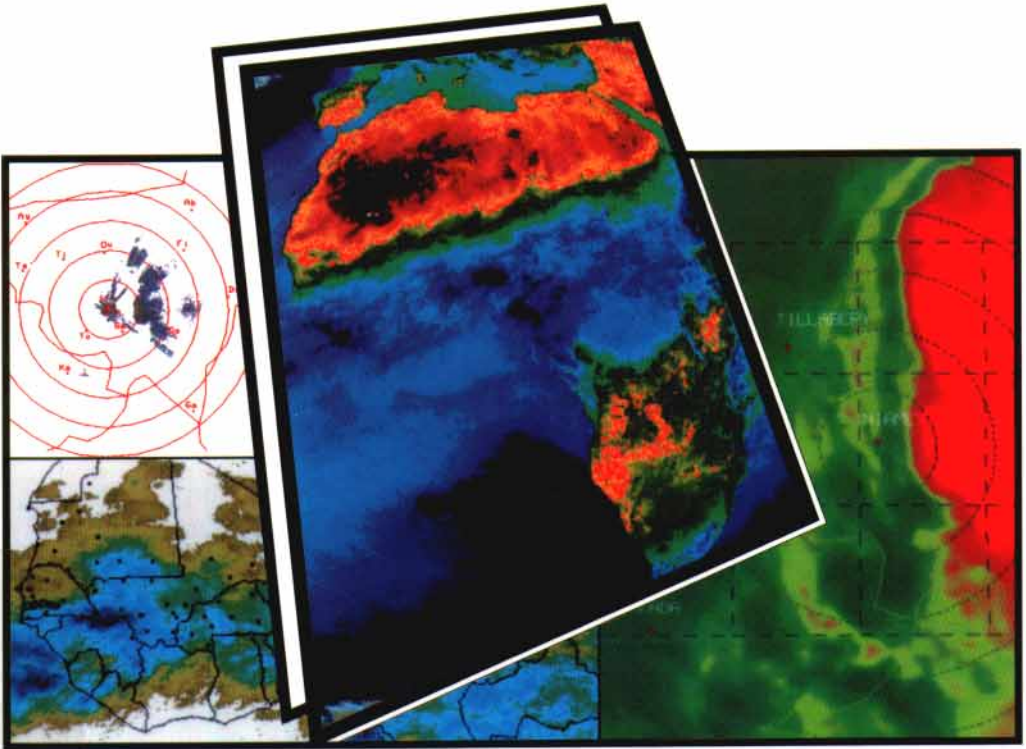


**PROBLÈMES DE VALIDATION  
DES MÉTHODES D'ESTIMATION  
DES PRÉCIPITATIONS PAR SATELLITE  
EN AFRIQUE INTERTROPICALE**

***VALIDATION PROBLEMS  
OF RAINFALL ESTIMATION METHODS BY SATELLITE  
IN INTERTROPICAL AFRICA***

Éditeur scientifique / *Scientific Editor*  
**Bernard GUILLOT**



Actes de l'Atelier de Niamey,  
du 1<sup>er</sup> au 3 décembre 1994

*Acts of the Niamey Workshop,  
from 1 to 3 December 1994*

Actes de l'Atelier de Niamey / *Acts of the Niamey Workshop*,  
du 1<sup>er</sup> au 3 décembre 1994 / *from 1 to 3 December 1994*

**PROBLÈMES DE VALIDATION  
DES MÉTHODES D'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS  
PAR SATELLITE EN AFRIQUE INTERTROPICALE**

***VALIDATION PROBLEMS  
OF RAINFALL ESTIMATION METHODS BY SATELLITE  
IN INTERTROPICAL AFRICA***

Éditeur scientifique / *Scientific Editor*

**B. GUILLOT**

coordinateur du réseau EPSAT / *Coordinator of the EPSAT network*

**Colloque organisé par / *Workshop Organized by***

ACMAD, African Center for Meteorology Applied to Development,  
centre AGRHYMET de Niamey du CILSS, Centre Inter-états de Lutte contre la Sécheresse au Sahel,  
ORSTOM, Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération,  
OSS, Observatoire du Sahara et du Sahel,  
réseau EPSAT, Estimation des Précipitations par SATEllite,

**avec le soutien du ministère français de la Coopération /  
*With the Support of the French Ministry of Cooperation***

Comité de lecture / *Reading Committee*

ARNAUD Y., DESBOIS M., DUGDALE G., GUILLOT B., JANICOT S., JOBARD I.,  
LAURENT H., LEBEL T., SEGUIN B., SIRCOULON J.

Mise en forme par / *Layout by*  
COUTY Céline

---

**ORSTOM éditions**

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection **COLLOQUES et SÉMINAIRES**

PARIS 1996

La loi du 1<sup>er</sup> juillet 1992 (code de la propriété intellectuelle, première partie) n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article L. 122-5, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans le but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1<sup>er</sup> de l'article L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon passible des peines prévues au titre III de la loi précitée.

## PRÉAMBULE

L'atelier dédié aux « Problèmes de validation des méthodes d'estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale » qui a donné lieu à la présente publication, est né d'une initiative du centre AGRHYMET de Niamey, relayée par le Ministère français de la Coopération et l'Observatoire du Sahara et du Sahel, initiative qui a été à l'origine d'une première réunion, à Niamey, en décembre 1993.

L'objectif du centre AGRHYMET était de se donner les moyens de choisir, parmi les différentes méthodes proposées, celle qui convenait le mieux à ses besoins opérationnels. Cet exercice, qui avait bénéficié d'un concours conséquent du réseau EPSAT, qui y a délégué trois experts, a donné lieu à un important volume de contributions publié par le centre AGRHYMET. La réunion de synthèse finale, entre AGRHYMET et les experts d'EPSAT, avait conclu à la nécessité d'organiser une deuxième rencontre, davantage orientée vers les problèmes généraux de validation, avec l'espoir d'aboutir à une intercomparaison satisfaisante, au plan statistique, des algorithmes.

L'organisation matérielle de l'atelier a été confiée au réseau EPSAT, par l'intermédiaire de son coordinateur. Pour des raisons de logistique évidentes, j'ai délégué au centre AGRHYMET, à ACMAD et aux membres du réseau EPSAT présents au Niger toutes les tâches qui pouvaient être le plus facilement accomplies sur place : organisation des travaux préparatoires, dont l'exécution dépendait de données satellitaires que devait fournir AGRHYMET, réception des contributions individuelles et mise sur pied du calendrier des sessions, problèmes d'hébergement. Le reste de l'organisation : invitation et mise en route des experts et règlement des problèmes financiers, a été réalisé à Lannion, grâce à l'appui efficace, en France, de la régie du centre ORSTOM de Brest et à Niamey, pour la durée de l'atelier, de la régie du centre ORSTOM de Niamey.

Le financement de l'atelier a été assuré par une subvention du ministère français de la Coopération, obtenue grâce à l'appui de l'Observatoire du Sahara et du Sahel.

Qu'il me soit permis de remercier ici vivement tous ceux qui ont contribué au bon déroulement de cet atelier, à la rédaction de ses recommandations et à la publication de ses conclusions : les directeurs et les personnels des organismes organisateurs cités précédemment, et plus particulièrement :

M. M.S. BOULAHYA, (ACMAD), M. J.S. OLIVEIRA,  
M<sup>me</sup> F. TALL, MM. J.C. BERGES et J.-P. TRIBOULET, M<sup>me</sup> M. ROSE (AGRHYMET),  
MM. C. FEZZANI et J.-L. DOMERGUE (OSS), M<sup>me</sup> M. JOUBERT (ORSTOM Brest),  
M. A. CASENAVE (ORSTOM Niamey).

Je remercie également vivement tous les participants à l'atelier et les collègues qui ont bien voulu relire les manuscrits. Enfin, j'exprime, au nom des organisateurs et des membres du réseau EPSAT, ma vive gratitude au Ministère de la Coopération pour le financement qu'il nous a accordé.

B. GUILLOT,  
coordinateur du réseau EPSAT

## SOMMAIRE / SUMMARY

	Page
Programme de l'atelier .....	5
GUILLOT B.	
Méthodes d'estimation des précipitations par satellite : le réseau EPSAT et les problèmes de recherche .....	7
MILFORD J.R, DUGDALE G., MCDUGALL V.D.	
Rainfall estimation from cold cloud duration: experience of the TAMSAT group in West Africa .....	13
CARN M.	
Apport de la télédétection satellitaire à la pluviométrie du bassin d'un fleuve sahélien : le Sénégal .....	31
TAUPIN J.-D., BONEF E.	
Erreur d'estimation de la pluie à l'échelle décadaire sur des surfaces de 25 à 10 000 km <sup>2</sup> en fonction de la densité du réseau sol en milieu sahélien ...	45
HUBERT P., TOMA C.A.	
Étude des cumuls de pluie sahéliens .....	63
JOBARD I.	
Estimation des pluies : apport des données satellite micro-onde .....	77
VAUCLAIR F.	
Suivi de l'hivernage 1994 à l'aide des synthèses d'occurrences de nuages à sommet froid .....	97
LEBEL T., AMANI A., TAUPIN J.-D.	
La pluie au Sahel : une variable rebelle à la régionalisation .....	103
TALL F.	
Évolution de la méthode AGRHYMET d'estimation des pluies de 1993 à 1994 ..	121
LAURENT H.	
Validation des estimations de précipitation à grande échelle .....	129
TOURÉ A., N'DIAYE N.	
Estimation des pluies au Sénégal par l'approche TAMSAT .....	139

MARTINI M. Méthodologie pour déterminer les zones à risque pour les cultures céréalières pluviales au Sahel .....	151
ARNAUD Y., TAUPIN J.-D., LAURENT H. Validation de deux méthodes d'estimation des pluies à l'aide du réseau des pluviographes .....	163
KIROUANE A. Estimation des précipitations en zone saharienne et péri-saharienne .....	173
ONDONGO P. Estimation des pluies par radar et réseau pluviométrique .....	177
GIRARD X., BOURNEUF E. Intérêt des champs pluviométriques estimés à partir de MÉTÉOSAT pour le bilan hydrique des cultures .....	181
FODE M., ADAMOU O.M. Analyse des séquences sèches au Niger de 1951 à 1991 .....	189
Conclusions et recommandations de l'atelier .....	225

**PROGRAMME DE L'ATELIER  
ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS  
PAR SATELLITE**

**1-3 décembre 1994**

**Judi 1<sup>er</sup> décembre**

**9 h 00 - 10 h 00**

- Allocution de bienvenue du directeur général du centre ACMAD
- Allocution du chef de mission représentant le ministère de la Coopération
- Allocution d'ouverture par le directeur général du centre AGRHYMET
- Présentation des actions de l'OSS J.-L. DOMERGUE
- Présentation du réseau EPSAT B. GUILLOT

**10 h 30 - 12 h 00. Président de séance : B. GUILLOT**

- Le projet TAMSAT J. MILFORD
- Apport de la télédétection à la connaissance de la pluviométrie du fleuve Sénégal M. CARN
- Rainfall and weather system over Ethiopia T. DINKU
- Estimation des pluies à partir des aspects climatologiques des activités pluvio-orageuses M. SALOUM

**15 h 00 - 16 h 30. Président de séance : J. MILFORD**

- Étude de la variabilité de la pluviométrie en région sahélienne Ch.S. SOW
- Erreur d'estimation de la pluie à l'échelle décadaire à l'aide du réseau sol J.-D. TAUPIN
- Estimation d'une lame d'eau à partir des données pluviométriques du réseau AGRHYMET A. TOMA
- L'expérience EPSAT Sénégal S. FONGANG

**17 h 00 - 18 h 00**

Table ronde animée par **B. GUILLOT, J. MILFORD, J.-C. BERGES, S. FONGANG**

## Vendredi 2 décembre

**8 h 30 - 10 h 00.** Président de séance : **S. FONGANG**

- Estimation des pluies : apport des données satellite micro-onde
- Suivi de campagne 94 par des indicateurs-satellites
- Estimation of rainfall by the use of satellite imagery
- L'expérience EPSAT Niger

I. JOBARD  
F. VAUCLAIR  
A. HASSAN  
T. LEBEL

**10 h 30 - 12 h 00.** Président de séance : **T. LEBEL**

- Évolution de la méthode AGRHYMET d'estimation des pluies
- Validation des estimations de précipitation à grande échelle
- Estimation des pluies au Sénégal par l'approche TAMSAT
- Méthodologie pour déterminer les zones à risque pour les cultures céréalières pluviales

F. TALL  
H. LAURENT  
A. TOURÉ, N. N'DIAYE  
M. MARTINI

**15 h 00 - 16 h 00.** Président de séance : **I. JOBARD**

- Validation de deux méthodes d'estimation des pluies à l'aide du réseau des pluviographes
- Programme d'utilisation de la télédétection en météorologie : satellite et radar
- Estimation des pluies par radar et réseau pluviométrique au Congo
- Intégration des champs pluviométriques dans les modèles de bilan hydrique

Y. ARNAUD  
A. KIROUANE  
P. ONDONGO  
X. GIRARD

**16 h 30 - 18 h 00**

Table ronde animée par **J.-L. DOMERGUE, S. FONGANG, T. LEBEL, I. JOBARD**

## Samedi 3 décembre

**8 h 30 - 9 h 30.** Président de séance : **A. TOURÉ**

- Analyse climatique des brumes sèches
- Analyse des cyclones tropicaux par l'imagerie satellitaire
- Critères d'évaluation des modèles d'estimation des pluies

A. FODÉ, MANGA  
I. KASSIM  
J.-C. BERGES

**10 h 00 - 11 h 30**

Synthèse des discussions et préparation des recommandations

**11 h 30 - 12 h 00**

Séance de clôture

# MÉTHODES D'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS PAR SATELLITE : LE RÉSEAU EPSAT ET LES PROBLÈMES DE RECHERCHE, DE TRANSFERT ET DE VALIDATION

**B. GUILLOT**

*(ORSTOM, BP 134 - 22302 LANNION Cedex)*

## RÉSUMÉ

Le réseau EPSAT a été créé pour regrouper les efforts de divers laboratoires du Nord et du Sud, afin de rechercher les moyens de trouver une solution au problème crucial, et clairement énoncé par les agences qui ont en charge le suivi des campagnes agricoles, de la connaissance en temps quasi réel de la répartition spatio-temporelle des pluies. Malheureusement, de nombreux problèmes rendent cette connaissance difficile : rareté des mesures au sol et difficultés de transmission, inadéquation des satellites géostationnaires à effectuer directement la mesure. La nécessaire calibration-validation des données satellitaires qui en découle engendre de nombreux problèmes statistiques mal résolus, du fait de la rareté des données de validation et des problèmes de comparaison entre les données sol et celles du satellite, qui n'ont pas le même contenu physique et dont les résolutions spatio-temporelles sont très différentes. Pour mieux résoudre ces problèmes, le réseau EPSAT a mis en œuvre une recherche en partenariat, impliquant des transferts de technologie et la mise sur pied, notamment au Sénégal (expérience en cours) et au Niger, d'expérimentations qui ont permis d'intensifier les efforts et de recueillir des données. Ainsi, grâce à l'excellent jeu de données recueilli par l'expérience EPSAT-Niger, au cours de cet atelier, une ébauche de validation devrait pouvoir être faite, qui devra par la suite être complétée, sur la base d'un calendrier que nous aurons à définir.

## ABSTRACT

The EPSAT network was created to bring the competences of various laboratories both from the north and south together, to investigate the means of finding a solution to a crucial problem, clearly stated by the agencies responsible for the monitoring of the agricultural campaigns, to know in almost real time the spatio-temporal distribution of rainfall. Unfortunately, many problems render this very difficult : scarcity of ground measurements and transmission difficulties, inadequation of geostationary satellites to carry out direct measurements. The necessity to calibrate-validate satellite data which results from this generates many statistical problems which are not easy to resolve, due to the rarity of validation data and the comparison problems between ground and satellite data, which do not have the same physical content and whose spatio-temporal resolutions are different. In order to help to resolve these problems the EPSAT network has created research partnerships, involving technological transfers and the setting up, notably in Senegal, (experiment underway) and in Niger, of experimentations which have enabled efforts to be intensified and data to be collected. Therefore, thanks to the excellent set of data collected by the EPSAT-Niger experiment, during this workshop a validation attempt should be able to be made, which will eventually be completed, on the basis of a schedule which we will have to define.

## INTRODUCTION

Le réseau EPSAT a été créé en 1985, dans le but de regrouper les compétences et les moyens, dans un domaine crucial pour l'agriculture des pays intertropicaux et où l'information utilisable : données du réseau, des radars météorologiques et des satellites, pose des problèmes complexes d'utilisation.

### 1 - Les objectifs du réseau

L'importance de l'eau sur la vie animale et végétale induit qu'il est très important de connaître son cycle dans l'atmosphère et sur la terre. Parmi les différents paramètres qui décrivent ce cycle, les précipitations sont un des éléments dont dépend l'activité de l'homme et un des facteurs clés de la vie, car de leur répartition spatio-temporelle vont dépendre les rendements agricoles, notamment en zone intertropicale, où les températures n'ont pas une grande incidence. Certains pays sont frappés régulièrement par des déficits pluviométriques et c'est le cas de l'Afrique de l'Ouest, pour laquelle une zone semi-aride, donc sujette à des fluctuations pluviométriques importantes, le Sahel, subit depuis bientôt trente ans une sécheresse persistante.

Ces aléas climatiques ont des répercussions graves et parfois dramatiques. Dans ce contexte une bonne description, en temps peu différé, de la répartition spatio-temporelle des pluies est une demande clairement exprimée par les services nationaux de météorologie et de l'agriculture et par les organismes régionaux de lutte contre la sécheresse.

Cette information elle-même est encore largement déficiente. Le réseau de mesure au sol est en effet très lâche et permet difficilement de suivre, en temps voulu, l'évolution des pluies au cours de la saison humide. Dans le contexte économique actuel, il n'est par ailleurs pas possible de densifier beaucoup le réseau. De même, on ne peut envisager, pour des raisons de coût et de logistique, l'installation d'un réseau de radars météorologiques.

Aussi, depuis la mise à poste de satellites géostationnaires, prenant des images de la terre toutes les demi-heures et permettant de surveiller de vastes zones, ce moyen d'observation a été suggéré pour estimer les précipitations. Depuis bientôt vingt ans, différentes méthodes ont été développées sur les zones tropicales et subtropicales. Cependant, il s'est avéré que les satellites géostationnaires sont d'un emploi difficile pour évaluer les précipitations. Pour tenter d'avancer sur ce problème, le réseau EPSAT a été constitué (CADET, GUILLOT, 1991) pour tester les acquis antérieurs de la recherche et développer une, voire plusieurs méthodes (suivant l'échelle spatiale et temporelle visée et les conditions régionales), de détermination des précipitations, à l'aide de l'imagerie satellitaire et des données pluviométriques.

### 2 - Les problèmes actuels de l'estimation des précipitations par satellite

La mesure des précipitations impose une observation continue, dans le temps et dans l'espace, des surfaces considérées et une bonne appréciation des volumes d'eau précipitée. Aucun des satellites actuels, utilisés isolément, ne répond de façon satisfaisante à ces deux conditions :

- les satellites géostationnaires répondent partiellement à la première condition. Leur couverture spatiale est correcte, les satellites de la série MÉTÉOSAT, de par leur

- position (0° de latitude et de longitude) étant par ailleurs idéalement placés dans le cas de l'Afrique de l'Ouest. Par contre, la fréquence temporelle des prises d'image, si elle est bonne pour la mesure des températures : une image par demi-heure, de jour comme de nuit, pour le canal infrarouge thermique, est gravement pénalisée dans le canal visible, qui recueille une information sur le rayonnement solaire réfléchi par les surfaces (bande spectrale de 0,4 à 1,1  $\mu\text{m}$ ), rayonnement qui n'existe pas la nuit ;
- ces satellites sont d'autre part mal adaptés à l'évaluation de la pluviométrie. Les images correspondent en effet à des mesures des surfaces des objets terrestres, y compris les nuages, qui sont vus par le haut, que ce soit en température de sommet ou en rayonnement solaire réfléchi. Il n'y a donc pas de relation physique directe entre la mesure du satellite (sommet des nuages) et l'objet que l'on veut appréhender, c'est-à-dire les précipitations. Celles-ci peuvent être atteintes directement en télédétection, à travers la masse nuageuse, mais il faut alors utiliser d'autres bandes spectrales, dans le domaine des micro-ondes. Malheureusement, aucun satellite n'est actuellement équipé d'instruments adéquats pour une observation à échelle spatio-temporelle suffisante ;
  - cette déficience a pour conséquence de beaucoup compliquer les opérations. Les méthodes actuelles posent de nombreux problèmes et manquent notablement de précision. Leur amélioration passe par une recherche faisant appel à des données de validation, issues des mesures au sol et des radars météorologiques, qu'il faut acquérir et traiter. Certaines des méthodes proposées nécessitent une calibration par les données sol, ce qui exige que les mesures faites au sein du réseau météorologique soient rapidement disponibles par télécommunications (cette exigence est aussi un avantage, car elle aurait, si le choix en est fait, le mérite d'insister sur la nécessité d'un bon entretien du réseau).

### **3 - Une recherche en partenariat : des transferts de savoir-faire et de technologie**

Les problèmes évoqués ci-dessus induisent un gros effort de recherche. Celui-ci a été organisé au sein du réseau EPSAT, de façon à regrouper les compétences et les moyens, eu égard aux contraintes techniques et aux disponibilités en personnel. Furent ainsi réunis, autour de l'expérience EPSAT/Niger, les efforts de laboratoire du Nord, en fonction de leurs divers savoir-faire sur les satellites, le radar météorologique et l'acquisition et le traitement des données sol, la Direction de la météorologie nationale du Niger et une association de chercheurs du Sud à l'exploitation des données.

Au Sénégal (FONGANG-GUILLOT, 1994), un regroupement similaire a permis de constituer une véritable équipe nationale, en contact permanent avec les laboratoires du Nord, mais fonctionnant en relative autonomie sur le plan de la recherche, autour de deux pôles principaux que constituent l'ISRA (Institut sénégalais de recherches agricoles) et le laboratoire de Physique atmosphérique de l'ENSUT (École nationale supérieure universitaire de technologie). L'effort est fait dans la mise à disposition des chercheurs de données des satellites (station de réception à l'ISRA/UTIS), de moyens d'acquisition de données pluviographiques et du radar de l'aéroport (radar numérisé pour l'occasion par H. SAUVAGEOT) et de matériels pour le traitement des données, avec un accent mis sur l'entretien des matériels, par des missions fréquentes de techniciens des divers laboratoires.

L'association entre les chercheurs du Nord et du Sud sur un même objectif permet, entre autres avantages, de fournir aux chercheurs nationaux une ouverture sur les grands programmes internationaux et à ceux du Nord de bénéficier de la compétence locale de leurs collègues du Sud et de leur disponibilité à conduire des expériences.

#### **4 - Un problème important : la validation des méthodes**

Une des préoccupations des acteurs du réseau EPSAT demeure l'application des méthodes d'estimation des précipitations issues de la recherche. Celle-ci passe par un nécessaire transfert de technologie et doit aussi s'accompagner d'un contrôle de qualité, vis-à-vis d'une exploitation opérationnelle, comme celle qui est conduite depuis deux ans par le centre AGRHYMET de Niamey.

La validation de ces méthodes est rendue difficile par le manque de données sol. Si l'on se contente des données synoptiques par exemple nous ne disposons que d'environ 90 stations pour l'ensemble des pays du CILSS. Si, comme c'est le cas dans notre algorithme EPSAT nous jugeons nécessaire d'utiliser une partie de ces données pour la calibration, c'est sur un tout petit nombre de mesures que reposera la validation (nous n'avons utilisé que 25 stations, réparties dans tout l'espace considéré) (CARN *et al.*, 1988).

Un autre problème tient à la difficulté qu'engendre une comparaison entre des mesures faites sur une grande surface par le satellite (5 x 5 km au point sous-satellite) et très ponctuellement par les instruments au sol, si l'on a en mémoire la très grande variabilité spatiale des pluies. C'est là que peuvent jouer un rôle décisif les excellentes données produites par l'expérience EPSAT/Niger, dont l'un des objectifs était de permettre une extension spatiale de mesures ponctuelles denses (TAUPIN-LEBEL, 1993).

En ce qui concerne les travaux de validation exécutés à l'initiative du centre AGRHYMET, pour ses propres besoins d'exploitation, d'excellentes études ont été conduites à l'occasion de l'atelier précédent (CILSS, programme AGRHYMET, 1993). Le réseau EPSAT a été heureux de contribuer à cet effort, qui entre dans ses priorités.

C'est dans le même esprit qu'il a contribué à coorganiser la présente réunion. Des difficultés ont surgi dans sa préparation, nos ambitions ayant sans doute été trop grandes vis-à-vis du temps qui nous était donné. Nous sommes néanmoins persuadé, à condition d'y passer le temps nécessaire (au moins une journée, soit deux séances) et entre spécialistes, à huis clos, qu'un débat entre les experts invités et les personnes qui ont exploité les données pour le compte d'AGRHYMET nous permettra de nous faire une bonne opinion sur les procédures les plus prometteuses (ou les moins mauvaises) à mettre en place, sachant qu'aucune méthode n'est pour l'instant réellement satisfaisante (cf. DESBOIS, 1993).

