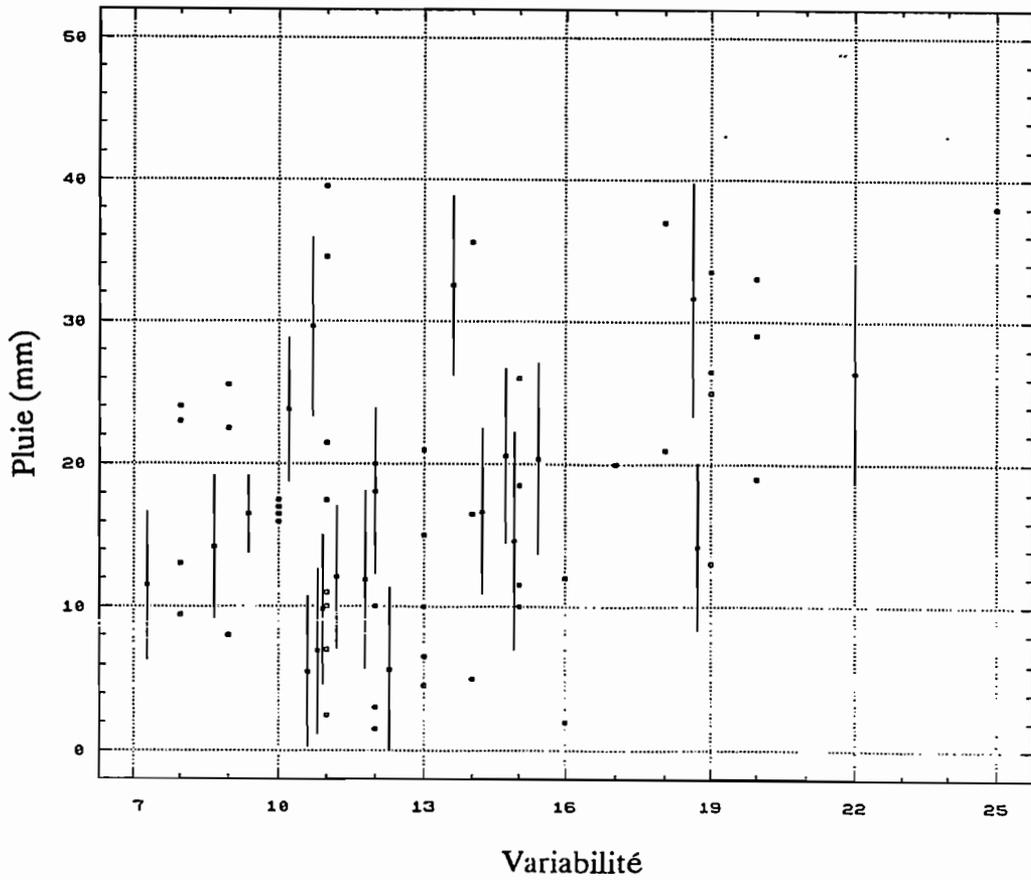
03 septembre 1989



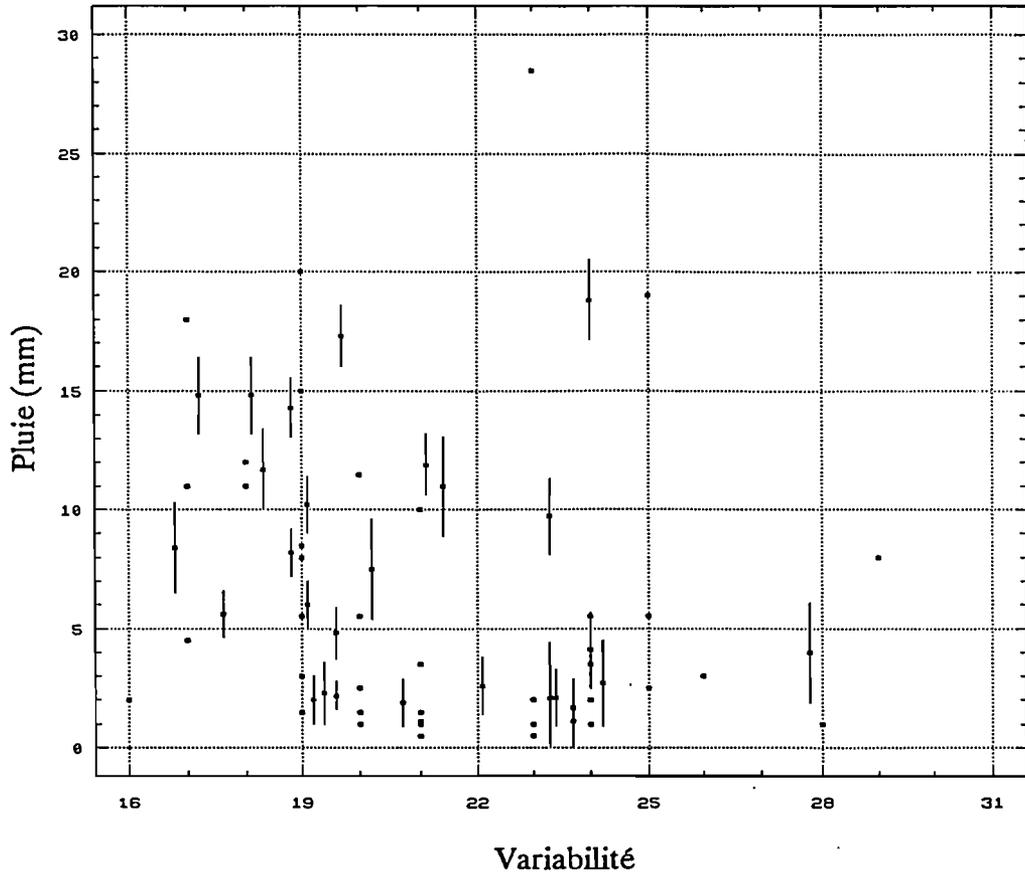
06 septembre 1989



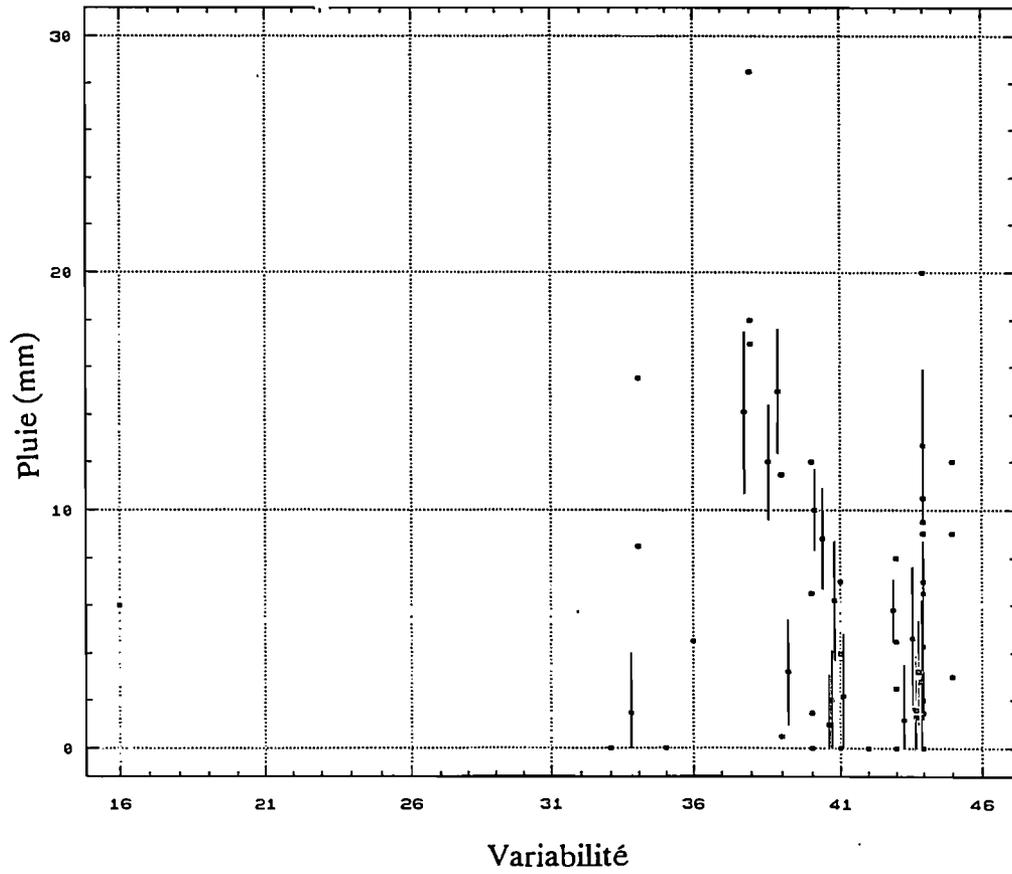
08 septembre 1989



10 septembre 1989



13 septembre 1989



ABSTRACT

Characterization of Sahelian rain producing clouds according to their spatial structure and their temporal evolution using Meteosat images

The aim of the study is to test the possibilities of estimating rainfall from the Meteosat satellite data, at a single shower time scale and for various spatial scales in the Sahel. The indices used are : minimal temperature reached by the cloud, number of occurrences of cold top clouds, average temperature and variability of nebulosity on a pixel for a rainy event. At the scale of several pixels, the relations between the first three indices and the rainfall depend both on the quality of the areal rainfall estimates and on the rainy event. The average rainfall obtained by kriging improves slightly the results in comparison with those obtained by calibration with point rainfall. At the study field scale (10 000 km²), relations explain respectively 48%, 55%, 50% of the variance of the total rainfall but kriging does not improve the results.