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CADET L.-D., GUILLOT B., 1991 - EPSAT (Estimation des Précipitations par SATellite) ORSTOM-Ministère de la Coop., 63 pages.
- CARN M., DAGORNE D., GUILLOT B., LAHUEC J.-P., 1988 - Estimation des pluies par satellite en temps réel en Afrique sahélo-soudanienne. *Veille climatique Sat.*, 28, pp. 47-55.
- CILSS - Programme AGRHYMET, 1993 - Atelier *Estimation des pluies par satellite, Niamey, 2-4 décembre 1993*. Centre AGRHYMET, 1993, 191 pages.
- DESBOIS M., 1993 - Principes, limitations et perspectives des méthodes d'estimation des pluies par satellite. CILSS, programme AGRHYMET, 1993, pp. 168-174.
- FONGANG S., GUILLOT B., 1994 - Les activités du réseau EPSAT au Sénégal. Un exemple réussi d'opération de recherche en partenariat. Contribution au colloque du Cinquantenaire de l'ORSTOM. UNESCO, sept. 1994, 8 pages.
- TAUPIN J.-D., LEBEL T., 1993 - Estimation des précipitations en zone sahélienne : l'expérience EPSAT-Niger, une vérité sol adaptée.



# **RAINFALL ESTIMATION FROM COLD CLOUD DURATION: EXPERIENCE OF THE TAMSAT GROUP IN WEST AFRICA**

**J.R. MILFORD, V.D. McDOUGALL and G. DUGDALE**

*(Department of Meteorology, University of READING, U.K)*

## **1 - INTRODUCTION**

It is now more than ten years since the initiation of rainfall estimates over West Africa which use the duration of cold cloud as the main observed variable. Since then, these estimates have been put to a number of operational uses, and the results of several different algorithms have been compared, for example during the 1993 workshop held in Niamey (AGRHMET, 1994). However, there has been little advance in the scientific basis for the methods used, and their empirical nature means that they have not improved systematically over the years. It is appropriate at this stage to review the results, and consider the way forward. This paper presents a contribution to this process based on the experience of the TAMSAT group.

The obvious gains in the last few years have included the increasing amount of data which is available to provide calibrations, and these are now based on a variety of wetter and drier years. The stability of the calibrations is discussed in section 5. Another major advance has been in understanding the limitations of the rainfall estimates which result from any of the regressions, and hence the realism with which they can be used in operational decision making. In spite of the substantial scatter which is inherent in the methods, the estimates can indeed be relied upon for a number of important purposes, and some of these are outlined in section 7. First, however, a brief account is given of the detailed procedures which have been used by TAMSAT, knowing that these can have a substantial effect on the outputs from apparently similar processing systems. Some attempts to elaborate and improve the algorithms are reviewed. Compared with the original, simplistic version none of these has yet provided a significant increase in the accuracy of the estimates when tested in an operational mode.

## **2 - RAINFALL ESTIMATES FROM COLD CLOUD STATISTICS**

The basic methodology of the cold cloud statistics procedures is simple. It has been set out more fully elsewhere (BARRETT, 1989), and is briefly summarized here. A regular series of thermal infrared (TIR) images of an area is received, pixels with apparent temperatures lower than some predetermined threshold are classified as "cold cloud", and their characteristics accumulated over some period. The resultant map is converted to a rainfall estimate, possibly with the help of information from other sources (which may be other satellite sensors or observations from the Earth's surface). The

procedures adopted and the form of the algorithms are regarded as a statistical model, which is calibrated through comparisons between observed cold cloud characteristics and sets of conventional raingauge data. To establish the utility of the method, it must subsequently be validated by comparing estimates and gauge data from some area or period distinct from that used for the calibration. Alternatively, validation may consist of testing the use of the estimates in a quantitative application, such as a catchment runoff model, again using a separate period or area from that used for the calibration.

Within the estimation procedure there are many decisions to be taken and numerical values to be assigned. It is normally assumed that the radiometer is accurately calibrated and that navigation is also accurate. In discussing the limit of spatial resolution it is usual to think of a pixel as a well-defined area but it should be remembered that it is not in fact sharp-edged, and that pixels will always overlap those of other images. Also, even the best co-location leaves a pixel-sized residual uncertainty in a field derived from a sequence of images.

The factors to be considered in comparing methods include the following:

- the type of regression model employed (linear, non-linear, multivariate)
- the interval between images (slots)
- the time averaging period
- the space averaging scale
- the threshold temperature adopted
- data treatment (e.g. linear or temperature weighted accumulation) additional data incorporated (e.g. water vapour channel, visible channel or contemporary surface raingauge measurements)
- localization of calibration (time or space varying TIR features, variation with geographic location, time of year, character of season, topography and local storm climatology).

Many of the choices made by TAMSAT were those judged appropriate for the West African Sahel, and any extension to other areas has to justify these choices afresh because the relation between rainfall and cold cloud duration is climate-specific, depending on average storm characteristics. As an extreme example, threshold temperatures appropriate for the semi-arid regions of Africa are substantially lower than those used over the oceans, or over N. America (GRIFFITHS & WOODLEY, 1973).

Optimization of the factors listed is complex because they are interdependent, and also because the optimum result depends on the user's viewpoint. In addition, to establish even a simple relationship a considerable size of sample is needed, typically a minimum of 100 data pairs.

It is therefore not surprising that not all these factors have been evaluated, even for a small part of Africa.

### **3 - TAMSAT PROCEDURES**

While the procedures used in the TAMSAT rainfall estimation, and the reasons behind them, have been described elsewhere (MILFORD & DUGDALE, 1990a, DUGDALE, 1992), it is useful to summarize them here because they can contribute to the diffe-

rences between estimates for any given area and time which appear even when different groups process the same data from METEOSAT and use the same algorithms.

The technique is simple. Local seasonally varying temperature thresholds which best discriminate between precipitating and non-precipitating clouds of convective origin are determined. Simple linear regressions of rainfall per hour of "cold cloud" are applied to calculate the period rainfall. The operational details follow.

Firstly, all available Meteosat TIR slots are used. There is little gain in using half-hourly images rather than hourly but, if some are missing the accuracy of the cold cloud duration is materially improved. Within an image, faulty lines, detected by being out of range or discontinuous, are replaced by those on either side. Where more than ten lines are missing the image is rejected. The preceding image is repeated to substitute for a single missing image. Infilling from each side covers longer gaps. If more than six consecutive hours of data are lost no estimate of rainfall is made for that day for operational purposes and the users are advised accordingly. If decadal data are needed for climatological purposes a missing day is represented by the average of the other nine days.

Time and space averaging considerations interact. In TAMSAT, all data processing is carried out on the original METEOSAT pixels at full resolution, with reprojection (which inevitably loses some resolution) left to the last possible stage. Rainfall estimates are made pixel by pixel on a decadal basis: the clouds have already produced a reasonably smooth field so that general smoothing is not necessary. However, to avoid discontinuities smoothing is applied at the boundary between two calibration zones, using linear interpolation across a band of 20 lines or pixels on either side of the boundary. This interpolation is applied to the threshold calibration. This also represents a meteorological/climatological transition zone.

Where the estimates are used for hydrology on a daily basis, a minimum catchment area is specified for averaging. In practice the minimum size may depend on the density of rain gauges available for calibration in the area, but a sample of less than 400 pixels (i.e. a minimum area of 10 km<sup>2</sup>) is not recommended in any case.

The type of regression used by TAMSAT has so far simply been linear in rainfall against CCD, considering non-zero CCD values only. It is an important proviso that zero CCD is always equated to zero rainfall. During calibration, the rainfall values are grouped according to 2.5-hour bands of CCD and the regression performed on the median rainfall in each class (see MILFORD & DUGDALE, 1990a for more detail). To provide a significant number of classes each containing a sensible population, a minimum of 100 data pairs has been recommended. As more become available they can be used to improve the statistical significance of existing calibrations or to subdivide the calibration areas. This criterion is now easily met in the current zones with 116 in October for zone 8 to 2 425 in August for zone 2 data points contributing. (May and October have only been included since 1990).

The next consideration is the way in which an area should be divided up for calibration purposes. The much published map of Africa (e.g. MILFORD & DUGDALE, 1990a, fig. 1) shows the zones recommended in 1988 for the first FAO ARTEMIS operations. These were based on a limited data base, and a radical revision would now use more zones, maintaining a broadly E-W pattern but taking more account of topography. An example of the subdivision of an area using data from southern Africa is

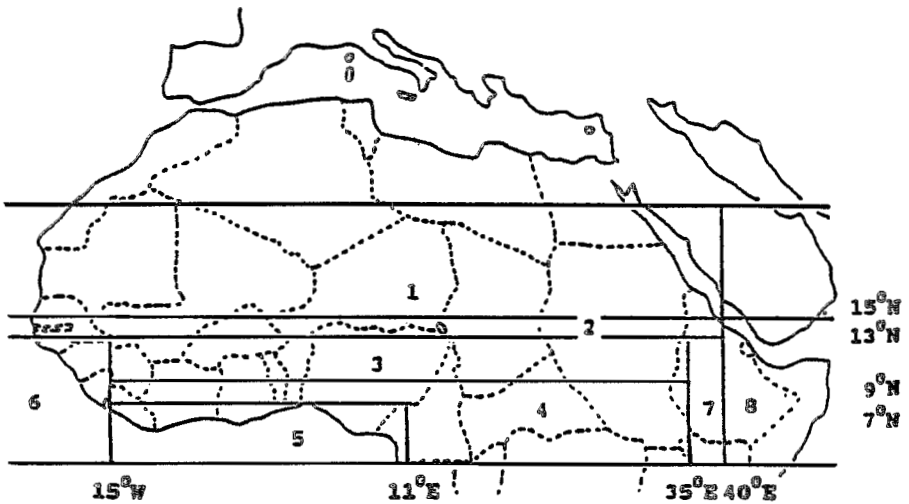


Figure 1 - Calibration zones.

shown below (fig. 6b), where the importance of taking account of the final use of the information before deciding on an "optimum" zonation is stressed. The calibrations are also time-dependent, and those from TAMSAT have so far been related to individual months of the year. An attempt to relate the calibrations to the vagaries of the climate rather than to the calendar is referred to in section 4.

Finally, some reference should be made to the raingauge data which are essential to the whole procedure. For the majority of purposes such as drought and agricultural monitoring, decadal rainfall data are suitable, and any sources available have been used, including FAO and national records. Daily data, as required for hydrological purposes, may come from data transmitted over the WMO Global Telecommunications System, or from national meteorological services. It should be noted that few of these data sets have been subjected to serious quality control procedures - not that these are very reliable in the case of daily rainfalls because of the huge inherent variability. Some reservations over the accuracy of measured rainfall are justified when, for instance, decadal rainfall from two sources show only 38 % of the decades in agreement with 8 % having a difference greater than 10 mm. Quality control of the data at Reading has been minimal except to compare supposedly identical sets reaching here by different routes, and, very occasionally, to shift daily records by one day where a station shows a consistent displacement of major rainfalls either from neighbouring stations or from satellite records of cloud.

#### 4 - ALTERNATIVE ALGORITHMS

In this section a number of attempts to increase the information content of the rainfall estimates is mentioned briefly, particularly those for heavy daily falls which have always been underestimated. The philosophy has still been to provide algorithms

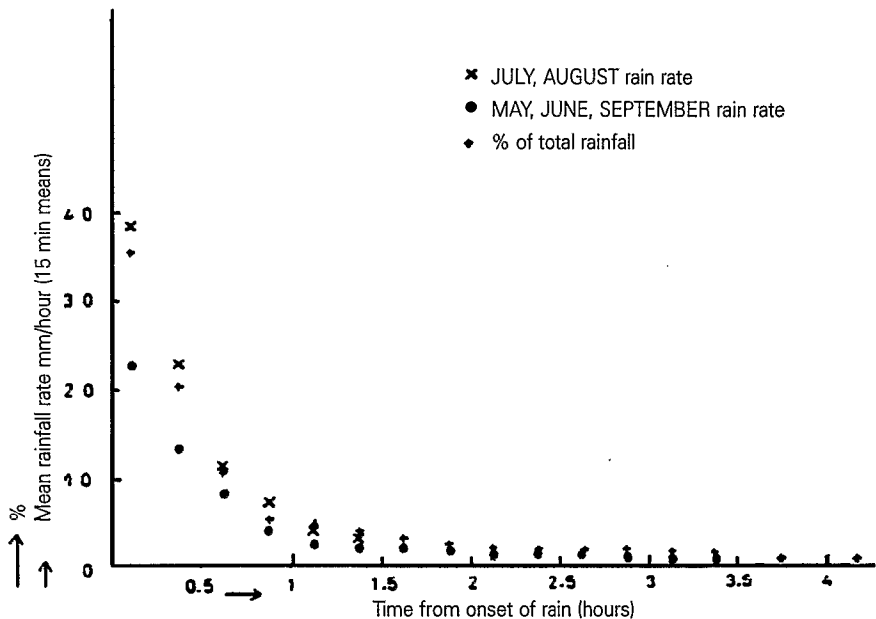


Figure 2 - Rainfall patterns from squall lines.

always been underestimated. The philosophy has still been to provide algorithms which can be applied automatically, and which are fully pre-calibrated. If a method is to be adopted, evidence is required that it gives a significant increase in the correlation or contingency score over the simplest, linear regression, and so far this goal has proved elusive.

A first step, based on the knowledge that much of the rainfall in the West African climate comes in a heavy burst close to the leading edge of the squall lines (fig. 2), was to include the number of rain days as well as the CCD in a multiple regression. A single storm under six hours of “cold cloud” would be expected to give less rain than the total from three smaller storms each showing two hours of cold cloud. No improvement in the validation scores was found over the sample tested. The use of a quadratic instead of a linear regression between decadal rainfall and CCD (expected to show upward curvature because of the general underprediction of heavy falls) was similarly unprofitable as was a logarithmic regression.

Another possibility, related to the intense burst of rain at a squall front, is to identify the level of activity, observing the structure of the leading edge of the storm cloud. The typical signature of a storm passage, as recorded by the temperature of the pixel covering a raingauge station, is shown in figure 3. For a substantial data sample, the sharpness of the front, its speed of advance and its rate of growth (among other characteristics expected to show the vigour of a storm) are evaluated. Again, these variables, singly or in combination, did not improve the rainfall estimation statistics.

Having CCD data for several different temperature thresholds, it is tempting to expect a multiple regression to improve on that from a single threshold. Where the

Temperatures from METEOSAT IR  
12<sup>th</sup> - 15<sup>th</sup> July 1985

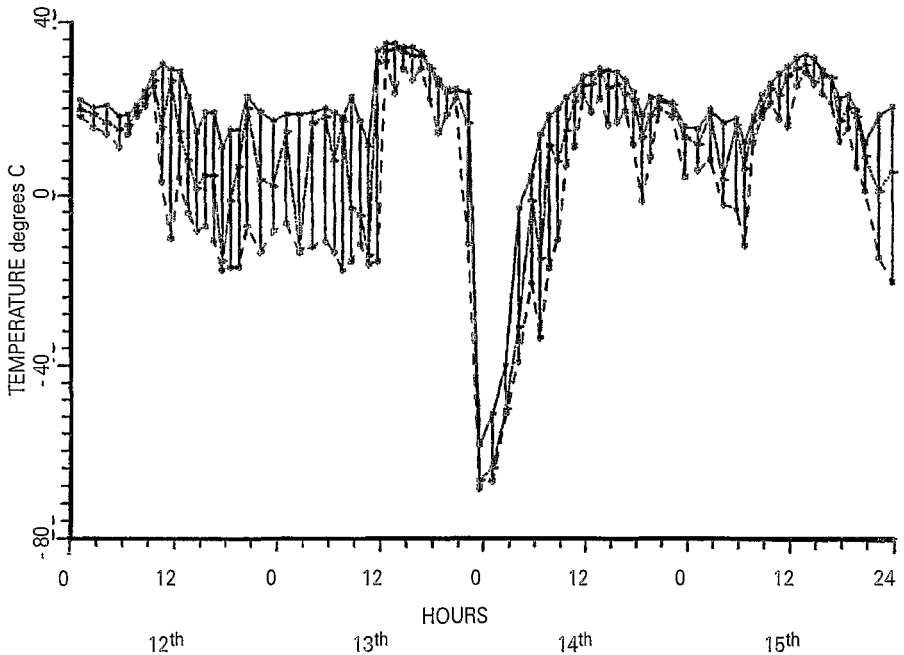


Figure 3 - Satellite observed temperatures, Niamey 12-16 July 1985. The figure shows the range of uncorrected temperatures from Meteosat TIR observed over a 9 x 9 pixel square centred on Niamey Airport. The temperatures on the central pixel are also shown. Note the passage of a well marked squall line during the late evening on the 13<sup>th</sup>, when 11 mm of rain was recorded at the Airport, with very narrow temperature bands at midday before and after the storm, indicating clear skies.

ratio of cloud areas at - 60, - 50, - 40 °C etc. remains constant, as is the tendency to the north of our study area, minimal extra information content is to be expected. The situation further south is more complex, as illustrated by figure 4 (DUGDALE, 1994). For a typical decade, observed rain is constant over a wide range of latitude, where the CCD at both - 40 °C and - 60 °C is falling away to the south of the maximum, and where the ratio of the two quantities is also changing rapidly.

## 5 - CALIBRATION AND VALIDATION

In the TAMSAT calibration procedure for decadal rainfall areas are first demarcated which have reasonably uniform climate, and which should contain a minimum number of raingauges - 35 if a single month is to be used, but fewer if data from seven

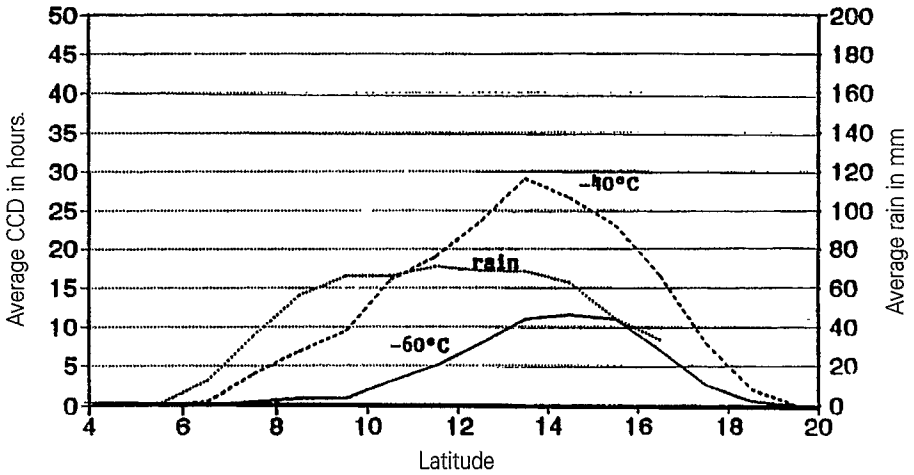


Figure 4 - A north-south cross section from 5 N to 20 N through the ITCZ showing the duration of cold cloud at two temperature thresholds and the rainfall averaged over a strip from 0 to 5° E in the period August 1<sup>st</sup>-10<sup>th</sup> 1988. (Private communication from Dr V. THORNE).

ral years are already available. Contingency tables of CCD against rain in arbitrarily chosen classes for a number of threshold temperatures are constructed. (For the rainfall class limits, see Table 2 below.) A subdivision of the contingency tables shows which threshold discriminates best between days with and without significant rain: note that the minimum amount of rain which is significant may vary according to the use which will be made of the information. Table 1a shows an example used to choose the best threshold temperature to discriminate between rain over ten-day periods and no rain. A lower value would be used to distinguish significant rain, e.g. above 10 mm (Table 1b).

Table 1a - Decade contingency tables for zone 2 (see fig. 1) using three temperature thresholds. For - 50 °C occasions with rain and no cloud are almost equal in number to those with cloud and no rain. The sum is close to a minimum so - 50 °C is therefore used as the threshold.

	No cloud	Cloud		No cloud	Cloud		No cloud	Cloud
No rain	4	18	No rain	7	15	No rain	11	11
Rain	7	295	Rain	16	286	Rain	30	272
$T_t$	- 40 °C			- 50 °C			- 60 °C	

Table 1b - As table 1a but for discrimination between rainfall amounts above and below 10 mm. Here a threshold of - 60 °C is indicated.

	Cloud			Cloud			Cloud	
Rain	< 5 h	> 5 h	Rain	< 5 h	> 5 h	Rain	< 5 h	> 5 h
< 10 mm	27	68	< 10 mm	47	48	< 10 mm	68	27
> 10 mm	22	207	> 10 mm	9	220	> 10 mm	26	203
$T_t$	- 40 °C			- 50 °C			- 60 °C	

When the optimum threshold has been chosen for a given area, ten-day rainfalls are regressed against CCD, omitting periods with zero cold cloud, and an equation of the form:  $- R = a + a D$  is produced where  $R =$  rain,  $D$  is the amount of CCD and  $a$  and  $a$  are coefficients dependent on threshold. The best discriminating threshold also tends to give the smallest intercept on these regressions. In practice, because of the skewness of the data we prefer to regress the median values of the data grouped into classes. Table 2a shows an example of a contingency table and table 2b the corresponding median values.

When a calibration has been carried out, based on one or more years, it is tested with independent data. Contingency tables are used, as shown in table 3 for July 1994 zone 2, or the estimated rainfall may be regressed against the gauge rainfall. The stability of a

Table 2a - Contingency table: cold cloud duration against rainfall classes. Threshold = - 60 °C. Data for July 1985-1990 for zone 2 (see fig. 1).

		COLD CLOUD DURATION (HRS)												
ACTUAL RAINFALL (mm)	0.0	0.5	2.5	5.0	7.5	10.0	12.5	15.0	17.5	20.0	22.5	25.0	27.5	
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	
	0.0	2.0	4.5	7.0	9.5	12.0	14.5	17.0	19.5	22.0	24.5	27.0		
0- 0	42	24	17	18	8	6	2		3					
1- 10	53	79	80	73	39	25	7	4		1				
11- 20	13	39	57	85	64	30	24	9	1	1				
21- 30	8	32	39	61	61	39	12	5	3	1			1	
31- 40	2	21	35	54	46	46	16	12	4				1	
41- 60	3	17	40	92	66	71	33	14	18	5	2			
61- 80		5	12	39	47	38	21	17	4	2	1			
81-100	1	3	1	23	19	28	21	17	3	5	4		1	
101-120		2	2	2	8	13	10	9	4					
121-140		2		1	7	4	2	2	3	1			1	
141-160						1	3	2					1	
161-180					1	1		1	1					
181-200				2	1		1							
201-220								1						
221-240														
241-260														
261-280														
281-300						2								
301-320														
321+														

Table 2b - Interpolated quartile values from data in table 2a.

QUARTILE TABLE AT QUARTILE TABLE AT - 60 °C				
CCD RANGE	Rainfall in mm			
	N	25 %	Median	75 %
0.0- 0.0	122	0.0	1.8	9.0
0.5- 2.0	224	3.0	12.0	27.4
2.5- 4.5	283	7.3	17.9	35.1
5.0- 7.0	450	13.7	29.0	48.9
7.5- 9.5	367	17.4	33.4	58.4
10.0-12.0	304	24.4	41.6	65.4
12.5-14.5	152	23.4	46.0	79.8
15.0-17.0	93	33.7	62.0	88.8
17.5-19.5	44	38.8	47.8	80.5
20.0-22.0	16	43.3	60.8	88.9
22.5-24.5	7	57.0	86.0	92.2
25.0-27.0	5	32.3	83.7	137.5
27.5-29.5	0	-	-	-

Table 3 - Contingency table showing estimated rainfall against gauge rainfall in classes and validation scores for July 1994 for zone 2 (see fig. 1).

corr. coeff. = 0.53      number of observations    517														
estimated rainfall (mm)														
rainfall gauge (mm)	0-0	1-10	11-20	21-30	31-40	41-60	61-80	81-100	101-120	121-140	141-160	161-180	181-200	200+
0-0		1	3	5	4	4								
1-10	2	4	11	21	8	8								
11-20		1	8	17	18	4								
21-30			2	6	13	22	14							
31-40				2	5	21	17	1						
41-60		1	1	12	42	47	2							
81-80				2	12	19	37	8						
81-100				2	9	9	19	8						
101-120			1	3	2	14	3							
121-140				4	2	11	1							
141-160				2	1	5	1							
161-180					2	2								
181-200						2	4	1						
200+							1	3						
total gauge rain	28 411 mm						total estimated rain				19 895 mm			
mean gauge rain	55.0 mm						mean estimated rain				38.5 mm			
exact	1 out	2 out	3 out	> 3 out	% < 2 out to all	% < 3 out to all	> 1 out too high	> 1 out too low						
101	171	114	54	77	53	75	90	155						

Table 4 - Six calibrations for zones 1, 2 and 3 for June and August.

N = number of observations, Thr = threshold, Int = intercept.

Year	Month	Zone 1			Zone 2				Zone 3				
		N	Thr	Slope	Int	N	Thr	Slope	Int	N	Thr	Slope	Int
June													
1986-7		252	-60	2.92	6.9					>			
1988-9		83	-50	1.70	0.4	583	-50	1.70	0.4	261	-50	1.74	10.1
1990		83	-50	1.70	0.4	583	-50	1.70	0.4	261	-50	1.74	10.1
1991		177	-50	1.25	3.1	901	-50	1.49	0.7	636	-50	1.97	6.4
1992		233	-50	0.78	2.1	709	-50	1.45	0.5	849	-50	2.07	6.9
1993-4		398	-50	1.06	-0.2	1367	-50	1.55	0.6	1199	-50	2.09	6.9
August													
1986-7		39	-50	1.78	5.3	231	-50	1.34	24.4	36	-50	1.92	43.1
1988-9		187	-60	3.20	4.1	832	-50	2.06	8.3	366	-50	2.26	15.0
1990		723	-50	2.14	-2.8	1679	-50	2.22	9.3	1154	-50	2.18	28.5
1991		949	-50	2.52	-4.1	2131	-50	2.80	0.9	1171	-40	1.7	20.4
1992		1168	-50	2.60	-5.1	2406	-50	2.40	7.6	1493	-40	1.57	27.9
1993-4		1423	-50	2.45	-3.6	2685	-50	2.35	8.5	1818	-40	1.63	22.1

calibration is tested by using the calibration derived from one year in subsequent years. Table 4 shows how the calibrations have changed over three particular zones as data from more years became available. In interpreting the comparisons between gauge measurements and satellite estimates of rainfall the ability of the gauge to represent pixel area rainfall must be considered, see FLITCROFT, MILFORD & DUGDALE, 1989.

## 6 - SELECTED RESULTS

A complete set of tables for the TAMSAT operation over West Africa during the rainy season of 1994 is shown in Annex I. To help their interpretation, the results for calibration zone 2 (see fig. 1) in July which are shown in table 3 are discussed. Note that both the estimated and actual gauge rainfalls are allocated to 10 and 20 mm wide bands, emphasizing that a gauge can only provide an estimate of the average rainfall over a pixel with this order of accuracy. Various indicators of the success of these pre-calibrated estimates are shown below in table 5.

The indicator to which is attached most weight is the count of the number of occasions when estimated and actual rainfall classes are the same, or one, two or three classes apart. Because of the inherent uncertainty in actual area values, a difference of one class is not significant. The occasions when the difference is less than two classes are therefore as good as may be obtained, while a difference of two classes indicates some useful information in the estimate. Table 5 illustrates the use of this score to show the performance of the TAMSAT method over a six year period for three zones (see fig. 1).

Table 5 - Validation scores for July for six years for three zones.

Zone 1										
Year	N	exact	1 out	2 out	% < 2 out	% < 3 out	high > 1 out	low > 1 out	mean est.	mean gauge
1987	224	116	62	23	79	90	19	27	11.5	10.9
1988	249	94	91	23	74	84	8	56	19.8	11.5
1989	263	102	86	49	71	90	28	45	16.6	12.9
1990	275	103	93	48	71	89	34	45	17.8	15.5
1991	349	149	112	41	75	87	28	60	14.4	10.4
1992	251	100	83	50	73	93	29	39	14.3	12.7
Zone 2										
1987	389	73	138	93	54	78	127	51	25.2	33.4
1988	424	78	129	101	49	73	62	155	45.7	31.6
1989	433	82	145	101	52	76	144	62	34.1	39.7
1990	409	93	140	92	57	79	86	90	44.9	38.8
1991	389	76	137	86	55	77	52	124	39.6	27.6
1992	263	56	80	78	52	81	44	83	42.6	32.7
Zone 3										
1987	269	47	84	73	49	76	66	72	42.6	39.8
1988	393	69	132	83	51	72	75	117	63.7	53.3
1989	391	65	125	103	49	75	79	122	57.9	50.0
1990	354	71	96	93	47	73	97	90	69.5	64.3
1991	336	63	87	94	45	73	80	106	62.7	49.4
1992	186	35	82	38	52	73	41	48	63.0	53.7

As a further indication of the accuracy of the estimates when averaged over the whole zone, the table compares the total rain measured in the gauges with the total estimated rain for the same sites. The values are also shown as mean values per decade and these are plotted through the season for each zone in figure 5. This shows that the estimates do indeed give good information on the variation through the season, and between years when averaged over these rather large areas.

The final piece of information in table 5 is the count of how many of the departures greater than 1 category out in the estimates are high or low. If the calibration is appropriate, these two classes will be similar in number.

When data from several years are available, a mapping procedure will show how widely a given calibration may be used and we can begin to reduce the area for which each calibration is calculated while maintaining our criterion of a minimum of 100 points to establish any one regression. Figure 6a shows an example where occasions of cold cloud without rain and rain without cold cloud have been plotted, using thresholds of - 40, - 50 and - 60 °C in turn. The need to subdivide the region, and to use different thresholds in different parts is clearly illustrated. Figure 6b shows the calibration zones recommended as a result of this exercise. Within each zone a regression gives the calibration coefficients.

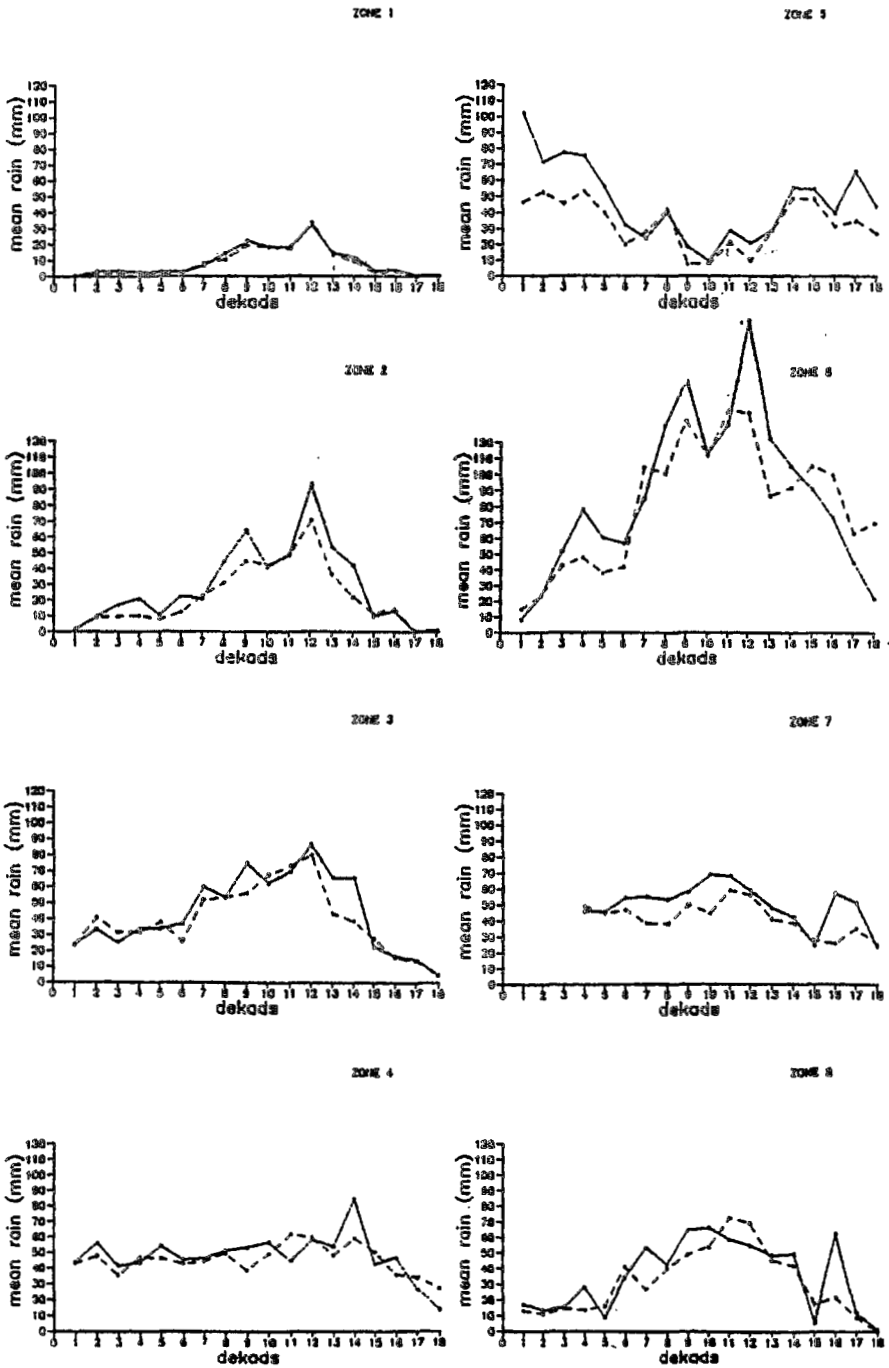


Figure 5 - Graphs of 1992 mean estimated and gauge rainfalls for all eight zones. Gauge - solid, estimated - dashed, 1 = May 1<sup>st</sup> decade, 18 = Oct. 3<sup>rd</sup> decade.

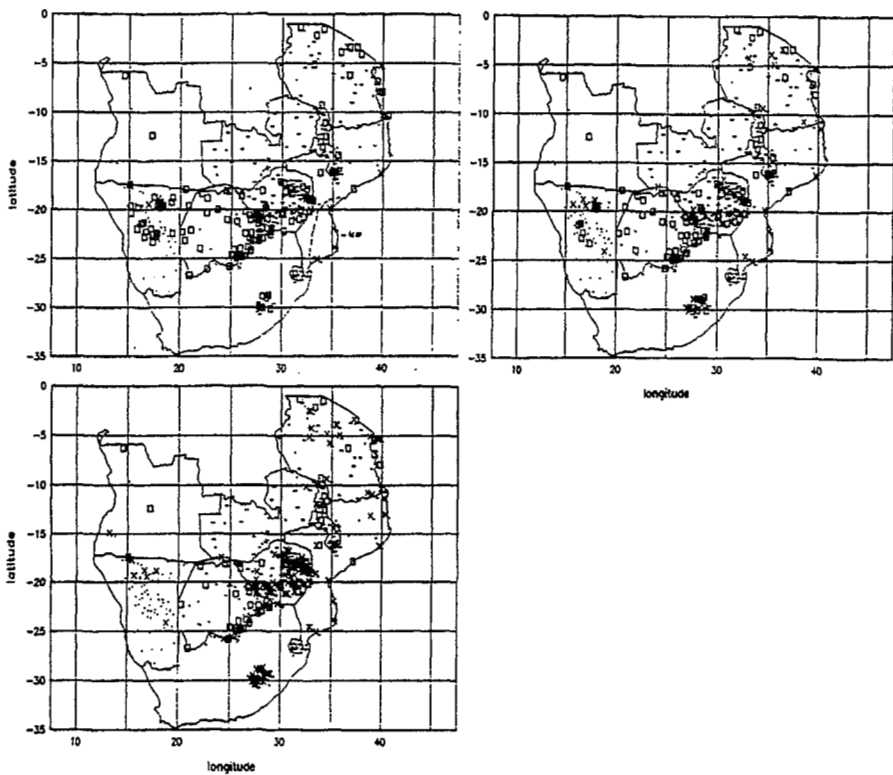


Figure 6a - Southern Africa showing zero/non zero maps from January 1991-1992 data.

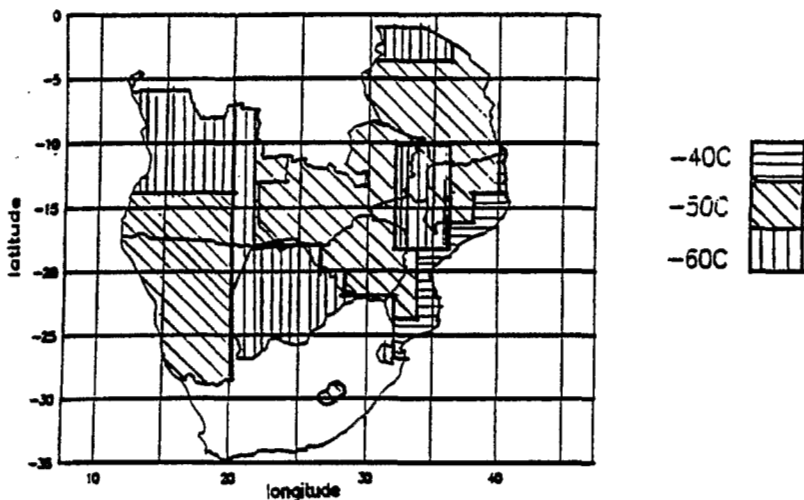


Figure 6b - Calibration zones recommended from maps in fig. 6a.

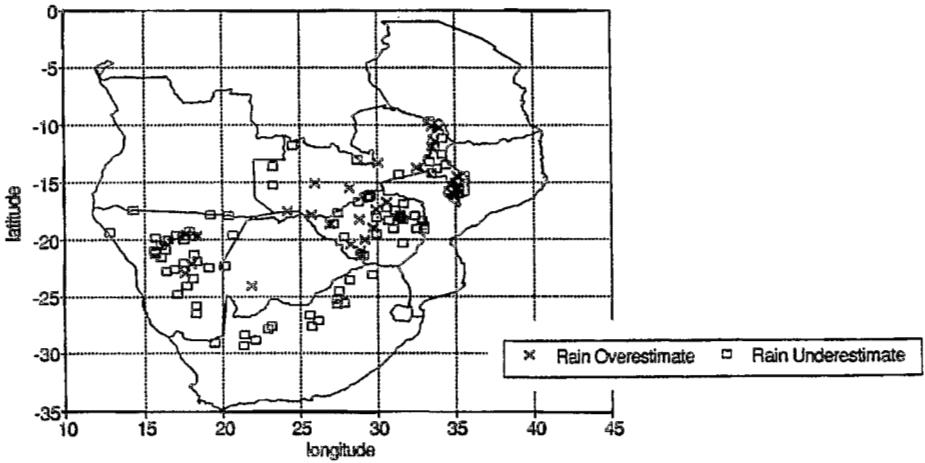


Figure 7 - Southern Africa validation.

A similar exercise is carried out, again using macros within Lotus or more sophisticated automatic plotting, to show where estimates, based on these calibrations, are consistently too high or too low in relation to observations. Figure 7 illustrates this process, and again shows the need for subdivision of the calibration area originally chosen as uniform, on the basis of threshold. Further subdivision may be needed to improve local calibration. Separate analysis might be carried out according to the user's requirement, i.e. whether the interest was specifically in drought and the occurrence of any rain at all, or whether it was in the amount of rain which had fallen for more general water assessment purposes.

## 7 - OPERATIONAL APPLICATIONS OF TAMSAT RAINFALL ESTIMATES

The emphasis on the different needs of different users has been a recurrent theme in TAMSAT discussions. The earliest operational application of the rainfall estimates was within Famine Early Warning Systems (FEWS) typified by the FAO ARTEMIS activities (VAN INGEN SCHENAU & VENEMA, 1986), by USAID FEWS and also by national systems in the Sudan and Ethiopia. Where extensive areas are dependent on rain-fed agriculture but inaccessible from the capital for monitoring purposes, as in the west of the Sudan, the decadal indications of zero or minimal rainfall are clear indicators of threats to planted crops.

A development of the use of the rainfall estimates from CCD can give quantitative estimates and forecasts of the growth of natural vegetation over extensive grazing areas (such as in the Sahelian pastures). BONIFACIO, DUGDALE & MILFORD (1993) have used a regression model between biomass production, as indicated by standard NDVI maps, and accumulated plant water use, derived from rainfall estimates through a

simple soil water budgetting procedure. The regression parameters appear closely related to the nature of the soil (and the resulting vegetation). For this application, which appears to have promise of operational utility over a rather narrow, but important zone in West Africa, the rainfall estimates should be optimized in the lower part of the range, as for Early Warning Systems. This is because the heavy storms, which are not well identified by our procedure, lead to runoff and deep percolation as a result of which the water becomes locally unavailable for subsequent use by local vegetation.

In two other practical applications the requirements for optimizing the information in the rainfall estimates are rather different. In the case of predicting favourable habitats for the desert locust, one criterion is that 20 mm of rain should have fallen. In a typical sandy soil this will penetrate far enough to reach dormant eggs, and lead them to start their development. The same amount is also likely to lead to a vegetative flush, such as is required to sustain the locust long enough to produce the next generation. In this application the likely distribution of falls about the area average is needed as well as the estimate of the average in order to state how much of the area is likely to have received the critical amount of rain (DUGDALE & MILFORD, 1990b). These criteria would have to be adjusted in areas where run-off from impermeable ground may result in accumulated soil moisture of 20 mm in depressions even though the area rainfall may have been only a few mm.

The final example is that of rainfall-runoff modelling where the rainfall over a shorter period, typically a day, is estimated over the area of a hydrological catchment or sub-catchment. Early results from Senegal (HARDY, DUGDALE, MILFORD & SUTCLIFFE, 1989) suggested that similar accuracies in the output from a runoff model may be obtained whether the satellite-derived or raingauge-derived estimates of areal rainfall are used as the input. More recent work (GRIMES, 1992) reinforces this, but also shows that more work has to be done to use recognized storm and catchment characteristics to optimize the method. Better estimates of evaporation will also help the prediction of seasonal flows, but quantification of extreme storms which give rise to the most damaging, local flooding will require a much more substantial meteorological input.

## 8 - CURRENT DEVELOPMENTS

Figure 6 has already provided examples where homogeneous calibration regions can be identified on a much smaller scale than that required by the international monitoring schemes prevalent to date. This localization of the estimates is best done by national teams which know the local needs and the effects of topography even on the scale of a few pixels. Considering the modest price of a receiver, or of disseminating CCD images from a regional receiver, much more could be done to develop operational information on this "district" scale.

The limited improvement shown by more elaborate regression methods have been mentioned above. In fact, it is hoped that the purely statistical approach is only the first step towards the measurement of rainfall from satellites, and that the application of our knowledge of atmospheric dynamics and thermodynamics will help to improve esti-

mates in future. Considering the synoptic context of the cold clouds would seem appropriate: for this to lead to an operational methodology an objective analysis such as that provided by any global model is required, and we are now starting to explore such an approach.

A word of caution is needed on the evaluation of different methodologies, or of improvements to a procedure. Very often little more than a comparison of correlation coefficients is shown, and these are based on limited data sets. Because of the stochastic element in all aspects of rainfall, differences in correlations, or scoring of "correct" estimates can only be claimed as significant if they persist over a number of similar data sets.

## 9 - CONCLUSION

To date TAMSAT has concentrated on a single, thermal infrared channel because this has been the only one available on an hourly basis with significant information. While the scientific basis has been admittedly simplistic, the linear regressions between cold cloud duration and gauged rainfall have consistently given information with useful content for a number of operational and decision-making activities. It seems appropriate to continue with the production and dissemination of these estimates at the same time as we try to improve them from current data sources, prepare for the arrival of better data, as from the METEOSAT Second Generation satellites. Discussion of ways in which the estimates can be used, even with a realistic assessment of their accuracy, and continued validation are also activities which have to be continued on as wide a basis as possible.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The work summarized here has been supported by the UK Overseas Development Administration, the UN Food and Agricultural Organization and US Agency for International Development. A large number of individuals have contributed, notably Dr V.A. THORNE, Dr D.I.F. GRIMES and M. M. SAUNBY recently.

## REFERENCES

- Agrhymet, 1994 - GUILLOT B. (in preparation).  
BARRETT C.G.; 1989 - Satellite remote sensing of rainfall. In *Applications of remote sensing in agriculture*. Ed. F. Toselli, Kluwer, Dordrecht.  
BONIFACIO R., DUGDALE G. & MILFORD J.R., 1993 - Sahelian rangeland production in relation to rainfall estimates from METEOSAT. *Int. J. Rem. Sens.*, 1993 vol. 14, n°.14, 2695-2711.

- DUGDALE G., 1994 - Satellite derived rainfall estimates over Africa: their validation and use in monitoring climate change. In *Global precipitations and climate change*. Ed. M.Desbois & F .Desalmand. NATO ASI series 1: Global environmental change, vol. 26.
- DUGDALE G. & MILFORD J.R., 1986 - Rainfall estimation over the Sahel using METEOSAT Thermal Infrared data. Proc. ISLSCP conference, Rome, Italy, 2-6 December 1985, ESA SP-248 (May 1986).
- FLITCROFT I.D., MILFORD J.R. & DUGDALE G., 1989 - Relating point to area average rainfall in semi-arid West Africa and the implications for rainfall estimates derived from satellite data. *J. Appl. Meteorol.* 28, 252-266.
- GRIFFITHS C.G. & WOODLEY W.L., 1973 - On the variation with height of the top brightness of precipitating convective cloud. *J. Appl. Meteor.* 12, 1086-1089.
- GRIMES D.I.F., 1992. Application of satellite based rainfall estimates to hydrology. Proc. OSS workshop, Niamey, Apr. 1992.
- HARDY S., DUGDALE G., MILFORD J.R. & SUTCLIFFE J.V., 1989 - The use of satellite derived rainfall estimates as input to flow prediction in the river Senegal. Proc. Balt. Sump. May 1989, IAHS 181, 23-30.
- MILFORD J.R. & DUGDALE G., 1990a - Estimation of rainfall using geostationary satellite data. In *Applications of remote sensing in agriculture*. Ed. J.A. Clark & M.D. Steven, London, Butterworth.
- MILFORD J.R. & DUGDALE G., 1990b - Monitoring of rainfall in relation to the control of migrant pests. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* B328, 689-704 (1990).
- VAN INGEN SCHENAU H.A. & VENEMA J.C., 1986 - ARTEMIS: an integrated approach to environment monitoring using data from Meteosat and NOAA imaging satellites. EUMETSAT 6<sup>th</sup> METEOSAT Scientific Users' Meeting. Amsterdam, November 1986.



# APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION SATELLITAIRE À LA PLUVIOMÉTRIE DU BASSIN D'UN FLEUVE SAHÉLIEN : LE SÉNÉGAL

M. CARN

(ORSTOM DAKAR, BP 1386 SÉNÉGAL)

## RÉSUMÉ

L'imagerie infrarouge MÉTÉOSAT est utilisée pour calculer les lames d'eau précipitées sur le bassin du fleuve Sénégal au pas de temps décadaire, les méthodes conventionnelles s'étant avérées inopérantes du fait de la rareté des points de mesures au sol et de la très forte variabilité spatiale de la pluie aux petites échelles.

Pour réaliser une telle estimation de la pluviométrie à la résolution du pixel, nous avons développé une méthode originale, qui repose sur la combinaison de deux indices pluviométriques issus de l'image MÉTÉOSAT, qui paramétrisent respectivement la source de pluie et la cible. La validation de ces estimations par comparaison avec des mesures aux stations indépendantes de celles utilisées pour l'estimation atteste de la très bonne efficacité de la méthode aux échelles spatio-temporelles choisies.

La cartographie des indices pluviométriques apporte en outre une information très cohérente avec la nature des nuages pluvio-gènes et permet de discriminer les précipitations associées aux lignes de grain de celles produites par la remontée de l'ITCZ. Une régionalisation saisonnière des champs de pluie est ainsi proposée. La pluviométrie des saisons étudiées est commentée et comparée avec les références proposées par le centre AGRHYMET de Niamey.

Une analyse entre les précipitations et les écoulements enregistrés sur un bassin de référence est enfin présentée.

## INTRODUCTION

Depuis 1986, les équipes et laboratoires associés au sein du projet EPSAT (Estimation des pluies par satellite) (CADET - GUILLOT, 1991), ont développé des procédures d'estimation satellitaire de la pluviométrie en Afrique sahélienne, qu'ils souhaitent appliquer dans des projets de développement réalisés sur la région.

Le volet « étude hydrogéochimique » du programme EQUÉSEN (Environnement et qualité des eaux du fleuve Sénégal) a pour objectif premier d'approcher le plus précisément possible les différents termes qui interviennent dans l'équation du bilan des entrées/sorties de matières sur le bassin. Une bonne mesure des précipitations sur la zone est donc de ce point de vue essentielle.

La convergence de ces deux préoccupations, a abouti à une collaboration entre les deux programmes EQUÉSEN et EPSAT.

Situé entre les régions tropicales humides et les confins du Sahara (de 9° à 17° 30 N) le bassin du fleuve Sénégal présente une grande diversité climatique. Selon LEROUX (1980) quatre domaines caractérisés par la pluviométrie annuelle (P), la température moyenne annuelle (T), le taux annuel d'humidité relative (HR) et la longueur de la saison des pluies se disposent en bandes latitudinales sub-parallèles.

Ce sont du sud au nord :

- le *domaine guinéen* :  $P > 1\,500$  mm/an,  $T + 22-24$  °C,  $HR > 50$  %, et la saison des pluies dure huit mois (d'avril à novembre) ;
- le *domaine sud-soudanien* :  $1\,500 > P > 1\,000$  mm/an,  $T > 27$  °C,  $HR > 50$  % et la saison des pluies dure six à huit mois ;
- le *domaine nord-soudanien* :  $P < 1\,000$  mm/an,  $T > 27$  °C,  $HR < 50$  % et la saison des pluies dure quatre à six mois ;
- le *domaine sahélien* :  $P < 500$  mm/an,  $T > 30$  °C,  $HR < 40$  % et la saison des pluies dure deux à trois mois.

## ARGUMENTS POUR L'UTILISATION DE MÉTHODES SATELLITAIRES EN PLUVIOMÉTRIE

La mesure ponctuelle de la pluviométrie, est bien entendu indispensable, pour les statistiques et les analyses de tendances climatiques, comme donnée d'entrée de certains modèles prévisionnels, voire pour alimenter les rubriques climatiques des Atlas géographiques ou de guides touristiques.