An automatic method of tracking the clouds is developed to determine the state of the cloud over the study field. Cloud characteristics are close to those given by manual tracking methods. Using static parameters, the dynamic phase of a cloud, in its life cycle, from a single image, can be determine with 80% of success.

In order to reduce the variability of the foregoing relations, the situation of a cloud in its life cycle is taken into account (whether the cloud passed by its maturity stage over the study field or not). Generally, the cloud with high indices comes through maturity phase over the study field and reciprocally ; therefore the information "passage by maturity phase" is redundant whith the use of these indices. The results of the study confirm the link between rainfall and satellite indices, even at small time scales.

RESUME

L'objectif de l'étude est de tester les possibilités d'estimer les pluies à l'échelle temporelle de l'averse, à différentes échelles spatiales, en milieu sahélien avec le satellite Météosat. Les indices utilisés sont : la température minimale atteinte par le nuage, le nombre d'occurrences des nuages à sommet froid, la température moyenne, et la variabilité de la nébulosité sur un pixel au cours d'un événement pluvieux. A l'échelle de quelques pixels, les relations entre les trois premiers indices et la pluie dépendent de la qualité des estimations des valeurs moyennes et de la variabilité de l'événement. L'utilisation de pluies moyennes obtenues par krigeage améliore légèrement les résultats par rapport à un étalonnage avec des mesures ponctuelles. A l'échelle de la zone d'étude (10'000 km²), les relations expliquent respectivement 48%, 55%, et 50% de la variance totale de la pluie mais le krigeage n'améliore pas les résultats.

Une méthode de suivi automatique des amas nuageux a été développée pour déterminer l'état du nuage au dessus de la zone d'étude. Les caractéristiques des amas nuageux sont conformes à celles obtenues par les méthodes de suivi manuelles. La phase dynamique des nuages peut être déterminée avec 80% de réussite à partir d'une seule image, en utilisant des paramètres statiques.

Afin de diminuer la variabilité des relations précédentes, la situation du nuage dans son cycle d'activité a été prise en compte (passage ou non par la phase de maturité sur la zone d'étude). Dans l'ensemble, les nuages qui ont de fortes valeurs d'indices sont passés par la phase de maturité et vice versa ; l'information "passage du nuage par la phase de maturité" est donc redondante avec les indices utilisés. Les résultats obtenus dans cette étude confirment le lien entre les pluies et les indices satellitaires, même à de petites échelles temporelles.

Mots clés :

téledétection

Sahel

Météosat

infrarouge thermique

estimation des pluies

suivi de nuage

ligne de grains