Les seules mesures aux stations sont néanmoins souvent insuffisantes pour les programmes de développement qui ont besoin de disposer de données pluviométriques spatialisées, c'est-à-dire de connaître le plus précisément possible les volumes de précipitations qui ont arrosé au cours d'une période donnée, une parcelle agricole, un bassin hydrologique, une zone d'éclosion larvaire, un domaine endémique, etc.

### 1 - Les réseaux de mesures au sol

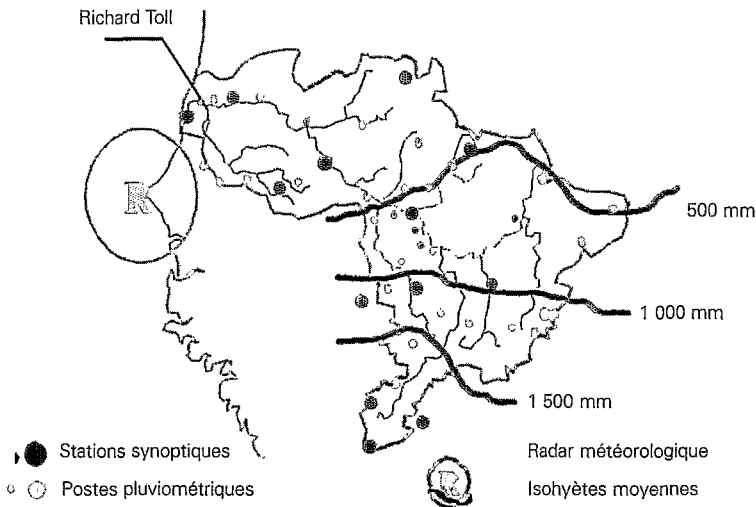


Figure 1 : Situation et équipement pluviométrique du bassin du fleuve Sénégal.

Les données pluviométriques du bassin proviennent uniquement des stations de mesures au sol (stations synoptiques et climatiques, postes pluviométriques) qui sont implantées sur la zone (fig. 1) ; le seul radar météorologique de la région, celui de Dakar-Yoff, est en effet trop éloigné pour pouvoir fournir des informations quantifiées sur le bassin.

Le réseau pluviométrique du bassin du Sénégal est peu dense ; on y relève en effet pour l'ensemble, 51 points de mesures possibles sur une zone d'environ 368 000 km<sup>2</sup>, ce qui correspondrait si l'implantation instrumentale était répartie de façon homogène, à une aire de contrôle moyenne de chaque station de l'ordre de 7 200 km<sup>2</sup> !

Ce réseau de mesure au sol dépend en outre de quatre systèmes nationaux de gestion des données - Sénégal, Mali, Mauritanie et Guinée - ce qui dégrade l'homogénéité des résultats, et surtout accroît fortement les difficultés de collecte globale. Enfin on observe depuis quelques années une tendance à la fermeture de certaines stations de mesure, pour des raisons économiques ou politiques ; ainsi selon une publication récente de l'OMM, plus de 40 % des stations climatologiques du continent qui existaient en 1930 ont disparu en 1988 (SIRCOULON, 1990).

## **2 - La variabilité spatio-temporelle des pluies en Afrique de l'Ouest**

Une analyse des corrélations inter-postes pluviométriques en composantes principales, pour la période 1948-1978 sur l'Afrique de l'Ouest, aux pas de temps mensuels et saisonniers, a démontré l'existence de régions où il existe une bonne cohérence spatiale de la pluviométrie, interannuellement (JANICOT, 1992) ; en d'autres termes, des régions qui présentent des bilans pluviométriques annuels de même signe, par rapport aux valeurs normalisées.

Une première régionalisation apparaît de part et d'autre du parallèle 10° N, mais on constate également l'existence d'une structure particulière à l'ouest de 6° W qui correspond à une opposition de comportement entre la façade atlantique et le Sahel « continental ».

On observera sur la figure 2, que le bassin du fleuve Sénégal est entièrement inclus dans la zone 1, dont le degré de cohérence interne est relativement fort.

## **3 - La variabilité spatiale à petite échelle**

La variabilité spatiale de la pluviosité dans les régions tropicales et équatoriales est également forte aux petites échelles. Ceci tient essentiellement à la nature très convective des systèmes précipitants, dont la taille des cellules de convection notamment dans le cas des lignes de grains serait de l'ordre du kilomètre.

Nous avons pu l'estimer pour la région de Richard Toll (cf. fig. 1), dans la basse vallée du fleuve grâce aux données du laboratoire d'agro-pédologie de la Compagnie sucrière sénégalaise (CSS) qui a mesuré pendant 4 ans les pluies journalières en dix postes pluviométriques répartis de façon homogène sur une superficie de l'ordre de dix pixels MÉTÉOSAT.

La grille de la figure 3 représente à l'échelle, la pixelisation MÉTÉOSAT. On notera que le gradient maximum de pluviométrie saisonnière par pixel en 1986 était de 90 mm pour une pluviométrie moyenne de 196 mm !!

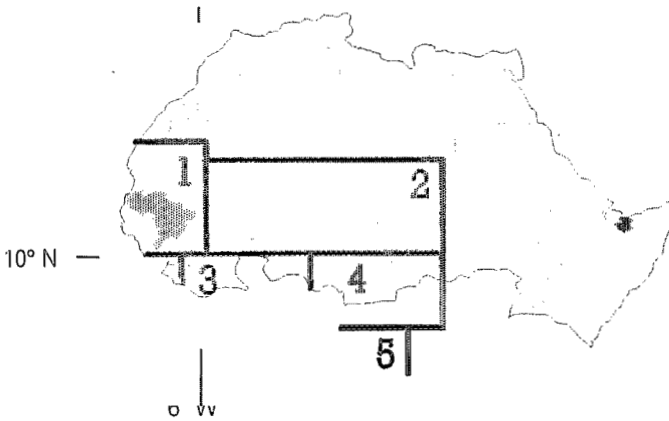


Figure 2 : Synthèse de la régionalisation annuelle de la pluviométrie selon JANICOT (1992).

#### 4 - Les applications de l'estimation de la pluviométrie par satellite à l'hydrologie

La pluviométrie estimée par la méthode EPSAT et utilisée comme donnée d'entrée dans le modèle précipitation/écoulement de WHISHART (SOLOMON, 1988) sur 57 petits bassins (de 120 à 810 km<sup>2</sup>) du Nord de la Côte d'Ivoire s'est avérée plus efficace dans de nombreux cas que la pluviométrie spatialisée conventionnellement.

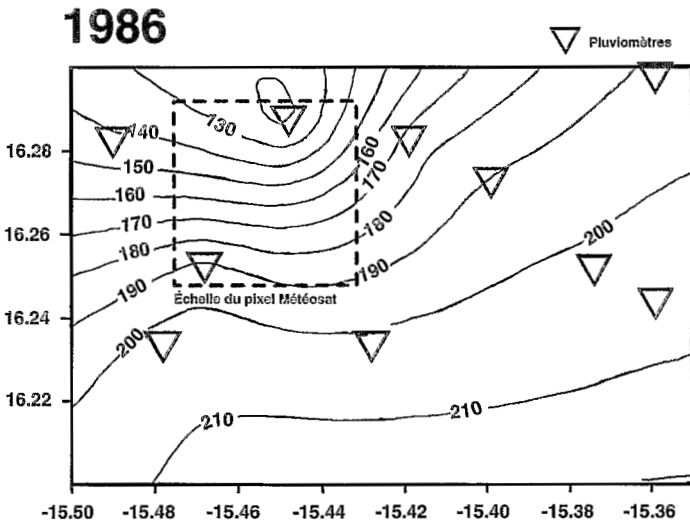


Figure 3 : La variabilité spatiale de la pluviométrie sur la zone des casiers de la CSS pour la saison 1986. (taille du pixel MÉTÉOSAT : 5km\*5km environ).

*Un système de mesures au sol peu instrumenté comme celui du bassin du Sénégal ne peut rendre compte avec suffisamment de précision de la forte variabilité spatiale à petite échelle de la pluviométrie en cette région aux reliefs importants et où les mécanismes des masses d'air soumis aux conflits des flux océaniques et continentaux sont particulièrement complexes. Par conséquent, le calcul par les méthodes conventionnelles de « paramètres étendus » (tels que celui des lames d'eau précipitée) ne peut être que très approximatif et justifie l'application de méthodes synoptiques comme la télédétection satellitaire.*

## L'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE

### 1 - L'imagerie satellitaire MÉTÉOSAT : son utilisation en pluviométrie

Le satellite géostationnaire européen MÉTÉOSAT, se trouve placé en orbite équatoriale à 35 800 km d'altitude environ, niveau d'équilibre qui lui permet d'avoir la même vitesse angulaire que la terre et d'être ainsi fixe par rapport à un sous-point terrestre. Sa position nominale se situe à l'intersection du méridien de Greenwich et de l'Équateur, ce qui en fait un instrument particulièrement adapté à l'étude du continent africain.

L'imagerie Infrarouge MÉTÉOSAT fournit à tout moment de la journée une « carte thermique » du globe terrestre et permet notamment de classer les différents corps nuageux en fonction de leur développement en altitude. En l'absence de nuages, le canal infrarouge permet en outre de réaliser la cartographie du champ thermique radiatif de la surface ; et plus particulièrement de repérer la signature thermique des pluies au sol liée à l'humidité instantanée, à l'évaporation et enfin à l'évapotranspiration lorsque le couvert végétal se développe ou s'accroît (SEGUIN, 1992).

### 2 - La méthode EPSAT

Il existe deux voies possibles pour l'élaboration de produits d'estimation des pluies par satellite selon que l'on étudie la *source* de pluies (les nuages précipitants) ou la *cible* (la surface du sol), détectable après le passage des nuages.

La méthodologie utilisée repose sur une approche originale qui combine cette double paramétrisation, des causes et des effets (CARN, 1987).

Pour des pas de temps décennaires ou plus longs, les pluies mesurées aux stations sont significativement corrélées par régression linéaire multiple avec les deux paramètres de base, **FOC** (= fréquence d'occurrences des nuages froids comptabilisés par une méthode de seuillage à - 40 °C) et **Tmax** (= champ thermique radiatif maximum de la surface) pris comme variables indépendantes. Néanmoins pour les périodes les plus courtes, les décades, les résultats obtenus sont peu satisfaisants à la résolution du pixel (environ 30 % de la variance de la pluie expliquée par les deux paramètres choisis) et l'application dans ce cas d'ajustements linéaires n'est acceptable que pour le calcul de lames d'eau sur des surfaces suffisamment importantes (supérieures à 10 000 km<sup>2</sup>). Il est donc illusoire, pour ce type de procédure, de vouloir réaliser à de tels pas de temps une validation au pixel près !

Le couplage de ces deux paramètres dans un même algorithme permet de compenser, du moins partiellement, les insuffisances et défauts de chacun d'entre eux vis-à-vis de la pluviométrie, qui sont dus essentiellement :

- pour les occurrences de nuages froids :

- à la prise en compte dans le recensement, de nuages de glace (cirrus) non précipitants ;
- à la non-représentation de pluies produites par des nuages moyens ou bas (à sommets plus chauds que - 40 °C) ;
- à l'inadéquation entre un estimateur échantillonné chaque 30 minutes, et une averse qui correspond à un phénomène continu dans le temps. HUBERT *et al.* (1991) ont montré que dans le cas de mesures pluviométriques au sol, la précision pouvait se dégrader de 10 % dans le cas d'un échantillonnage fractionné chaque 1/2 heure, et de l'ordre de 50 % pour un échantillonnage horaire.

- pour le champ thermique maximum de surface :

- à la non-corrrection des effets atmosphériques dans la mesure du bilan radiatif.

Le champ thermique radiatif maximum de surface (Tmax), est notamment fonction de l'état du couvert végétal du moment, qui représente, particulièrement en zone sahélienne, à un instant donné, une « mémoire » de la saison des pluies. Ce paramètre est donc vraisemblablement peu influencé par un échantillonnage fractionné dans le temps et permet de corriger cet effet qui affecte particulièrement celui des occurrences.

### 1 - Les indices pluviométriques

Notre objectif étant d'obtenir une mesure de la pluie, satisfaisante pour des pas de temps de 10 jours à échelle spatiale fine, nous avons développé, lors de ce travail sur le bassin du Sénégal, la méthode dite des *indices pluviométriques* afin d'estimer les lames d'eau précipitées sur la région à la résolution du pixel MÉTÉOSAT.

Lors d'un premier traitement, les valeurs d'occurrences et de température maximale de la surface sont extraites des pixels correspondant aux stations synoptiques dont on connaît la pluviométrie pour la période considérée.

Les deux indices suivants sont alors calculés pour chaque station :

- indice d'efficacité pluviogénique :

$$\text{PCb}_s = \text{Pluie mesurée} / \text{Nombre d'occurrences}$$

- indice de refroidissement :

$$\text{PvT}_s = \text{Pluie mesurée} / \text{Tmax}$$

Le PCb représente l'efficacité en pluie d'une occurrence nuageuse enregistrée en un point à un moment donné.

Le PvT rend compte des réactions thermiques de la surface provoquées par les précipitations en un point à un moment donné. Ces réactions sont liées aux processus d'humidification, d'évaporation, d'évapotranspiration, etc. ; il est évident que cet indice est aussi influencé par certains effets atmosphériques et notamment les refroidissements dus aux nuages de lithométéores.

Le comportement interannuel de ces deux indices a été étudié (CARN, 1990) pour les années 1986, 1987 et 1989 pour trois fichiers de stations correspondant à des échelles spatiales différentes - la zone des pays du CILSS, le Mali et le degré-carré de Niamey (zone du déroulement des expériences EPSAT-Niger et Hapex Sahel (LEBEL,

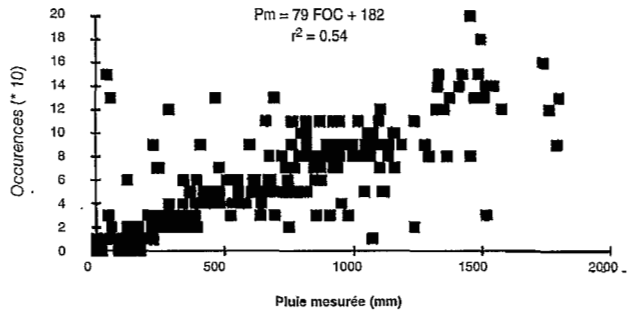


Figure 4a : Relation interannuelle Pluie/Occurrences de nuages froids.

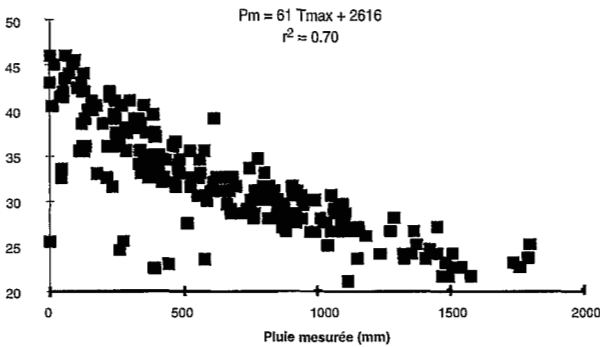


Figure 4b : Relation interannuelle Pluie/Champ thermique de surface.

1991). La relation Pluie/Température radiative maximum présente dans tous les cas, une meilleure reproductibilité d'une saison à l'autre, que celle concernant la pluie et le cumul des occurrences, qui n'est parfois que très faiblement significative interannuellement. Cette observation s'est également avérée sur le bassin du fleuve Sénégal pour la période considérée (fig. 4a et 4b).

*Il semble donc que la conception d'une méthode d'estimation des pluies en temps réel, s'appuyant sur une référence climatologique et non plus sur des mesures aux stations, devrait être plutôt fondée sur une paramétrisation de l'effet des pluies au sol que sur une méthode de recensement des nuages froids.*

## 2 - L'algorithme

Les champs de PCb et de PvT étendus à la zone concernée, soient  $PCb_{ch}$  et  $PvT_{ch}$ , sont calculés par traitement géostatistique (procédure de krigeage par le logiciel SURFER) à partir des indices aux stations.

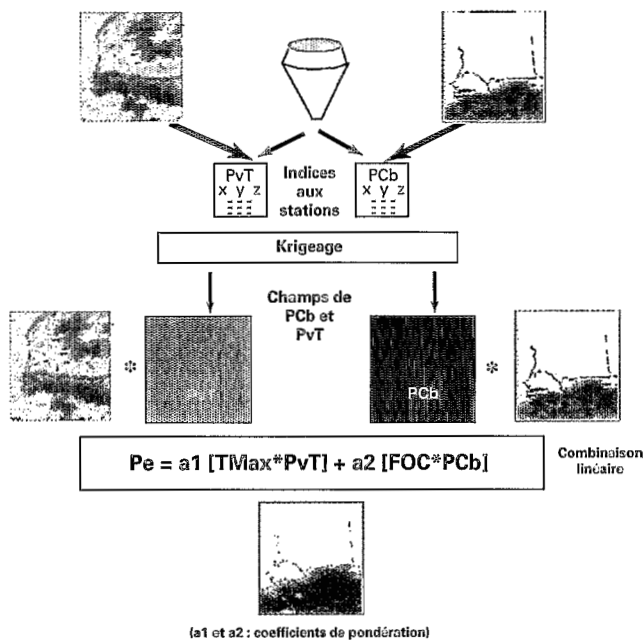


Figure 5 : Schéma de l'algorithme EPSAT, méthode des indices pluviométriques.

Les champs de ces deux indices pluviométriques ( $PCb$  et  $PvT$ ) servent finalement à calibrer les images d'occurrences et du champ thermique de surface, produisant deux champs de pluviométries estimées qui sont ensuite combinés linéairement selon l'algorithme suivant :

$$P_e = p_1 \cdot [FOC \cdot PCb_{ch}] + p_2 \cdot [Tmax \cdot PvT_{ch}]$$

Les coefficients de pondération  $p_1$  et  $p_2$  sont fonction des valeurs des coefficients de corrélation qui relient respectivement la pluie mesurée aux stations synoptiques de calibration avec les fréquences d'occurrences de nuages froids d'une part et avec les températures radiatives maximum du sol d'autre part. Ces deux coefficients ont généralement une valeur proche, pour la saison entière.

La figure 5 présente le schéma d'ensemble des procédures qui réalisent l'estimation finale.

### 3 - La validation de l'estimation

Les totaux pluviométriques saisonniers estimés ont été validés à la résolution du pixel *MÉTÉOSAT*, par comparaison avec les pluies mesurées à une dizaine de stations de contrôle, indépendantes de celles retenues lors de l'estimation. Nous indiquons dans le tableau 1 les valeurs mesurées aux stations et celles des pixels correspondants extraits de l'estimation satellitaire, ainsi que les écarts, pour cinq années d'observation.

Une régression linéaire a été calculée pour l'ensemble des valeurs regroupées des six années de l'étude ; le coefficient de corrélation obtenu ( $r^2 = 0.88$ ) est tout à fait satisfaisant.

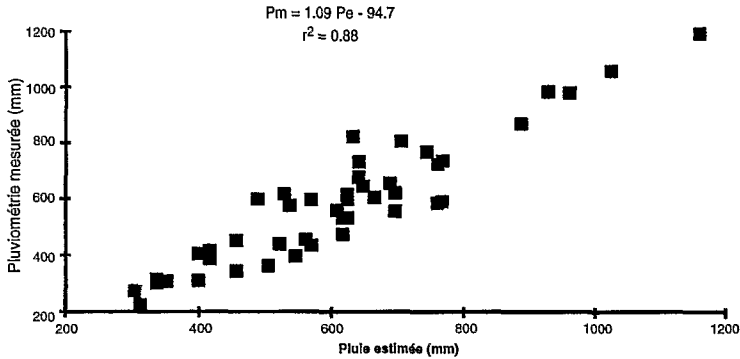


Figure 6 : Comparaison entre pluie estimée et pluie mesurée aux stations dédiées à la validation.

faisant au niveau saisonnier (fig. 6). On observe cependant une tendance à la surestimation de la méthode satellitaire par rapport aux relevés des postes pluviométriques.

Tableau 1 - Comparaison entre pluie mesurée et pluie estimée aux stations de contrôle.

Stations	1986			1987			1989			1990			1991		
	Pe	Pm	%	Pe	Pm	%	Pe	Pm	%	Pe	Pm	%	Pe	Pm	%
Fatick	456	452	- 0.9	536	575	- 6.8	624	599	- 4.2	400	310	- 29	400	404	1
Dahra	304	273	- 11.4	520	439	- 18.5	560	455	- 23.1	312	226	- 38.1	336	302	- 11.3
Goudiry	696	622	- 11.9	760	584	- 30.1	640	678	5.6	568	436	- 30.3	624	534	- 16.9
Kaffrine	528	616	14.3	768	591	- 29.9	696	567	- 25	544	397	- 37	456	345	- 32.2
Koungueul	768	736	- 4.3	704	806	12.7	688	654	- 5.2	640	731	12.4	664	606	- 9.8
Kidira	648	647	- 0.2	616	474	- 30	632	822	23.1	504	365	- 38.8	624	617	- 1.1
Simenti				1160	1195	- 2.9	928	985	5.8	760	725	- 4.8			
Saraya	960	981	2.1	1024	1060	3.4				888	869	- 2.2			
N'Diefone													352	308	- 14.3

## LA PLUVIOMÉTRIE DU BASSIN DE 1986 À 1992

Nous ne disposons pour cette étude que des scènes MÉTÉOSAT couvrant les périodes mai à octobre de chaque année ; nous n'avons donc pas pris en compte les précipitations du début de saison (mars, avril) et de fin de saison (novembre) qui ne sont bien entendu pas négligeables, particulièrement sur la partie septentrionale du bassin.

La proportion moyenne de la lame d'eau ayant intéressé le bassin entier pour ces deux périodes d'avant et de fin de saison est de l'ordre de 3,5 % de la pluviométrie annuelle totale, ce qui nous permet d'admettre que notre étude est représentative des saisons pluvieuses entières.

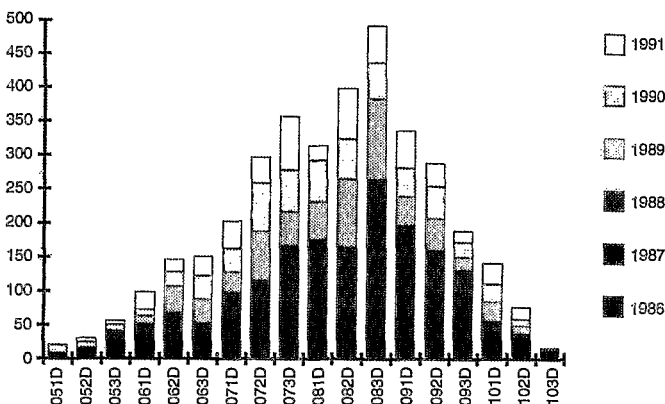


Figure 7 : Pluviométries décadaires interannuelles cumulées.

## 1 - La répartition des pluies dans le temps

Le FIT (Front intertropical) atteint habituellement la limite sud du bassin au cours du mois d'avril, puis progresse vers le nord jusqu'à la fin du mois d'août, après quoi il commence son mouvement de repli méridional ; les ultimes pluies de la saison arrosent les hauteurs du Fouta D'jalon fin octobre à début novembre.

La figure 7 qui représente les cumuls décadaires interannuels, illustre ce mouvement et montre que la répartition des pluies dans le temps obéit à une distribution gaussienne à 2 modes. Un premier pic apparaît en 3<sup>e</sup> décade de juillet puis suit un léger fléchissement de l'histogramme, avant d'atteindre la 3<sup>e</sup> décade du mois d'août, la plus arrosée. La plupart des saisons étudiées présentent cette configuration caractéristique d'une décade très déficitaire au beau milieu de la saison des pluies, ceci coïncide généralement avec l'amorce du retrait du FIT vers le sud.

## 2 - Les saisons 1986 à 1992

Nous avons représenté sur la figure 8 les hauteurs des lames d'eau sur le bassin entier pour les sept saisons étudiées en y figurant par trois traits horizontaux les valeurs des moyennes interannuelles proposées par le centre AGRYMET pour les deux périodes de références extrêmes : humide et sèche, ainsi que pour la normale 1951-1980 (MOREL, 1993).

Aucune des sept saisons concernées n'atteint la moyenne de pluviosité de la période « humide » (1950-1965) ; celles qui s'en rapprochent le plus, les saisons 1988 et 1989, sont par contre dans la normale 1951-1980.

Les cinq autres saisons sont toutes largement déficitaires ; la lame d'eau enregistrée sur le bassin en 1992 est même légèrement inférieure à la moyenne de la période « sèche » (1968-1985).

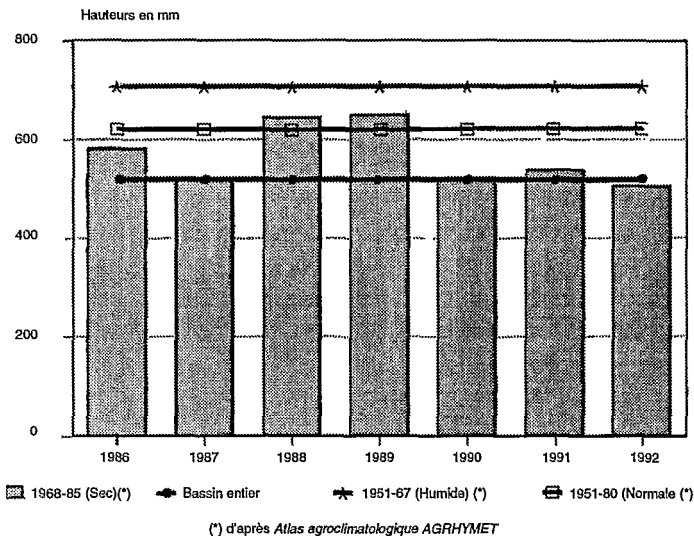


Figure 8 : Lames d'eau précipitées sur le bassin au cours des saisons des pluies 1986 à 1992.

### 3 - Les cartes d'anomalies saisonnières

Les cartes dressées par l'estimation EPSAT sont comparées à celles déduites des champs moyens interannuels proposés par le centre AGRYMET de Niamey, de façon à cartographier le plus finement possible les anomalies, positives ou négatives, rencontrées pour chaque saison, pour l'ensemble du bassin et aussi pour les différents bassins secondaires.

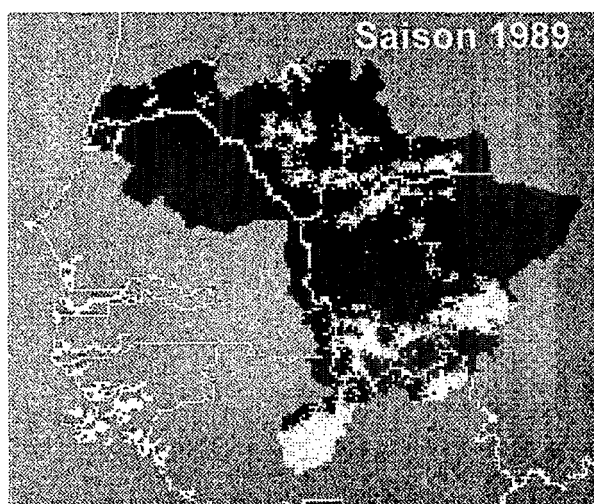


Figure 9 : Cartographie des anomalies pluviométriques pour la saison 1989 par comparaison avec les champs AGRHYMET de la normale saisonnière 1951-1980 (les plages gris clair correspondent aux zones à pluviométrie déficitaire, tandis que les plages gris foncé délimitent les pluviosités excédentaires).

(Il faut cependant émettre certaines réserves quant à la méthode qui consiste à comparer deux documents de natures différentes ; l'un, l'imagerie satellitaire, est par définition un produit « raster » constitué de pixels, tandis que l'autre, le champ krigé est au départ un produit vectoriel, rasterisé par la suite puis redressé pour pouvoir être superposable au pixel près avec le produit satellitaire. La cartographie des anomalies présentée sur la planche 3 doit donc être appréciée surtout comme un document qualitatif.)

#### 4 - Précipitations et écoulements sur le bassin de la Falémé à Gourbassi

La Falémé, affluent situé en zone ouest du bassin supérieur, a connu, ces dernières années, des étiages très sévères dus à une longue série de saisons des pluies déficitaires, ce qui a provoqué un fort tarissement des nappes. Ainsi la station de Gourbassi a-t-elle enregistré des débits nuls pendant plusieurs semaines au cours des saisons 1986, 1987 et 1989.

Cette situation extrême nous a permis de comparer de façon synchrone les écoulements et les précipitations sur ce bassin de taille moyenne (17 000 km<sup>2</sup>) avec l'indice de pente moyen le plus fort de l'ensemble du bassin du Sénégal. Puisque le point de départ de l'écoulement saisonnier ainsi que celui de la saison des pluies peuvent être aisément datés, nous avons pu comparer les lames d'eau précipitées cumulées aux débits cumulés, et ceci au pas de temps décadaire (fig. 10).

Le meilleur ajustement a été obtenu par une fonction polynomiale du 2<sup>e</sup> ordre de la forme :

$$Q = 0.75 \cdot 10^{-5} P^2 - 0.028 P - 25.70$$

La valeur du carré du coefficient de corrélation obtenu ( $r^2 = 0.97$ ) montre que ces deux paramètres sont fortement corrélés, quelle que soit la saison considérée.

## CONCLUSION

L'efficacité de l'utilisation de l'imagerie infrarouge MÉTÉOSAT pour l'estimation des lames d'eau précipitées sur le bassin du fleuve Sénégal est démontrée, dans cette région où la trop faible densité des points de mesures au sol, ajoutée à la forte variabilité spatiale de la pluie, rendent souvent inopérentes les méthodes de spatialisation conventionnelles.

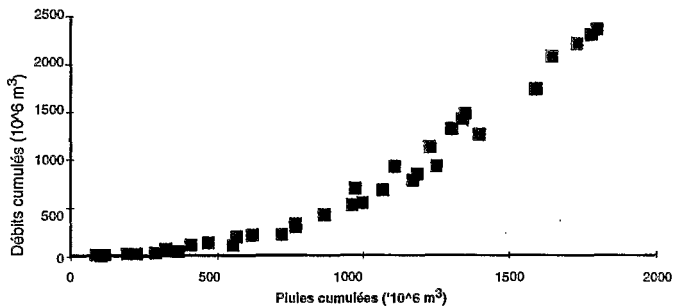


Figure 10 :  
Relation pluviométrique  
décadaire cumulée  
et débits cumulés  
sur le bassin de la  
Falémé à Gourbassi,  
pour les saisons  
1986, 1987 et 1989.

Outre cette utilisation de la télédétection satellitaire dans des méthodes de quantification volumique de la pluviométrie, les indices pluviométriques définis - PCb et PvT - semblent être de bons outils statistiques pour l'étude qualitative des champs de pluie et ouvrent deux voies distinctes pour la conception de références de calibration permettant d'envisager la réalisation de produits satellitaires d'estimation quantitative de la pluviométrie en temps réel, dérivés de l'infrarouge MÉTÉOSAT, encore que la relation [hauteur de pluie/température radiative] aux stations semble plus pertinente interannuellement que celle se rapportant à la pluie et aux occurrences nuageuses.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CADET D., GUILLOT B., 1991 - *EPSAT : Estimation des précipitations par satellite*. ORSTOM éditeur, 63 pages.
- CARN M., DAGORNE D., GUILLOT B., LAHUEC J.-P., 1987 - Estimation des précipitations par satellite au Sahel pour la période mai à septembre 1987. *Veille Clim. Sat.*, n° 20, Lannion, pp. 26-30.
- CARN M., DAGORNE D., GUILLOT B., LAHUEC J.-P., 1989 - Estimation des pluies par satellite en temps réel en Afrique sahélo-soudanienne : essai d'utilisation d'une calibration issue du champ de température maximum de surface. *Veille Clim. Sat.*, n° 28, Lannion, pp. 47-54.
- HUBERT P., FOUÈRE P., LEBEL T., 1991 - Influence de l'échantillonnage des intensités pluviométriques sur l'estimation des effets cumulés. *Bull. Veille Clim. Sat.*, n° 38, pp. 50-56.
- JANICOT S., 1992 - Spatio-temporal variability of West African Rainfall. Part 1: Regionalizations and Typings. *Journal of Climate*, vol. 5, n° 5, 489-497.
- LAHUEC J.-P., GUILLOT B., BELLEC B., 1986 - *Relationship between deep convection and rainfall in Africa*. Proceedings of the 6<sup>th</sup> Meteosat Sci. Use. Meet., Amsterdam, 25-27 nov. 1986, vol. 2.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1991 - Estimation des précipitations au Sahel : l'expérience EPSAT-Niger. *Hydrologie continentale*, vol. 6, n° 2, pp. 133-143.
- LEROUX M., 1980 - *Le climat de l'Afrique tropicale*. Thèse Lettres. Géographie. Univ. Dakar. 1427 p.
- MOREL R., 1993 - L'Atlas agroclimatologique des pays du CILSS. *Veille Clim. Satellitaire* n° 45.
- SEGUIN B., 1992 - Approche de l'évapotranspiration par télédétection : utilisation des satellites MÉTÉOSAT et NOAA en Afrique sahélienne. « *L'aridité une contrainte au développement* », Didactiques, ORSTOM Éd., 14 p.
- SIRCOULON J., 1990 - Le réseau pluviométrique en Afrique de l'Ouest. Journée de réflexion sur « *La variabilité climatique en Afrique* », ministère de la Recherche et de la Technologie, 10 p.
- SOLOMON S.I., PIETRONIRO A., WISHART W., PIEYNS S., GUILLOT B. CARN M., 1988 - Application de la télédétection à l'évaluation des ressources en eau du Sahel. *Veille Climatologique Satellitaire*, n° 24, 26-37.



**ERREUR D'ESTIMATION  
DE LA PLUIE À L'ÉCHELLE DÉCADAIRE  
SUR DES SURFACES DE 25 À 10 000 KM<sup>2</sup>  
EN FONCTION DE LA DENSITÉ DU RÉSEAU SOL  
EN MILIEU SAHÉLIEN :  
IMPLICATION DANS L'INTERCOMPARAISON  
DONNÉES SOLS-DONNÉES SATELLITAIRES**

**J.-D. TAUPIN, E. BONEF**  
(ORSTOM, BP 11416 - NIAMEY, NIGER)

## RÉSUMÉ

L'expérience EPSAT-Niger (Estimation des Précipitations par SATellite au NIGER) basée sur la mesure pluviographique d'un réseau dense (une centaine de pluviographes) est destinée à améliorer la connaissance des systèmes précipitants de l'Afrique soudano-sahélienne. Le réseau de pluviographes est disposé sur une surface d'environ 16 000 km<sup>2</sup> autour de Niamey, les pluviographes étant répartis selon un maillage régulier de 12,5 km de côté. Pour estimer correctement la pluie à l'aide des données infrarouges satellitaires on a, avant tout, besoin de données sol de bonne qualité, pour la calibration et la validation. Cela nécessite une densité de postes qui doit concorder avec la taille de la maille sur laquelle on veut estimer la pluie. Ceci est d'autant plus vrai en région sahélienne où la répartition des pluies n'obéit pas à des lois simples et où la distance de corrélation entre les stations est relativement faible, ne permettant pas ainsi l'utilisation des méthodes d'extrapolation avec suffisamment de précautions. Le but de cette étude est de regarder la variation de l'erreur d'estimation sur la lame d'eau décadaire en fonction de la densité du réseau et de la taille de la maille. On a choisi une sous-zone, d'environ 10 000 km<sup>2</sup>, de la zone d'étude de l'expérience EPSAT-Niger (13°-14° N en latitude et 2°-3° E en longitude) où la densité pluviographique est régulière (une soixantaine de postes). L'étude a porté sur quatre années 1990-1993. On a fait varier la taille de la maille (5 x 5 km<sup>2</sup> à 100 x 100 km<sup>2</sup>) et la densité du réseau (58 à 4 appareils sur 100 x 100 km<sup>2</sup>). Les résultats montrent que l'erreur croît avec la diminution de la densité de postes ou avec la diminution de la taille de la maille. L'erreur reste toujours importante pour les petites mailles même avec une forte densité de postes. La répartition de la pluie sur la zone joue aussi un rôle important dans l'erreur d'estimation.

## INTRODUCTION

Le problème principal dans la validation des algorithmes d'estimation des précipitations par satellite réside dans la comparaison avec les données sol. En effet, comparer directement un indice satellitaire qui représente une moyenne spatiale (5 x 5 km<sup>2</sup>) avec une donnée ponctuelle risque d'engendrer une erreur importante sur la qualité de la donnée sol considérée ici comme équivalente à une moyenne spatiale. Ceci est d'autant plus vrai en zone sahélienne où la variation spatiale des précipitations est très importante et cela à toutes les échelles de temps (TAUPIN *et al.*, 1993). Pour contour-

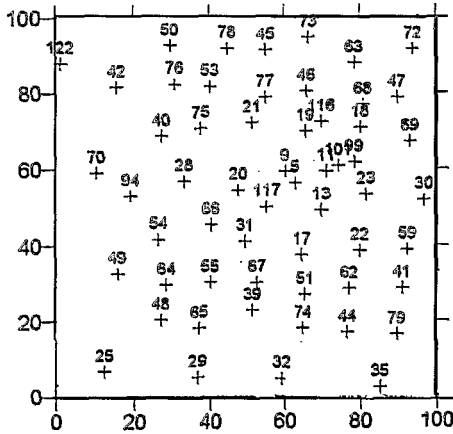
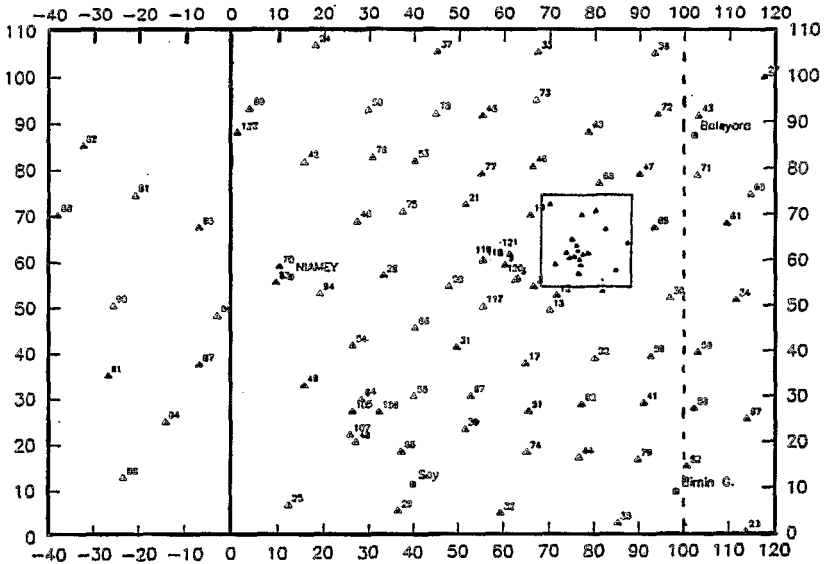
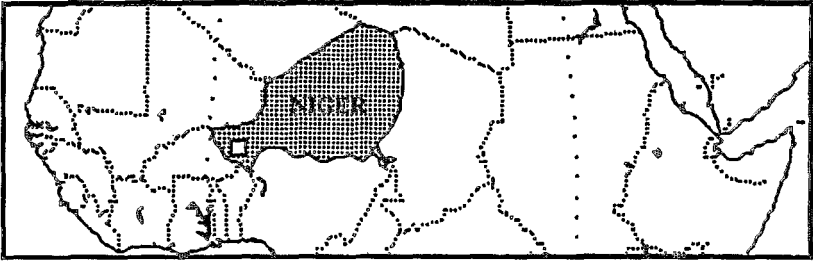


Figure 1 : Emplacement de la zone d'étude, réseau de l'expérience EPSAT en 1992 et réseau de référence de l'étude.

ner ce problème, des méthodes géostatistiques peuvent être utilisées pour obtenir une interpolation spatiale à partir des données ponctuelles de la zone. Néanmoins, un certain nombre d'erreurs sont liées intrinsèquement à ces méthodes, ce qui ne permet pas toujours de reconstituer un champ pluviométrique fiable, ceci en raison des hypothèses statistiques sur le phénomène pluie qui ne sont pas toujours remplies et de la distribution des points d'échantillonnage utilisés. Pour cette étude préliminaire, on a utilisé la méthode du krigeage comme interpolateur spatial et on a regardé la variation relative de l'erreur en fonction de deux critères principaux: la densité du réseau et la taille de la maille sur laquelle on veut calculer une moyenne spatiale. Ceci devant permettre de déterminer une erreur minimale sur la valeur sol moyennée en fonction de ces deux paramètres et ainsi, de comparer de la façon la plus fiable possible les données satellitaires et les données sols.

## MÉTHODOLOGIE

### Données utilisées

Pour réaliser cette étude, on a utilisé les données du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger située en zone sahélienne au Niger (LEBEL *et al.*, 1992). Ces pluviographes, environ une centaine, sont disposés sur une surface de 16 000 km<sup>2</sup>, (figure 1) comprenant une zone de référence de 10 000 km<sup>2</sup> (le degré carré, 13°-14° N et 2°-3° E) et une zone d'extension moins dense à l'ouest d'environ 6 000 km<sup>2</sup>. Sur la zone de référence, le réseau a la forme d'une grille à peu près régulière avec une maille de base de 12,5 x 12,5 km<sup>2</sup> (densité du réseau égal à 1 appareil pour 156 km<sup>2</sup>) avec une cible de 20 par 20 km<sup>2</sup> où l'interdistance entre les postes décroît jusqu'à 1 km (densité du réseau égale à 1 appareil pour 9 km<sup>2</sup>). Pour garder la meilleure homogénéité possible dans les résultats, seule la zone de référence a été retenue, et à l'intérieur de cette zone, un réseau régulier de densité 1 appareil pour 172 km<sup>2</sup> ce qui représente environ 58 appareils sur une zone de 10 000 km<sup>2</sup>.

### Méthode d'interpolation choisie (quelques rappels)

Il existe évidemment de nombreuses méthodes d'interpolation, statistiques ou déterministes, mais les comparaisons effectuées montrent que les méthodes statistiques, qui tiennent compte de la structure spatiale des champs de pluie, tel que le krigeage (méthode d'interpolation linéaire optimale), donnent de meilleurs résultats que les méthodes déterministes (CREUTIN et OBLED, 1982).

Pour le krigeage (DELHOMME, 1978), le champ de pluie est considéré comme un processus aléatoire, représenté par une fonction aléatoire (FA), Z, prenant ses valeurs dans un espace à 2 dimensions, avec t(x,y) un point de l'espace. Cette fonction aléatoire doit être stationnaire d'ordre 2, c'est-à-dire que les deux premiers moments de sa loi de probabilité sont invariants par translation ((krigeage simple) :

$$E[Z(t)] = m \quad \text{et} \quad E[(Z(t) - m), (Z(t+h) - m)] = C(h) \quad C(h) = \text{fonction de covariance}$$

Appliquée aux accroissements, on obtient :

$$E[Z(t+h) - Z(t)] = 0 \quad \text{et} \quad \text{var}[Z(t+h) - Z(t)] = 2\gamma(h) \quad \gamma(h) = \text{fonction variogramme}$$

Pratiquement, la fonction variogramme est estimée pour une classe d'interdistance donnée par :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1, n(h)} [Z(t_i + h) - Z(t_i)]^2$$

avec  $n(h)$  le nombre de points dans la classe  $h$ .

Le variogramme ainsi établi permet de caractériser la variabilité spatiale du paramètre mesuré (distance maximum de corrélation) et la variance de l'échantillon dans le cas où l'on atteint un palier. Le variogramme peut ensuite être représenté par un modèle théorique (gaussien, exponentiel, sphérique...) qui permet l'interpolation spatiale en tous points (figure 2).

## Application

À l'aide du krigeage, on a essayé de reconstituer à l'échelle décadaire des moyennes spatiales sur des mailles de différentes tailles en dégradant un réseau de référence.

Pour les années 1990 à 1992, le réseau de référence retenu est d'environ 58 stations. Pour l'année 1993, le dispositif ayant été diminué, le réseau de référence ne représente plus que 34 stations.

Pour chaque décade, on a modélisé une fonction de structure à partir du réseau de référence qui a permis de calculer sur le degré carré ( $100 \times 100 \text{ km}^2$ ) des valeurs surfaciques dites de référence selon une taille de maille variant de  $10\,000 \text{ km}^2$  à  $25 \text{ km}^2$  (10 000, 2 500, 1 600, 900, 625, 400, 225, 100, 25).

Le réseau a ensuite été dégradé 4 fois de façon régulière et chaque fois d'un facteur deux :

- réseau demi = 28 stations,
- réseau quart = 14 stations,

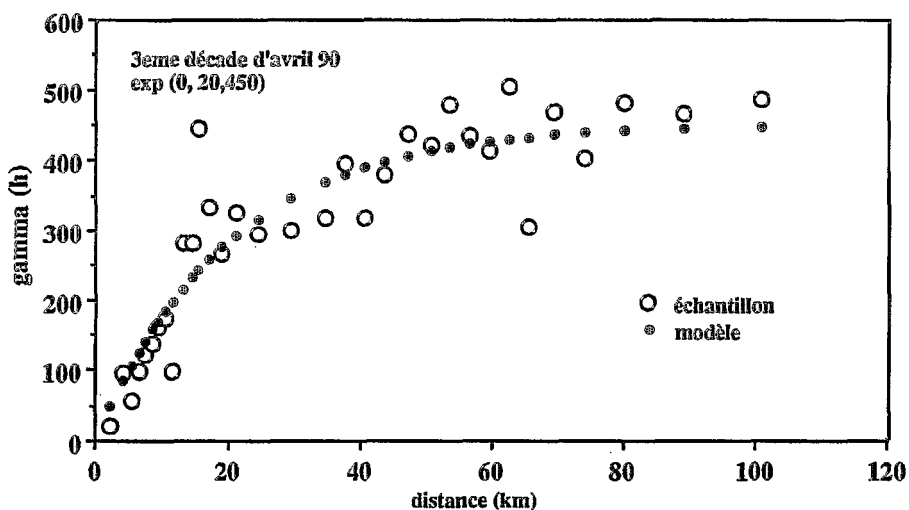


Figure 2 : Exemple de variogramme obtenu sur la zone au pas de temps décadaire.

réseau huit = 8 stations,  
réseau quatre = 4 stations.

Un réseau intermédiaire de cinq stations a aussi été conçu pour estimer l'amélioration que l'on peut obtenir par rapport au réseau de quatre stations en ajoutant une valeur centrale au réseau.

Pour chaque type de réseau dégradé (demi, quart, huit...) plusieurs sous-réseaux ont été déterminés afin d'estimer l'erreur d'interpolation due à la disposition du réseau. Pour le réseau demi, on obtient 2 sous-réseaux, pour le réseau quart et huit, on a 4 sous-réseaux et pour le réseau cinq et quatre on a déterminé 7 sous-réseaux.

Pour chaque réseau dégradé, on a calculé par krigeages des moyennes pluviométriques surfaciques (25 à 10 000 km<sup>2</sup>) afin de les comparer avec les valeurs surfaciques de références.

Plusieurs critères d'estimation de l'erreur peuvent être utilisés. L'interpolation par krigeage permet de donner un écart-type d'estimation, ECTE, associé au calcul de la moyenne surfacique. Cet ECTE ne rend compte que de l'incertitude de l'estimation et non pas de l'estimation de l'erreur absolue sur la valeur de la moyenne surfacique. C'est pourquoi, on a choisi d'utiliser un critère de comparaison beaucoup plus simple, qui rend mieux compte de la variation de l'erreur due à la diminution de la densité du réseau et de la taille de la maille :

$$E_{\text{moy}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{\left( \frac{X_{\text{refi}} - X_i}{X_{\text{refi}}} \right)^2}$$

$X_{\text{refi}}$ ,  $X_i$  = moyenne krigée sur la maille  $i$  pour le réseau de référence, pour le réseau dégradé  $N$  = nombre de mailles.

Ce critère  $E_{\text{moy}}$  représente l'écart relatif moyen à la référence par maille calculée.

Il est évident que cet écart relatif moyen ne représente pas une valeur réelle de l'écart qui existerait entre la moyenne surfacique vraie et la moyenne surfacique obtenue pour un réseau dégradé, car le calcul sur les surfaces de références sont eux-mêmes entachés d'une erreur issue de la méthode d'interpolation :

- erreur due à l'interprétation du variogramme, en effet il est quelques fois très difficile de caler un modèle de variogramme,
- erreur due au réseau de référence, en effet si on peut présumer que l'erreur sera minimale quand on calcule la moyenne sur de grandes surfaces, l'erreur d'estimation tend à devenir importante quand le calcul se fait sur les plus petites mailles car la densité du réseau de référence ne couvre plus ces surfaces (un appareil pour 172 km<sup>2</sup> soit un appareil pour 7 mailles de 25 km<sup>2</sup> ou un appareil pour 2 mailles de 100 km<sup>2</sup>).

## RÉSULTATS

Le traitement des données a concerné quatre années, de 1990 à 1993, représentatives de saisons bien différentes. 1990 et 1993 sont des années nettement déficitaires sur la zone d'étude et 1991 et 1992 des années moyennement pluvieuses (tableau 1).

Tableau 1 - Pluviométrie décadaire sur le degré carré 1990-1992.

Décade	1990	1991	1992	1993		1990	1991	1992	1993
1-5	7,4		0,3			0,02	0,00	0,00	0,00
2-5	4,3	6,8	10,1			0,03	0,01	0,02	0,00
3-5	30,2	91,5	12,8	6,5		0,10	0,19	0,05	0,01
1-6	13,4	20,3	29,7	30,4		0,13	0,23	0,10	0,08
2-6	13,7	27,6	16,2	31,4		0,16	0,29	0,14	0,15
3-6	41,2	35,5	23,5	16,6		0,26	0,36	0,18	0,18
1-7	23,5	22,9	6,8	40,0		0,32	0,40	0,20	0,27
2-7	37,6	47,2	48,6	29,7		0,41	0,50	0,29	0,33
3-7	72,2	23,4	82,4	50,2		0,58	0,54	0,45	0,44
1-8	51,3	75,2	61,1	66,0		0,70	0,69	0,57	0,58
2-8	18,7	67,2	23,8	68,8		0,75	0,82	0,62	0,73
3-8	18,6	44,2	130,6	55,6		0,79	0,91	0,88	0,85
1-9	46,1	11,6	23,0	21,5		0,90	0,93	0,92	0,89
2-9	36,7	3,6	37,2	36,8		0,99	0,94	0,99	0,97
3-9	4,8	0,5	1,9	10,1		1,00	0,94	1,00	0,99
1-10	0,1	30,2	0,5	3,4		1,00	1,00	1,00	1,00
	419,9	507,8	508,5	467,1					

L'analyse détaillée s'est faite plus précisément sur l'année 1992. L'étude a été faite sur les 16 décades de la saison, de la première décade de mai à la première décade d'octobre (tableau 2).

Tableau 2 - Décades de la saison 1992.

	Moy. arith.	Nb. stat. $P \geq 0,5$	Valeur min.	Valeur max.	Moy. krigée	ECT
1-5	0,3	9	0,0	8,9	0,3	1,2
2-5	10,1	50	0,0	48,4	10,8	12,8
3-5	12,8	53	0,0	50,6	12,8	14,5
1-6	29,7	57	1,5	61,2	29,4	16,7
2-6	16,2	57	0,5	56,7	20,0	14,9
3-6	23,5	56	0,0	64,0	23,8	16,6
1-7	6,8	56	0,0	23,1	7,8	7,1
2-7	48,6	57	7,4	99,2	47,7	22,4
3-7	82,4	57	31,5	141,1	81,0	28,1
1-8	61,1	57	19,2	164,3	65,4	30,8
2-8	23,8	57	2,8	80,9	25,0	15,5
3-8	130,6	57	81,3	198,5	127,0	29,7
1-9	23,0	57	0,5	43,8	22,9	11,4
2-9	37,2	57	3,7	108,7	35,2	18,6
3-9	1,9	16	0,0	23,9	2,5	4,4
1-10	0,5	16	0,0	3,4	0,5	1,0

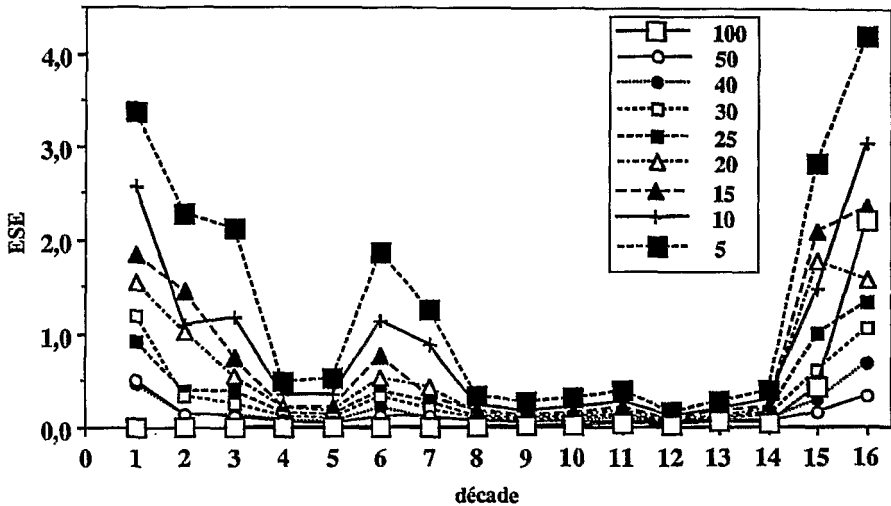


Figure 3 : Calcul de ESE moyen par maille de 5 à 100 km de côté pour le réseau de référence, saison 1992.

### Variation de Emoy en fonction du type de champ pluviométrique

En première approche, sur la figure 2 qui représente la variation de l'Erreur Standardisée d'Estimation (ESE) moyenne par maille ( $1/N \sum (ECTE / \text{moyenne surfacique})_i$ ) pour le réseau de référence, on peut voir que la qualité de l'interpolation va dépendre de la structure du champ pluviométrique.

Si pour la maille de 10 000 km<sup>2</sup> l'ESE est proche de 0 pour toutes les décades, quand la maille de calcul diminue l'ESE augmente et va diverger particulièrement pour sept décades. L'interpolation par krigeage va être en effet limitée dans la reconstitution des champs pluviométriques qui présentent une structure non continue et/ou de faibles hauteurs d'eau sur la zone d'étude. C'est le plus souvent le cas des décades de début et de fin de saison des pluies. En comparant les champs pluviométriques décadaires de 1992 reconstitués par krigeage (fig. 4), on constate que la première décade et les deux dernières décades ont donné les plus faibles hauteurs d'eau, et qu'elles présentent des ESE qui augmentent fortement pour les petites tailles de mailles. C'est aussi le cas pour la première décade de juillet. Pour la deuxième et troisième décade de mai, et la troisième décade de juin où la hauteur d'eau moyenne sur le degré carré est un peu plus conséquente, l'accroissement important de l'ESE sur les petites mailles est dû à une structure du champ pluvieux présentant des discontinuités dans le champ pluviométrique. Il est à noter cependant, qu'en termes de bilan hydrologique, les sept décades, où la méthode d'interpolation atteint ses limites, ne représentent qu'environ 10 % de la pluviométrie de la saison.

### Variation de Emoy en fonction de la disposition du réseau

Les réseaux choisis sont tous plus ou moins réguliers, ce qui leur permet *a priori* de rendre le mieux compte de la structure du champ pluviométrique contrairement à un

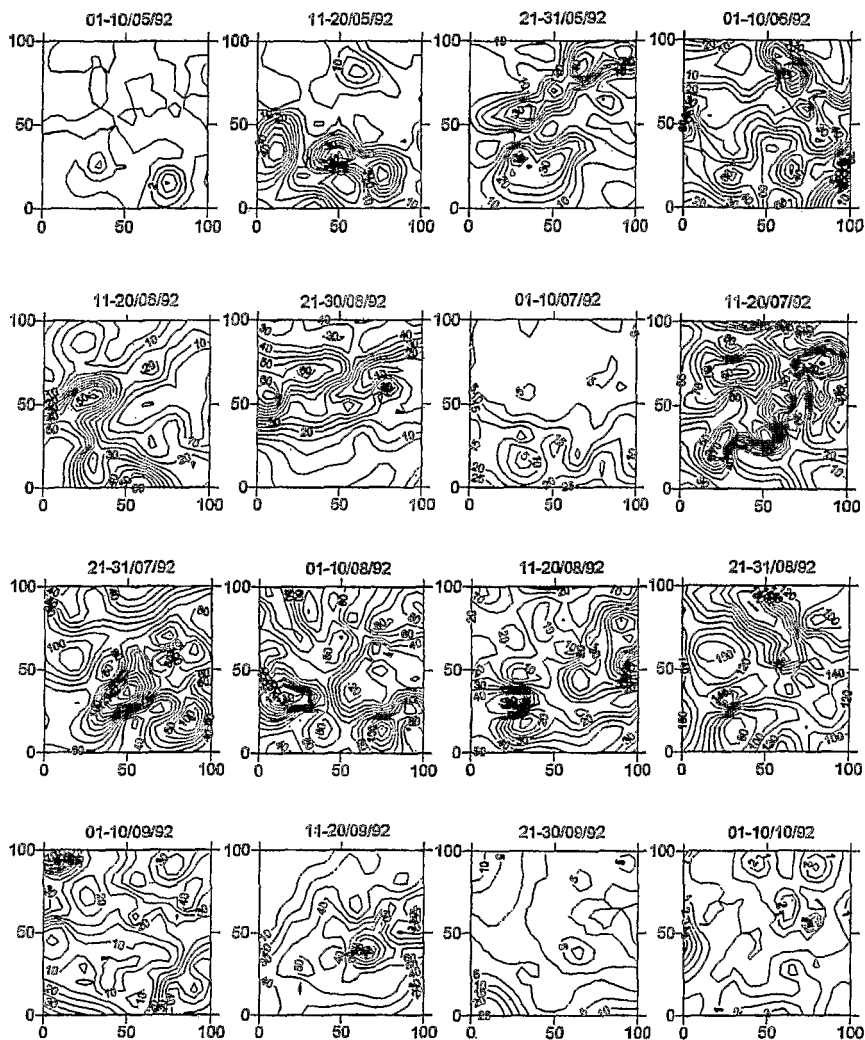


Figure 4 : Interpolation par krigeage des champs pluviométriques décadaires, saison 1992.

réseau hétérogène. En dégradant le réseau, pour un même nombre de stations, on peut créer plusieurs réseaux réguliers différents et, on peut s'interroger sur le choix d'un réseau par rapport à un autre.

Pour l'année 1992, on a regardé le comportement de Emoy pour chaque configuration de réseau. Il en ressort pour les deux réseaux demi (fig. 5, tableau 3), qu'il n'y a pas de différence sensible dans le calcul de la moyenne sur la surface de 10 000 km<sup>2</sup>. Pour la plus petite surface 25 km<sup>2</sup>, on ne note pas non plus de variation importante de Emoy pour la plupart des décades, sauf pour les cinq décades de début et de fin de saison des pluies, déjà définies précédemment, qui présentent de fortes discontinuités et de faibles hauteurs de pluie.

Tableau 3 - Valeur min et max de Emoy  
sur l'ensemble des sous-réseaux de n stations pour la maille de 100 et la maille de 5.

	Demi (2)		Quart (4)		Huit (4)		Cinq (7)		Quatre (7)	
	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
Maille 100 x 100 km										
1-5	0,33	0,33	0,67	0,33	0,67	0,33	5,00	0,00	6,33	0,00
2-5	0,04	0,02	0,41	0,05	0,68	0,27	0,70	0,01	0,76	0,07
3-5	0,05	0,03	0,29	0,02	0,48	0,04	1,16	0,01	1,35	0,20
1-6	0,07	0,06	0,10	0,03	0,19	0,07	0,24	0,00	0,43	0,03
2-6	0,03	0,01	0,13	0,01	0,30	0,01	0,24	0,08	0,30	0,06
3-6	0,04	0,02	0,11	0,01	0,16	0,04	0,43	0,02	0,39	0,03
1-7	0,06	0,01	0,28	0,06	0,35	0,00	0,44	0,03	0,45	0,10
2-7	0,06	0,02	0,08	0,03	0,14	0,05	0,31	0,03	0,41	0,05
3-7	0,03	0,00	0,07	0,00	0,14	0,02	0,20	0,02	0,26	0,01
1-8	0,04	0,04	0,12	0,01	0,19	0,07	0,35	0,08	0,37	0,06
2-8	0,05	0,00	0,18	0,06	0,15	0,06	0,44	0,00	0,52	0,06
3-8	0,02	0,00	0,06	0,01	0,03	0,01	0,17	0,02	0,17	0,02
1-9	0,04	0,03	0,14	0,03	0,14	0,03	0,31	0,02	0,61	0,01
2-9	0,09	0,03	0,17	0,01	0,22	0,04	0,61	0,00	0,59	0,03
3-9	0,20	0,16	1,16	0,44	1,76	0,80	3,76	0,36	4,76	0,32
1-10	0,00	0,00	1,00	0,00	0,80	0,00	1,60	0,20	2,20	0,40
Maille 5 x 5 km										
1-5	0,80	0,76	1,36	0,97	1,12	0,89	9,46	0,86	10,17	0,84
2-5	1,14	1,03	2,92	1,39	6,48	2,17	4,78	1,47	5,55	1,23
3-5	1,46	0,95	2,67	1,70	4,42	2,42	6,47	1,46	7,62	1,67
1-6	0,17	0,16	0,68	0,38	0,75	0,26	0,74	0,41	0,73	0,39
2-6	0,41	0,23	0,65	0,47	1,39	0,62	1,30	0,51	1,40	0,74
3-6	0,22	0,20	0,38	0,23	1,16	0,74	3,25	0,90	3,08	0,91
1-7	0,51	0,23	0,93	0,47	1,21	0,43	2,59	0,76	2,23	0,83
2-7	0,14	0,12	0,19	0,16	0,31	0,18	0,57	0,26	0,62	0,27
3-7	0,08	0,07	0,13	0,10	0,18	0,14	0,25	0,15	0,25	0,15
1-8	0,13	0,12	0,24	0,20	0,27	0,19	0,59	0,27	0,61	0,27
2-8	0,23	0,18	0,44	0,38	0,33	0,25	0,77	0,29	0,89	0,29
3-8	0,05	0,04	0,14	0,10	0,13	0,10	0,23	0,12	0,24	0,12
1-9	0,16	0,12	0,24	0,17	0,41	0,25	0,63	0,31	1,08	0,32
2-9	0,18	0,15	0,35	0,31	0,48	0,28	1,03	0,33	1,00	0,31
3-9	1,90	1,17	6,94	3,86	11,24	1,17	25,42	1,32	31,14	1,00
1-10	0,90	0,74	2,61	0,80	2,11	0,80	4,42	0,74	6,01	0,73

Pour les réseaux encore plus dégradés (quart, huit, cinq et quatre), les différences sur Emoy, dues à la disposition du réseau, deviennent plus significatives. Le réseau n'étant plus suffisant pour décrire les variations de petite échelle, l'influence zonale d'un poste donné n'est plus que partiellement compensée par les postes voisins. Pour la maille de 10 000 km<sup>2</sup>, la variation de Emoy d'un réseau à l'autre peut être importante en valeur relative mais reste quand même faible en valeur absolue pour les décades à champs bien structurés. Le choix d'un réseau particulier reste toutefois difficile

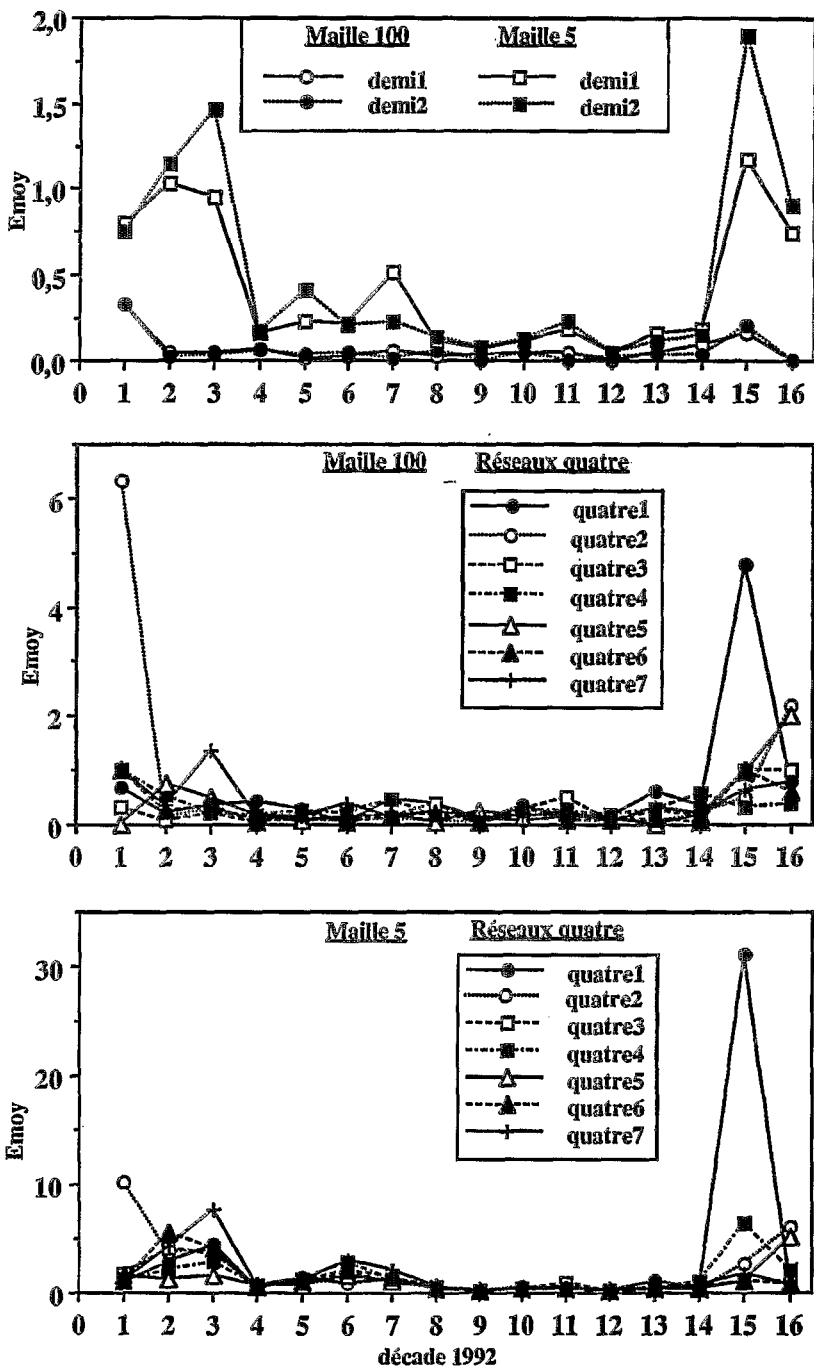


Figure 5 : Variabilité de Emoy pour différents réseaux demi et quatre pour les mailles de 100 et 5 km de côté.

à définir car d'une décade à l'autre le champ est plus ou moins bien reconstitué selon le réseau. Les variations les plus importantes liées aux fortes valeurs de Emoy, observées sur les cinq décades de début et de fin de saison montrent que quels que soient la disposition du réseau et le nombre de stations, le calcul de la moyenne surfacique pour ce type de décade reste entaché d'une très forte erreur d'estimation.

### **Variation de Emoy en fonction de la dégradation de la densité du réseau et de la diminution de la taille de la maille (tableau 4)**

Pour une taille de maille fixée, la dégradation du réseau entraîne intuitivement une perte d'information en relation directe avec le nombre de postes sur la maille. Il en est de même, pour un réseau fixé, quand on calcule la moyenne surfacique sur des mailles de plus en plus petites. Mais cette perte d'information donne des résultats plus ou moins sensibles selon les paramètres taille et maille choisis.

Pour la maille de 10 000 km<sup>2</sup>, si l'on retire les trois décades de début de saison et les deux décades de fin de saison, la dégradation de moitié du réseau n'entraîne pratiquement pas d'écart sur le calcul de la moyenne surfacique par rapport à la valeur de référence (6 % d'écart au maximum). En dégradant le réseau, les valeurs de Emoy augmentent, mais restent à un niveau relativement faible, pour le réseau minimal (quatre stations), Emoy varie entre 10 et 25 %. On peut aussi remarquer que le réseau de cinq stations apporte une amélioration de Emoy, quelle que soit la décade, par rapport au réseau de quatre stations (figure 6).

Pour les mailles de taille inférieure, Emoy augmente beaucoup plus fortement, quand on dégrade le réseau ou quand on diminue la taille de la maille (figures 6 et 7). Néanmoins pour les décades situées entre mi-juillet et mi-septembre, qui représentent 80 % de la pluie, les écarts restent dans la même gamme de valeur que ceux calculés sur la maille de 10 000 km<sup>2</sup> (figure 6). Par exemple, pour la troisième décade d'août (figure 8), qui est la plus pluvieuse (130 mm de pluie sur la zone), Emoy par maille de 25 km<sup>2</sup> et pour le réseau de quatre stations est égal à 16 % alors que Emoy pour la maille de 10 000 km<sup>2</sup> est de 9,6 %. Il est vrai que la valeur de Emoy sur les petites mailles correspond à la moyenne des écarts sur la totalité des mailles recouvrant la zone d'étude de 10 000 km<sup>2</sup>, d'où un effet de lissage qui reste quand même faible (pour le réseau quatre stations et pour la maille de 25 km<sup>2</sup>, l'écart à la référence sur les 400 mailles varie de 0 à 65 %).

### **Aspect climatologique de la variation de Emoy**

Dans la première partie on a montré que la structure du champ pluviométrique pouvait limiter l'utilisation de la méthode d'interpolation par krigeage. En effet, en zone sahélienne les précipitations et leur structure sont directement liées à la montée du flux de mousson vers le nord. Ceci implique qu'en début de saison et en fin de saison les conditions pluviogènes ne sont pas toutes réunies, le nombre d'événements/jour est alors minimal, les événements sont de faibles hauteurs de pluie et leurs extensions sont faibles, ce qui engendre à l'échelle de notre zone d'étude des champs discontinus de faibles hauteurs de pluie d'où des variogrammes de faibles portées qui sont en général inférieurs à la distance interposte. Ceci rend l'interpolation spatiale hasardeuse

puisque d'après le variogramme il n'y a aucune corrélation entre les postes. Par contre, en milieu de saison des pluies, toutes les conditions sont réunies pour avoir des événements de grande extension spatiale couvrant des zones nettement supérieures à 10 000 km<sup>2</sup>, avec de fortes précipitations et un nombre d'événements/jour maximal. Il en résulte à l'échelle de la décade, un lissage du signal pluie entraînant des portées de variogrammes plus importantes et donc une meilleure interpolation des champs même en dégradant fortement le réseau.

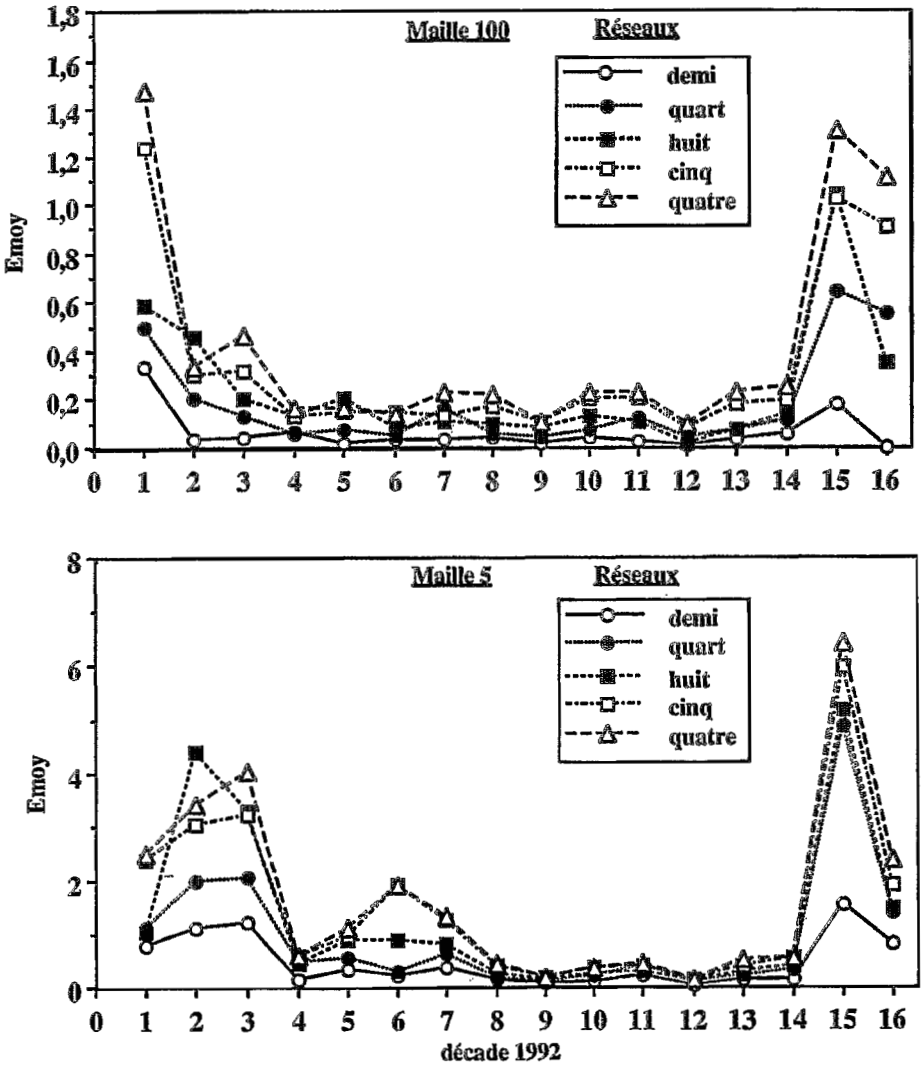


Figure 6 : Variabilité de Emoy en fonction des différents réseaux dégradés pour une taille de maille de 100 et 5 km de côté.

Tableau 4 - Calcul de Emoy pour les décades de 1992.

	100	50	40	30	25	20	15	10	5	100	50	40	30	25	20	15	10	5
	Réseau demi									Réseau cinq								
1-5	0,330	0,545	0,375	0,410	0,560	0,705	0,545	0,775	0,780	1,239	1,379	1,027	1,457	1,424	2,137	2,001	2,421	2,376
2-5	0,030	0,155	0,180	0,260	0,295	0,570	0,720	0,830	1,085	0,299	0,641	0,436	0,941	1,000	2,273	2,473	2,521	3,059
3-5	0,040	0,150	0,145	0,255	0,275	0,380	0,455	0,710	1,205	0,321	0,466	0,360	0,649	1,161	1,291	1,423	2,184	3,221
1-6	0,065	0,070	0,055	0,080	0,110	0,130	0,100	0,155	0,165	0,134	0,249	0,137	0,216	0,406	0,473	0,354	0,547	0,600
2-6	0,020	0,075	0,095	0,110	0,130	0,175	0,230	0,265	0,320	0,149	0,401	0,326	0,454	0,616	0,679	0,669	0,847	0,936
3-6	0,030	0,050	0,075	0,105	0,110	0,125	0,155	0,180	0,210	0,144	0,421	0,580	0,773	0,836	0,991	1,266	1,514	1,917
1-7	0,035	0,105	0,105	0,115	0,150	0,200	0,165	0,270	0,370	0,130	0,391	0,297	0,419	0,633	0,784	0,520	1,150	1,251
2-7	0,040	0,055	0,050	0,090	0,095	0,105	0,100	0,130	0,130	0,170	0,273	0,216	0,293	0,327	0,354	0,340	0,389	0,406
3-7	0,015	0,030	0,040	0,045	0,055	0,060	0,065	0,070	0,075	0,104	0,107	0,101	0,127	0,154	0,156	0,159	0,177	0,186
1-8	0,040	0,065	0,070	0,085	0,100	0,105	0,105	0,115	0,125	0,200	0,230	0,256	0,294	0,291	0,316	0,337	0,341	0,353
2-8	0,025	0,090	0,105	0,090	0,150	0,165	0,155	0,190	0,205	0,201	0,234	0,254	0,271	0,291	0,324	0,340	0,366	0,389
3-8	0,010	0,015	0,030	0,030	0,035	0,035	0,040	0,040	0,045	0,079	0,093	0,107	0,114	0,136	0,139	0,144	0,151	0,154
1-9	0,035	0,040	0,045	0,090	0,090	0,100	0,115	0,120	0,140	0,181	0,246	0,264	0,313	0,316	0,331	0,396	0,374	0,404
2-9	0,060	0,065	0,090	0,100	0,105	0,130	0,130	0,150	0,165	0,199	0,344	0,221	0,399	0,466	0,483	0,469	0,540	0,566
3-9	0,180	0,210	0,175	0,405	0,620	0,860	1,250	1,115	1,535	1,029	1,089	1,300	2,160	3,733	4,643	6,223	4,373	5,971
1-10	0,000	0,255	0,200	0,355	0,455	0,380	0,500	0,755	0,820	0,914	0,876	1,091	1,243	1,513	1,450	1,680	1,897	1,910
	Réseau quart									Réseau quatre								
1-5	0,500	0,578	0,705	0,868	0,830	0,905	0,895	1,068	1,095	1,476	1,379	1,000	1,856	1,511	2,146	2,114	2,593	2,499
2-5	0,208	0,450	0,385	0,670	0,610	1,235	1,875	1,845	1,983	0,330	0,737	0,527	0,987	1,097	2,456	2,783	2,714	3,423
3-5	0,133	0,243	0,245	0,393	0,558	0,693	0,853	1,223	2,065	0,463	0,571	0,439	0,757	1,337	1,544	1,706	2,580	4,029
1-6	0,060	0,203	0,153	0,203	0,325	0,378	0,313	0,435	0,478	0,164	0,247	0,166	0,220	0,409	0,476	0,357	0,544	0,594
2-6	0,073	0,223	0,225	0,230	0,313	0,368	0,430	0,490	0,555	0,159	0,423	0,373	0,526	0,681	0,769	0,781	0,974	1,084
3-6	0,050	0,058	0,100	0,133	0,150	0,170	0,208	0,238	0,283	0,139	0,411	0,570	0,761	0,826	0,984	1,254	1,501	1,900
1-7	0,163	0,243	0,225	0,303	0,368	0,445	0,370	0,573	0,623	0,230	0,549	0,513	0,541	0,733	0,904	0,683	1,227	1,317
2-7	0,055	0,090	0,108	0,110	0,130	0,150	0,155	0,168	0,173	0,219	0,303	0,267	0,327	0,359	0,384	0,370	0,413	0,429
3-7	0,040	0,048	0,060	0,073	0,090	0,098	0,103	0,115	0,118	0,108	0,113	0,109	0,134	0,159	0,163	0,164	0,180	0,189
1-8	0,073	0,118	0,120	0,170	0,173	0,185	0,195	0,205	0,213	0,230	0,256	0,291	0,310	0,310	0,329	0,349	0,353	0,360
2-8	0,125	0,240	0,280	0,283	0,308	0,330	0,360	0,378	0,403	0,224	0,253	0,311	0,303	0,331	0,366	0,389	0,407	0,430
3-8	0,038	0,065	0,083	0,080	0,098	0,098	0,113	0,110	0,115	0,096	0,104	0,114	0,124	0,144	0,143	0,150	0,157	0,161
1-9	0,070	0,108	0,128	0,135	0,150	0,170	0,183	0,193	0,208	0,224	0,296	0,350	0,409	0,400	0,420	0,509	0,469	0,509
2-9	0,113	0,188	0,128	0,213	0,255	0,280	0,265	0,315	0,335	0,250	0,333	0,273	0,409	0,456	0,470	0,466	0,514	0,540
3-9	0,640	0,648	0,980	1,725	2,920	3,353	4,630	3,488	4,895	1,314	1,380	1,750	2,616	4,220	5,159	6,756	4,820	6,424
1-10	0,550	0,580	0,723	0,930	1,010	0,908	1,178	1,325	1,395	1,114	1,064	1,367	1,630	1,933	1,814	2,123	2,330	2,387
	Réseau huit																	
1-5	0,585	1,176	0,715	0,760	0,783	0,913	0,845	1,020	1,025									
2-5	0,460	0,770	0,605	1,200	1,213	2,948	4,003	3,608	4,393									
3-5	0,200	0,308	0,315	0,545	0,888	1,123	1,310	1,943	3,308									
1-6	0,133	0,160	0,108	0,163	0,308	0,360	0,273	0,410	0,450									
2-6	0,200	0,295	0,308	0,410	0,520	0,598	0,675	0,785	0,898									
3-6	0,083	0,213	0,280	0,385	0,420	0,493	0,610	0,725	0,898									
1-7	0,103	0,338	0,350	0,345	0,440	0,543	0,470	0,693	0,805									
2-7	0,095	0,170	0,160	0,200	0,208	0,228	0,240	0,250	0,263									
3-7	0,080	0,083	0,088	0,100	0,125	0,133	0,135	0,153	0,160									
1-8	0,130	0,170	0,203	0,220	0,208	0,218	0,243	0,238	0,243									
2-8	0,103	0,153	0,170	0,173	0,223	0,243	0,235	0,283	0,305									
3-8	0,018	0,060	0,075	0,080	0,098	0,100	0,108	0,110	0,120									
1-9	0,075	0,165	0,158	0,208	0,223	0,240	0,278	0,275	0,305									
2-9	0,135	0,243	0,223	0,303	0,323	0,343	0,348	0,375	0,393									
3-9	1,040	1,060	1,343	2,203	3,318	4,065	5,500	3,865	5,188									
1-10	0,350	0,375	0,643	0,873	1,053	0,985	1,203	1,373	1,468									

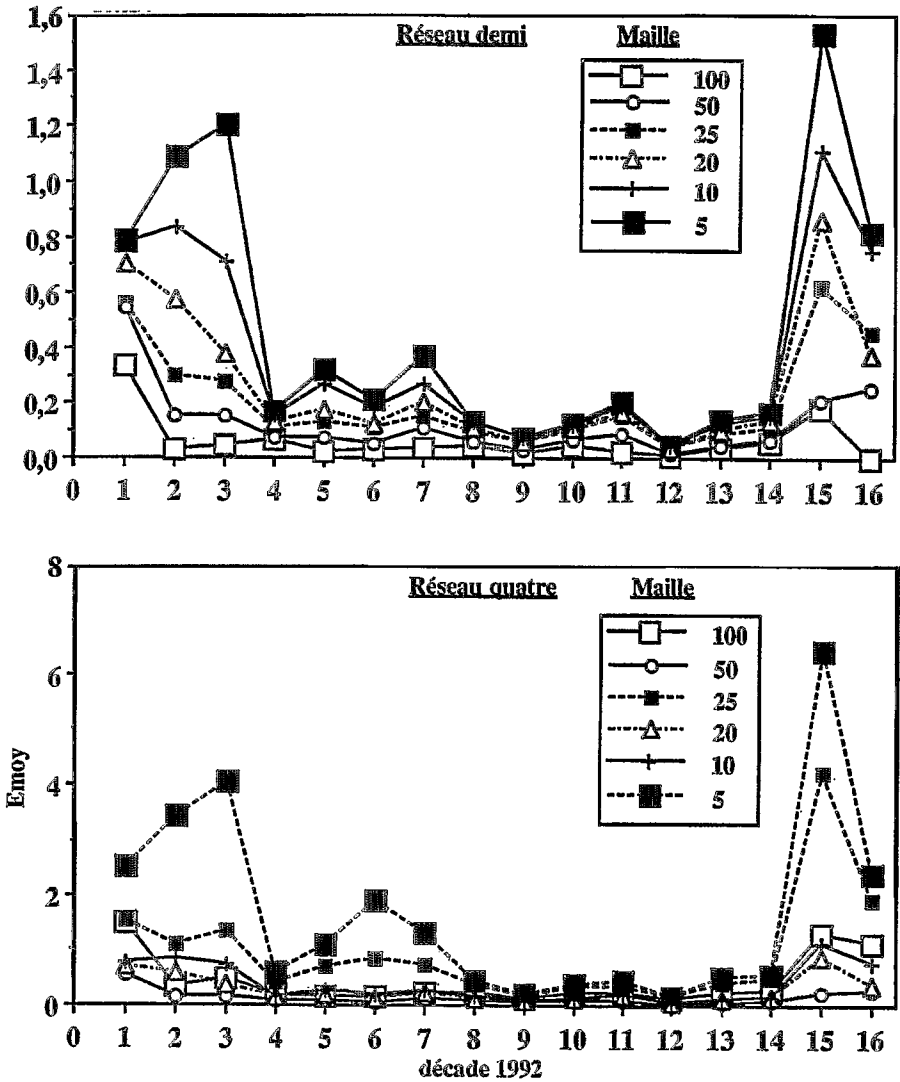


Figure 7 : Variabilité de Emoy sur différentes tailles de mailles pour les réseaux demi et quatre.

On peut donc supposer que plus la pluviométrie sur la zone est élevée, plus l'interpolation sera meilleure. En 1992, pour les décades de milieu de saison des pluies, ayant un comportement climatologique identique, on a testé cette hypothèse. En effet, on constate que la hauteur de pluie est positivement corrélée à Emoy quel que soit le réseau ou la taille de la maille (figure 9).

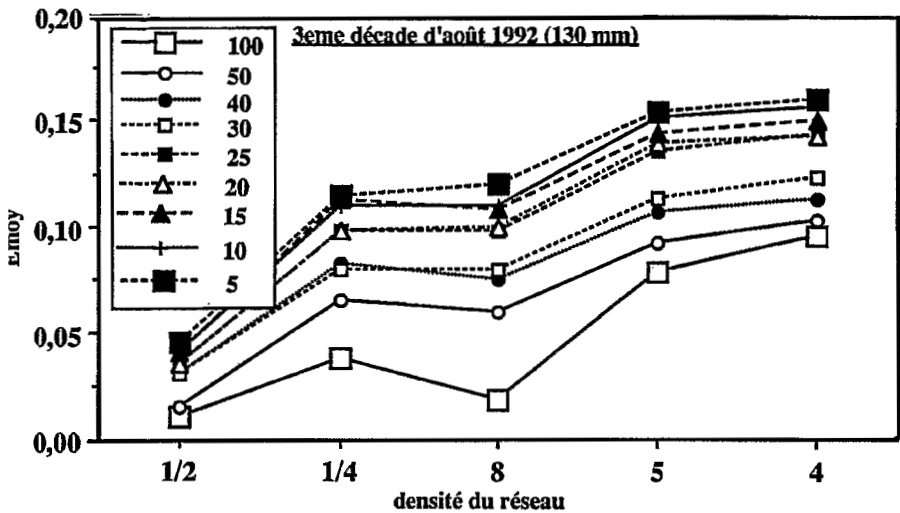


Figure 8 : Variation de Emoy en fonction de la densité du réseau et de la taille de la maille pour la 3<sup>e</sup> décade d'août 1992.

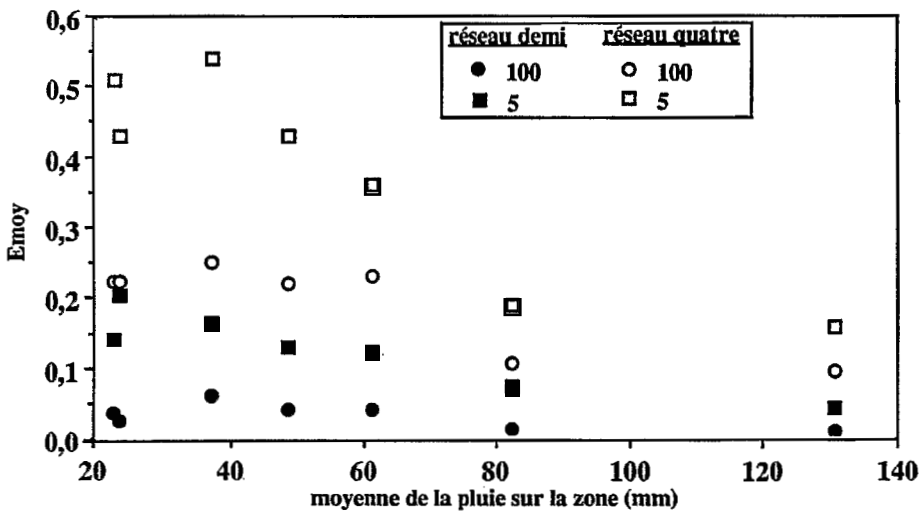


Figure 9 : Variation de Emoy en fonction de la hauteur de pluie de la décade.

Tableau 5 - Densité minimum du réseau au seuil égal ou supérieur à 20 %.

1990										
dec	Pmoy	100	50	40	30	25	20	15	10	5
3-7	72,2	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts
1-8	51,3	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 5sts	res 5sts	res 5sts	res 8sts	res 8sts
1-9	46,1	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
3-6	41,2	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
2-7	37,6	res 4sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2
2-9	36,7	res 5sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2
3-5	30,2	res 5sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
1-7	23,5	res 8sts	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	entier
2-8	18,7	res 8sts	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
3-8	18,6	res 5sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
2-6	13,7	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	entier	entier	entier
1-6	13,4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/2	res 1/2
1-5	7,4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	entier	entier	entier	entier	entier
3-9	4,8	res 8sts	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier
2-5	4,3	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	entier	entier	entier	entier
1991										
dec	Pmoy	100	50	40	30	25	20	15	10	5
2-5	91,5	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 1/2	res 1/2	res 1/2
1-8	75,2	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4
2-8	67,2	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts
2-7	47,2	res 4sts	res 8sts	res 8sts	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
3-8	44,2	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4
3-6	35,5	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4
1-10	30,2	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts
2-6	27,6	res 4sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
3-7	23,4	res 8sts	res 5sts	res 5sts	res 8sts	res 8sts	res 5sts	res 5sts	res 8sts	res 1/4
1-7	22,9	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	entier
1-6	20,3	res 4sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 5sts	res 5sts	res 5sts
1-9	11,6	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	entier
2-5	6,8	res 4sts	res 8sts	res 1/2	res 1/2	res 1/8	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
2-9	3,6	res 1/2	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier
3-9	0,5	res 1/2	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier
1992										
dec	Pmoy	100	50	40	30	25	20	15	10	5
3-8	130,6	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts
3-7	82,4	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts
1-8	61,1	res 5sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/2	res 1/2
2-7	48,6	res 5sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4
2-9	37,2	res 5sts	res 1/4	res 1/4	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
1-6	29,7	res 4sts	res 8sts	res 4sts	res 8sts	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2
2-8	23,8	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier
3-6	23,5	res 4sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/2	res 1/2	entier
1-9	23,0	res 5sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/2
2-6	16,2	res 4sts	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	entier	entier
3-5	12,8	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	entier	entier	entier	entier	entier
2-5	10,1	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	entier	entier	entier	entier	entier
1-7	6,8	res 5sts	res 1/2	res 1/2	res 1/2	res 1/2	entier	res 1/2	entier	entier
3-9	1,9	res 1/2	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier
1-10	0,5	res 1/2	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier
1-5	0,3	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier	entier

Tableau 5 - Densité minimum du réseau au seuil égal ou supérieur à 20 % (suite).

1993										
dec	Pmoy	100	50	40	30	25	20	15	10	5
2-8	68,8	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts
1-8	66,0	res 4sts	res 4sts	res 5sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts
3-8	55,6	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4
3-7	50,2	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts
1-7	40,0	res 4sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4
2-9	36,8	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts	res 4sts
2-6	31,4	res 5sts	res 5sts	res 5sts	res 5sts	res 5sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4
1-6	30,4	res 4sts	res 5sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4
2-7	29,7	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts	res 8sts
1-9	21,5	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4
3-6	16,6	res 8sts	res 1/4	res 1/4	entier	entier	entier	entier	entier	entier
3-9	10,1	res 8sts	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4
3-5	6,5	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	res 1/4	entier	entier	entier
1-10	3,4	entier	res 1/4	res 1/4	entier	entier	entier	entier	entier	entier
3-4	2,6	res 1/4	res 1/4	res 1/4	entier	entier	entier	entier	entier	entier

### Comparaison avec les autres années

Les résultats sur les trois autres saisons confirment en partie les résultats de 1992 :

- difficulté d'interpoler les champs de début et de fin de saison, sauf en 1991 où les conditions climatologiques ont favorisé une montée plus rapide du flux de mousson dès la deuxième décennie d'avril,
- relative stabilisation de Emoy pour les décades les plus pluvieuses,
- décroissance de Emoy plus le réseau est dense et plus la taille de la maille est grande,
- tendance à l'amélioration de Emoy pour les décades les plus pluvieuses mais pas aussi nette qu'en 1992.

### Implication dans l'intercomparaison données sols-données satellitaires

En ce qui concerne l'intercomparaison de la donnée satellitaire avec la donnée sol en zone sahélienne, le facteur limitant à l'interpolation spatiale de la donnée sol se situe essentiellement au niveau de la densité du réseau. En effet, la densité du réseau sahélien est de l'ordre de 5 à 10 postes pour 10 000 km<sup>2</sup> dans le meilleur des cas. Au regard des résultats obtenus avec le réseau EPSAT, on constate tout de suite que les données satellitaires décadaires (résolution du satellite infrarouge 25 km<sup>2</sup>) ne peuvent pas être directement comparées avec des données sols spatialisées à la même résolution. Si l'on veut avoir une estimation correcte de la lame d'eau, il faut donc augmenter la surface de calcul. Cette surface de calcul, puisque l'on connaît la densité du réseau, va dépendre exclusivement du niveau de confiance du critère d'estimation que l'on se fixe.

Appliqué au degré carré, si l'on décide que le critère d'estimation relatif Emoy ne doit pas dépasser 20 % (ce qui semble une estimation correcte), on peut déduire pour chaque décennie et chaque taille de maille le réseau minimum nécessaire pour calculer la moyenne pluviométrique.

Sur l'ensemble des quatre saisons (tableau 5), pour reconstituer 90 % des pluies des décades tel que Emoy soit sous le seuil de 20 %, il est nécessaire de calculer la moyenne surfacique sur une maille d'au moins 10 000 km<sup>2</sup> et d'avoir un réseau d'au moins 5 à 8 stations, selon les années. Appliqué au Sahel, la faible densité du réseau implique donc qu'à ce seuil de 20 %, on ne peut utiliser le krigeage que sur des surfaces égales ou supérieures à 10 000 km<sup>2</sup>. La comparaison avec des données satellitaires ne peut se faire de manière fiable qu'à cette échelle, ce qui va donc entraîner une perte importante de l'information satellitaire. Rappelons toutefois que d'après la démarche de l'étude, le critère Emoy est un critère relatif et ne peut pas être considéré comme l'erreur d'estimation absolue que l'on ferait sur la moyenne pluviométrique de la maille.

## CONCLUSION

Ce travail préliminaire sur les erreurs d'estimation surfaciques que l'on peut faire à partir d'un réseau dense, à l'échelle décadaire, en zone sahélienne montre que l'utilisation du krigeage doit se faire avec un minimum de précautions. Le choix de la taille de la maille à interpoler doit être fonction de la densité du réseau local. L'application directe des résultats de cette étude implique que la taille minimale de la maille, nécessaire à l'intercomparaison données sols-données satellitaires à l'échelle de la décade en zone sahélienne, ne devrait pas être inférieure à 10 000 km<sup>2</sup> pour minimiser dans tous les types de décades l'erreur d'estimation.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CREUTIN J.D. and OBLED C., 1983 - Objective analysis and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. *Water Resources. Research*, vol. 18, n° 2, p. 413-431.
- DELHOMME J.-P., 1978 - Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. *Bull. BRGM*, III, 4, p. 341-375.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPEFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B. et HUBERT P., 1992 - Rainfall estimation in the Sahel: The EPSAT-Niger experiment. *Hydrological Sciences*, 37(3): 201-215.
- TAUPIN J.-D., AMANI A. and LEBEL T., 1993 - Small scale spatial variability of the annual rainfall in the Sahel. In: BOLLE H.- J., FEDDES, R.A. and KALMA, J. (Editors). Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales (Proceedings of the Yokohama. Symposium, July 1993). *IAHS Publ.* n° 212, p. 563-602.

# ÉTUDE DES CUMULS DE PLUIE SAHÉLIENS

**P. HUBERT et C.A. TOMA**

*(École des Mines, 35, rue St Honoré - 77305 FONTAINEBLEAU)*

## 1 - POSITION DU PROBLÈME

La validation des algorithmes d'estimation des précipitations par satellite (BARRETT et MARTIN, 1981 ; CADET et GUILLOT, 1991) exige de comparer les estimations avec une vérité sol. Il n'est pas possible de mesurer une telle vérité sol aux échelles d'espace (résolution de MÉTÉOSAT) et de temps (10 jours) impliquées par la validation des estimations satellitaires de pluie. Cette « vérité sol » doit être élaborée à partir de données ponctuelles au sol (pluviomètres). Il s'agit donc du résultat d'un calcul qu'il faut définir, et dont il conviendra d'évaluer les intervalles de confiance.

L'objectif de notre travail a été d'estimer des valeurs moyennes par maille, au pas de temps décadaire, sur un maillage régulier de côté 1/2 degré (environ 50 km), à partir des seules données ponctuelles. Ces données (présentées au § 2) proviennent de la banque de données d'AGRHYMET (Centre régional de formation et d'application en agrométéorologie et hydrologie opérationnelle, Niamey, NIGER). Les calculs d'interpolation ont été faits pour les 18 décades couvrant la saison des pluies (début mai à fin octobre des années 1989 à 1994). Le krigeage ordinaire a été choisi comme méthode d'interpolation.

Les étapes de l'étude ont été les suivantes :

- analyse des données (§ 3) ;
- choix d'un modèle géostationnaire en utilisant les résultats de l'analyse de données (§ 4) ;
- application du programme de krigeage ;
- mise en forme des fichiers résultats et quelques calculs de validation (§ 5).

Une section finale récapitule les hypothèses et les résultats et présente quelques possibilités d'améliorer le modèle utilisé.

## 2 - PRÉSENTATION DES DONNÉES

Les données utilisées sont des cumuls décadaires de pluie mesurés en un nombre variable de stations (de 400 à 600 environ) pour les années allant de 1989 à 1993.

Il nous paraît utile de distinguer deux périodes différentes selon leur densité :  
1989-1990 : 18 valeurs par station, de la première décade de mai à la dernière décade d'octobre. Le nombre total de pluviomètres est grand (plus de 600) et pratiquement tous sont actifs tout le temps.

1991-1992-1993 : 36 valeurs par station, toute l'année, dont on retiendra environ la moitié (pour le reste les informations sont en nombre réduit et peu intéressantes).

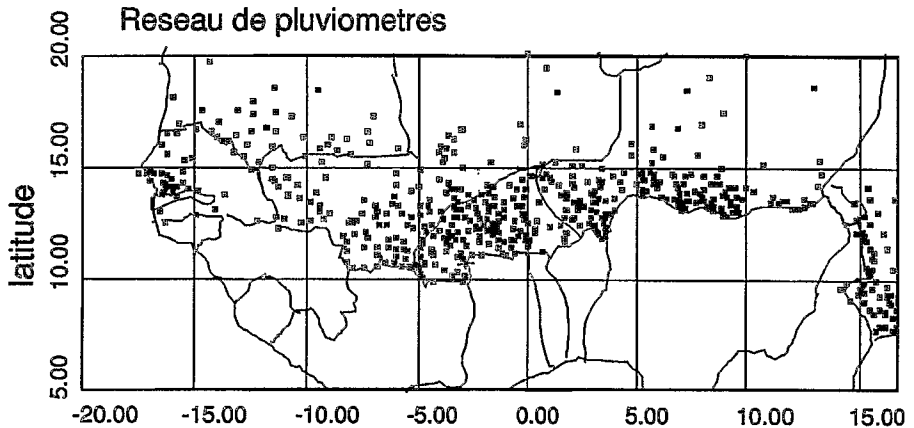


Figure 1 : Localisation des 613 pluviomètres.

Le nombre total de pluviomètres est de l'ordre de 400 et même pendant la saison des pluies 5 à 10 % sont inactifs. Les données retenues pour l'étude concernent les mêmes 18 décades que pour 1989-1990.

Nous présentons sur la figure 1 la localisation des 613 pluviomètres actifs en 1989 (réseau maximal). Le tableau 1 présente, pour chaque année, quelques statistiques des données :

- les décades pour lesquelles on dispose de données ;
- pour chaque décade, le nombre de pluviomètres actifs, le nombre de pluviomètres enregistrant une pluie non nulle et la pluie moyenne (sur les pluviomètres actifs).

On peut considérer, pour 1991-1993, que la période intéressante (pour laquelle on va fournir des estimations) s'étend d'avril à octobre (environ 18 décades, comme pour 1989-1990).

### 3 - ANALYSE DES DONNÉES

Le but de l'analyse de données est le choix d'un modèle géostatistique pour le krigage. Nous avons d'abord étudié le gradient climatologique (§ 3.1) nord-sud, qui est important dans la zone soudano-sahélienne pour les cumuls annuels et pourrait demander l'utilisation d'un modèle non stationnaire (krigeage universel ou dérive externe avec la latitude). Nous avons ensuite calculé les variogrammes bruts des cumuls pour chaque décade (§ 3.2) et choisi un modèle de variogramme climatologique (LEBEL et BASTIN, 1985).

#### 3.1 - Le gradient climatologique

Pour l'étude du gradient climatologique nous avons utilisé les données de 1989 (613 points de mesure) et 1990 (606 points de mesure). Nous avons d'abord recherché ce gradient sur les cumuls annuels, en réalisant une régression entre le cumul de chaque

Tableau 1.

Année 1989

1	2	3	4
Mois	Nombre de pluviomètres actifs (sur un total de 613)	Nombre de pluviomètres enregistrant une pluie non nulle	Pluie moyenne
Juin	613	308	7.82
Juin	612	310	6.23
Juin	613	361	9.63
Juillet	613	426	14.66
Juillet	613	499	23.11
Juillet	613	560	35.66
Août	613	570	48.88
Août	613	584	44.39
Août	613	588	47.77
Septembre	613	596	85.55
Septembre	613	600	70.24
Septembre	613	587	63.95
Octobre	613	582	43.89
Octobre	613	518	31.69
Octobre	613	474	15.75
Novembre	613	492	27.10
Novembre	613	201	4.37
Novembre	612	28	0.38

Année 1990

1	2	3	4
Mois	Nombre de pluviomètres actifs (sur un total de 606)	Nombre de pluviomètres enregistrant une pluie non nulle	Pluie moyenne
Juin	606	362	15.21
Juin	606	377	10.41
Juin	603	404	17.13
Juillet	606	400	11.73
Juillet	606	483	20.13
Juillet	605	551	31.42
Août	605	530	35.26
Août	605	590	60.89
Août	605	598	59.95
Septembre	605	582	57.17
Septembre	605	577	39.25
Septembre	605	576	40.92
Octobre	606	574	36.44
Octobre	606	529	30.26
Octobre	606	434	18.29
Novembre	606	407	11.71
Novembre	606	225	6.43
Novembre	602	135	2.58

Tableau 1 (suite).

Année 1991

1	2	3	4
Mois	Nombre de pluviomètres actifs (sur un total de 399)	Nombre de pluviomètres enregistrant une pluie non nulle	Pluie moyenne
Février	250	0	0.00
Février	250	4	0.19
Février	250	3	0.05
Mars	247	5	0.13
Mars	247	32	1.35
Mars	247	13	0.71
Avril	357	66	1.36
Avril	357	158	7.26
Avril	356	203	9.85
Mai	360	220	12.07
Mai	356	293	36.40
Mai	358	312	42.98
Juin	359	248	11.44
Juin	359	287	23.71
Juin	356	310	31.88
Juillet	359	322	28.92
Juillet	358	330	45.03
Juillet	352	343	56.48
Août	352	329	59.71
Août	349	337	73.89
Août	352	344	57.23
Septembre	330	290	28.36
Septembre	325	259	17.90
Septembre	327	207	12.85
Octobre	360	256	17.51
Octobre	355	184	12.23
Octobre	351	76	2.89
Novembre	183	2	0.09
Novembre	178	0	0.00
Novembre	178	0	0.00

Tableau 1 (suite).

Année 1992

1	2	3	4
Mois	Nombre de pluviomètres actifs (sur un total de 399)	Nombre de pluviomètres enregistrant une pluie non nulle	Pluie moyenne
Février	241	5	0.08
Février	241	7	0.41
Février	241	1	0.04
Mars	334	8	0.18
Mars	334	34	0.94
Mars	334	12	0.12
Avril	450	101	2.46
Avril	450	113	4.11
Avril	450	124	3.78
Mai	444	205	8.63
Mai	447	328	20.73
Mai	445	337	17.73
Juin	447	343	22.94
Juin	447	328	21.90
Juin	447	364	28.44
Juillet	448	394	34.26
Juillet	448	433	49.79
Juillet	447	431	59.90
Août	438	412	46.75
Août	435	412	43.61
Août	434	422	95.07
Septembre	417	390	48.72
Septembre	413	373	40.60
Septembre	411	266	10.79
Octobre	396	184	8.29
Octobre	395	157	5.66
Octobre	394	107	3.31
Novembre	302	51	1.61
Novembre	296	2	0.05
Novembre	286	0	0.00

Tableau 1 (suite).

Année 1993

1	2	3	4
Mois	Nombre de pluviomètres actifs (sur un total de 390)	Nombre de pluviomètres enregistrant une pluie non nulle	Pluie moyenne
Février	84	0	0.00
Février	84	0	0.00
Février	93	2	0.04
Mars	95	7	0.75
Mars	95	8	0.42
Mars	95	6	0.33
Avril	321	40	1.23
Avril	321	79	2.29
Avril	321	131	9.54
Mai	326	115	9.12
Mai	319	145	7.60
Mai	319	242	20.50
Juin	364	280	25.28
Juin	365	260	14.21
Juin	363	311	23.80
Juillet	360	315	33.54
Juillet	357	330	35.20
Juillet	357	342	61.42
Août	362	337	43.29
Août	363	341	57.19
Août	362	345	61.87
Septembre	349	303	31.06
Septembre	349	289	34.24
Septembre	350	249	14.74
Octobre	267	143	11.23
Octobre	214	82	4.41
Octobre	192	97	11.06
Novembre	78	11	0.68
Novembre	73	1	0.06
Novembre	73	1	0.05

pluviomètre et la latitude correspondante. Les figures 2 et 3 présentent le nuage de points et la droite de régression pour 1989 et 1990. Les coefficients de corrélation sont de - 0.754 pour 1989, respectivement - 0.791 pour 1990. Les équations des droites de régression (Pluie = a x latitude + b, b en mm/deg) sont :

$$P = - 92 \times L + 1785 \quad (1989)$$

$$P = - 101 \times L + 1826 \quad (1990)$$

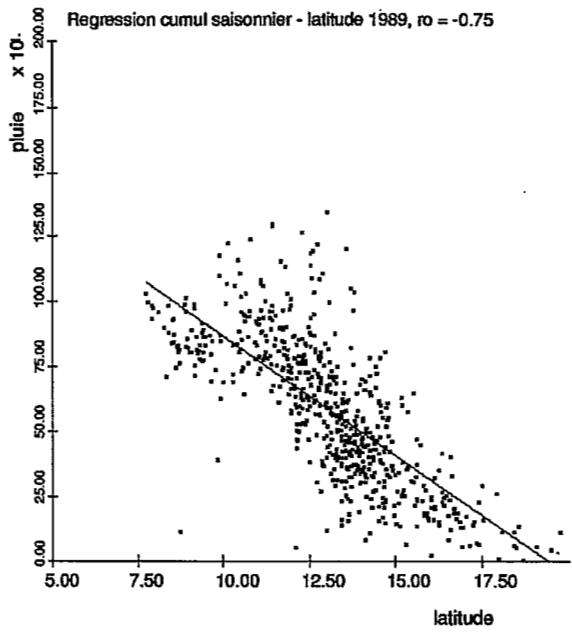


Figure 2 : Régression cumul annuel 1989-latitude.

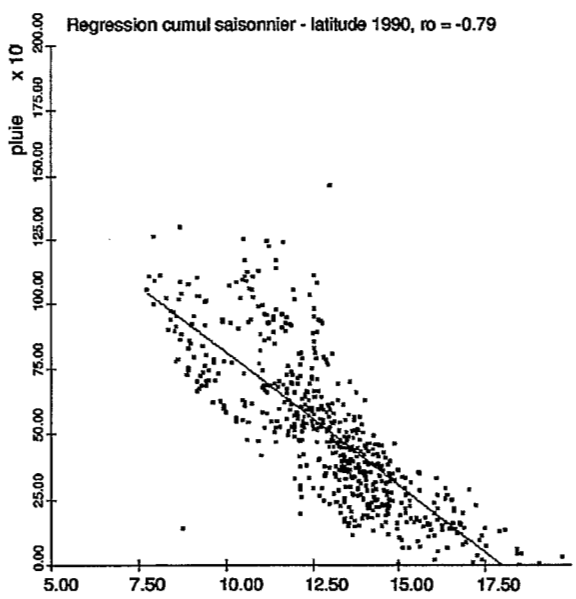


Figure 3 : Régression cumul annuel 1990-latitude.

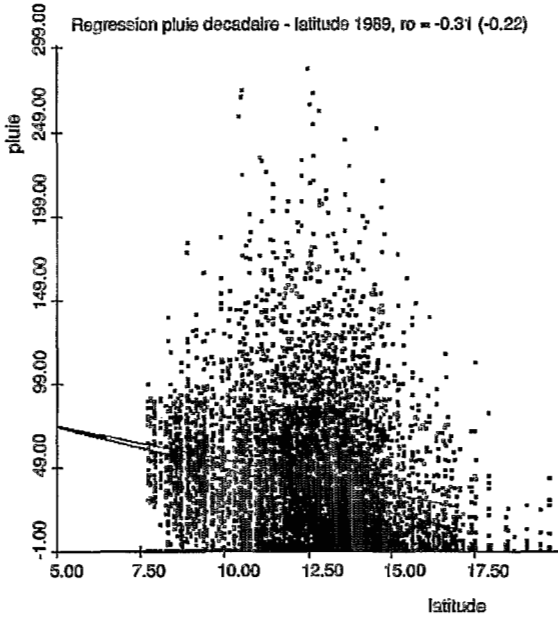


Figure 4 : Régression cumuls décennaires 1989 - latitude.

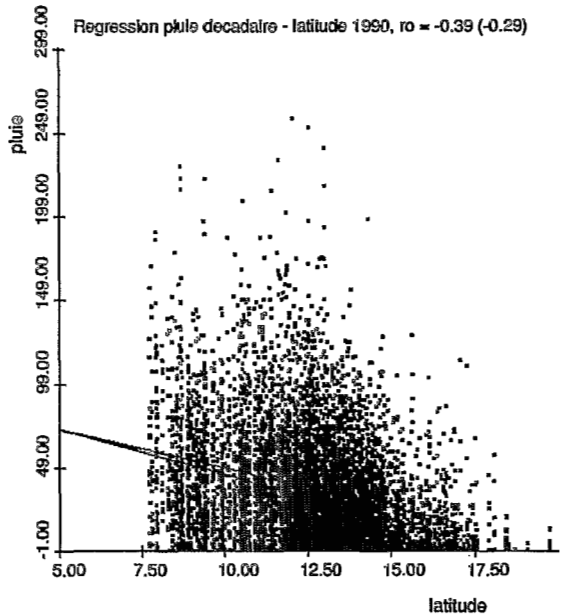


Figure 5 : Régression cumuls décennaires 1990 - latitude.

On constate donc une très forte dépendance entre la pluie et la latitude, avec un gradient annuel assez stable de l'ordre de 1 mm/km.

Si on réalise maintenant le même type de régression entre les cumuls décennaux de pluie (11 891 valeurs en 1989 et 10 891 en 1990) et la latitude, on obtient des coefficients de corrélation nettement moins importants (- 0.31 en 1989, - 0.39 en 1990). De plus, une bonne partie de la liaison est due à une intermittence (présence de valeurs nulles de pluie) variable avec la latitude ; si on élimine les valeurs nulles de pluie (environ 20 %) les coefficients de corrélation sont de - 0.22 pour 1989 et - 0.30 pour 1990. Les nuages de points et les droites de régression sont présentés sur les figures 4 (1989) et 5 (1990). Il n'est pas possible d'estimer un gradient décennal de pluie (analogiquement au gradient annuel), à cause des très nombreuses valeurs nulles.

En conclusion, nous considérons que :

- les cumuls saisonniers sont évidemment non stationnaires. Pour leur estimation (qui n'est pas l'objet de la présente étude), il faudrait utiliser un modèle non stationnaire (krigeage universel ou krigeage des résidus par rapport à la relation climatologique) ;
- pour les cumuls décennaux, il y a deux sources de non-stationnarité : une dépendance (nettement moins forte) de la latitude et l'intermittence spatiale. Nous avons considéré que l'utilisation d'un modèle quasi stationnaire est possible, en faisant attention de ne pas utiliser le krigeage en extrapolation et en utilisant un voisinage glissant pour l'interpolation. Une modélisation plus fine des cumuls décennaux pourrait être faite en utilisant le krigeage d'intermittence (BARRANCOURT *et al.*, 1992), l'intermittence spatiale étant la principale source de non-stationnarité pour les cumuls décennaux.

### 3.2 - Calcul de variogrammes

Nous présentons ici très rapidement la définition du variogramme ; pour une description plus détaillée nous invitons le lecteur à se reporter à la thèse de DELHOMME (1978), qui est une des premières applications de la géostatistique à l'estimation des pluies.

Si  $Z(x)$  est une variable régionalisée,  $x$  étant la coordonnée spatiale, la fonction variogramme est alors définie comme :

$$2\gamma(h) = \text{Var} [Z(x+h) - Z(x)] = E \{ [Z(x+h) - Z(x)]^2 \} \quad (1)$$

Si le phénomène est isotrope, le variogramme  $\gamma(h)$  est réputé ne dépendre que du module du vecteur  $h$  et non de sa direction.

D'un point de vue pratique, nous disposons de  $n$  mesures  $z_1, z_2, \dots, z_n$  recueillies en des points de coordonnées  $x_1, x_2, \dots, x_n$ . On regroupe alors tous les couples de valeurs en classes selon la distance séparant les points de mesure correspondants. Pour une classe centrée en  $h$ , d'amplitude  $2E$  (tolérance) comprenant  $n_h$  couples  $(x_i, x_j)$  vérifiant la relation :

$$| |x_i^h - x_j^h| - h | < E$$

On estime  $\gamma(h)$  comme :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n_h} \sum_{ij} (z_i^h - z_j^h)^2$$

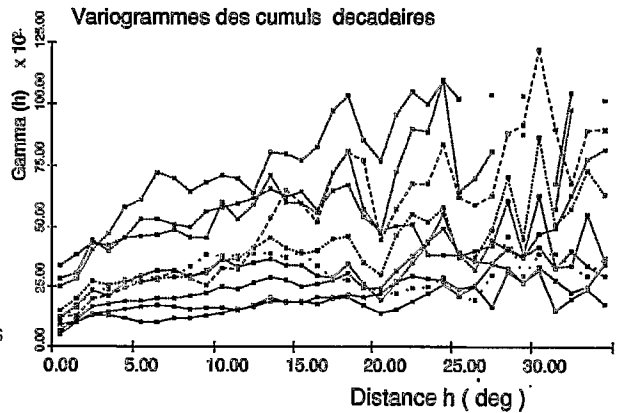


Figure 6 : Variogrammes bruts des cumuls décennaux de pluie sur neuf décades, de juillet à septembre 1989.

Une fois calculé, le variogramme peut servir :

- à caractériser la variabilité spatiale du paramètre mesuré ;
- à mettre en œuvre une méthode d'interpolation linéaire optimale (le krigeage).

#### Variogrammes expérimentaux du cumul décennal

On a représenté les variogrammes bruts (expérimentaux), calculés d'après l'équation (2), sur les cumuls décennaux de juillet à septembre 1989, sur la figure 6.

Les différents types de traits représentent les variogrammes pour les différentes décades (9 au total). On voit que les variogrammes sont de type borné, présentant des paliers différents en fonction de la décade ou du mois. Pour avoir une représentation plus homogène on peut utiliser le modèle dit de variogramme climatologique (BASTIN *et al.*, 1984). Ce variogramme adimensionnel est obtenu en divisant chaque variogramme empirique des événements utilisés par l'écart type empirique correspondant (LEBEL *et al.*, 1987). En suivant cette procédure on obtient les courbes de la figure 7 (variogrammes climatologiques pour les cumuls décennaux). Ces figures ont un comportement similaire, montrant un effet de pépite (variabilité à une échelle inférieure à l'échelle d'observation) et un palier à environ 10 degrés.

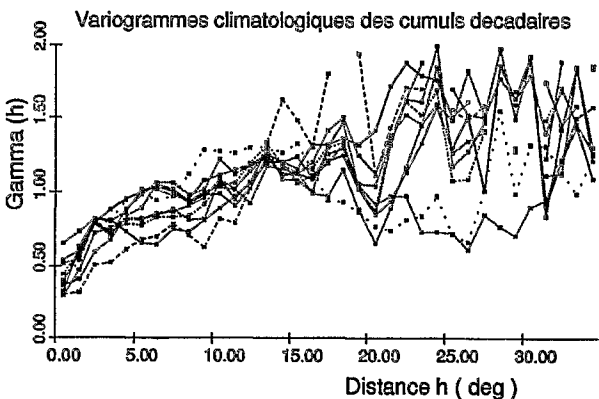


Figure 7 : Variogrammes climatologiques des cumuls décennaux de pluie sur neuf décades, de juillet à septembre 1989.

Compte tenu du fait que tous les variogrammes climatologiques ont un comportement similaire, nous avons décidé d'utiliser pour le krigeage un variogramme climatologique moyen, de type sphérique, ayant un palier égal à 1, un effet de pépite de 0.4 et une portée de 10 degrés.

#### 4 - CHOIX DU MODÈLE GÉOSTATISTIQUE

Pour le calcul par krigeage proprement dit, nous avons utilisé le logiciel GEO-EAS, distribué par US - EPA (ENGLAND et SPARKS, 1988). Ce logiciel produit des valeurs krigées et les écarts types de krigeage correspondants. Outre les valeurs de pluie et les coordonnées, le logiciel nécessite quelques paramètres définissant le modèle géostatistique choisi : variogramme, voisinage glissant, type de krigeage (ponctuel ou par bloc, ordinaire ou simple). Les paramètres utilisés (pour toutes les décades) sont les suivants :

##### *Type de krigeage*

Nous avons utilisé l'option krigeage ordinaire (moyenne inconnue) par bloc (calcule directement la valeur moyenne par maille).

##### *Voisinage glissant*

La taille du voisinage glissant définit le rayon dans lequel on prend en compte les données pour le krigeage de chaque maille. Nous avons utilisé un rayon de 10 degrés et pratiqué le krigeage seulement s'il y avait au moins deux points dans ce voisinage.

Par la suite, pour éviter les effets de bord, nous avons retenu seulement les mailles dont au moins un point de mesure est situé à moins de 1,5 degrés du centre de la maille. Les résultats dont il est question au § 5 contiennent seulement ces « mailles fiables » ; au reste des mailles on attribue une valeur de -1, signifiant que le calcul n'a pas été effectué, la maille étant considérée comme « non fiable ».

##### *Variogrammes*

Pour toutes les décades on a utilisé le variogramme climatologique décrit ci-dessus. En fait, dans l'hypothèse du variogramme climatologique, le variogramme de chaque décade est le variogramme climatologique multiplié par la variance des valeurs mesurées. Ceci n'a aucune influence sur les valeurs krigées, mais pour obtenir les valeurs d'écart-type de krigeage il faut multiplier les résultats fournis par le logiciel par la variance des mesures de chaque décade. Les écarts types de krigeage fournis (§ 5) tiennent compte de cette multiplication.

#### 5 - RÉSULTATS

Comme résultats, nous avons fourni :

- des fichiers contenant les valeurs interpolées de pluie (90 décades + 5 cumuls annuels) et les écarts types de krigeage correspondants (pour les 90 décades). Un exemple de carte réalisé à partir de ces fichiers est présenté sur la figure 8 pour un cumul annuel ;

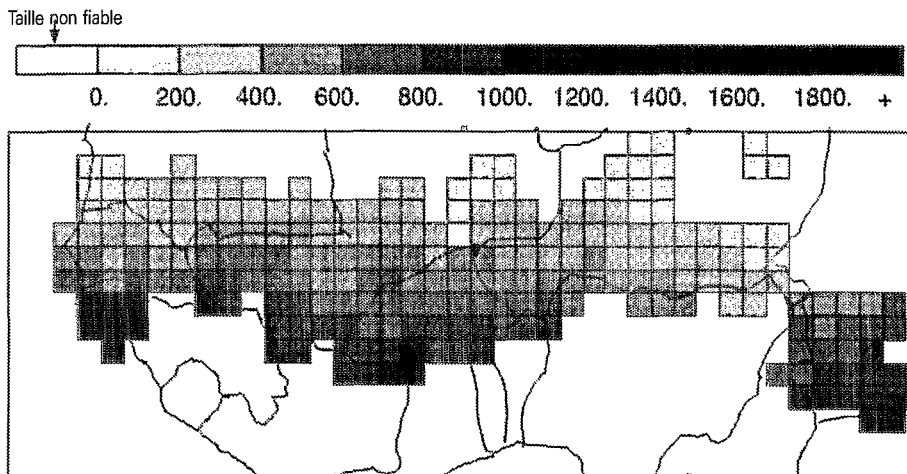


Figure 8 : Exemple de carte des cumuls saisonniers. La représentation est faite seulement pour les mailles dites « fiables », c'est-à-dire les mailles pour lesquelles au moins un pluviographe est situé à moins de 1,5 degrés de leur centre.

- des tableaux de statistiques des données d'entrée et des résultats (valeurs interpolées). Les fichiers fournis contiennent : les valeurs interpolées de pluie et l'écart type de krigeage correspondant, pour une grille allant de 20 degrés longitude ouest à 20 degrés longitude est (80 colonnes) et de 5 degrés à 20 degrés latitude nord (30 lignes), pour chaque décade.

Les tableaux contiennent des moyennes et écarts types des données et des valeurs interpolées pour chaque décade (un exemple est présenté sur le tableau 2). Ces tableaux sont destinés à vérifier la cohérence d'ensemble des résultats.

Tableau 2 - Statistiques (nombre de valeurs - NO, moyenne - MOY, écart type - ECT) pour les données (D) et les résultats des interpolations (R), premières 10 décades de 1991.

1	2	3	4	5	6	7	8
Année	Décade	D	D	D	R	R	R
		NO	MOY	ECT	NO	MOY	ECT
1991	1	360	12.07	17.71	1167	9.43	22.85
1991	2	356	36.40	37.66	1167	27.40	49.88
1991	3	358	42.98	42.20	1167	31.81	51.82
1991	4	359	11.44	14.76	1167	10.16	17.37
1991	5	359	23.71	24.52	1167	20.03	35.53
1991	6	356	31.88	30.45	1167	23.52	37.49
1991	7	359	28.92	27.68	1167	27.62	37.96
1991	8	358	45.03	32.96	1167	40.37	47.53
1991	9	352	56.49	43.90	1167	50.49	55.94
1991	10	352	59.71	42.92	1167	50.18	59.39

## 6 - CONCLUSIONS

L'objectif final de notre travail a été d'estimer des valeurs moyennes par maille, au pas de temps décadaire sur un maillage régulier de côté 1/2 degré (environ 50 km), à partir des seules données ponctuelles. Ces résultats ont été fournis pour les saisons des pluies des années 1989-1993.

Les hypothèses du modèle de krigeage utilisé sont les suivantes :

- le type de krigeage utilisé est le krigeage ordinaire par bloc en voisinage glissant. Ceci implique une hypothèse de quasi-stationnarité ; nous avons expliqué au § 3 le choix de cette hypothèse, qui nous paraît assez réaliste pour les cumuls décadaires ;
- le variogramme utilisé pour toutes les décades est le variogramme climatologique moyen (sphérique, palier de 1, effet de pépite de 0.4 et portée de 10 degrés) ;
- le krigeage n'a été réalisé que pour les mailles pour lesquelles il y a au moins un point de mesure à moins de 1.5 degrés du centre de la maille.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BARRANCOURT C., CREUTIN J.D., RIVOIRARD J., 1992 - A method for delineating and estimating rainfall fields, *Water Resources Research*, vol. 28, n° 4, pp. 1133-1144.
- BARRET C., MARTIN D.W., 1981 - The use of Satellite Data in Rainfall Monitoring, Academic Press, 340 p.
- BASTIN G., LORENT B., DUQUÉ C. et GEVERS M., 1984 - Optimal estimates of the average area rainfall and optimal selection of raingauge locations, *Water Res. Research*, 20(4): 463-470.
- CADET D.L., GUILLOT B., 1991 - *EPSAT Estimation des précipitations par satellite ; programme de recherche*, ORSTOM - MÉTÉO-FRANCE, centre de Météorologie spatiale, Lannion, 64 p.
- DELHOMME J.-P., 1976 - *Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau*. Thèse de docteur-ingénieur de l'université de Paris 6, 130 p.
- ENGLAND E., SPARKS A., 1988 - *GEO-EAS Geostatistical Environment Assessment Software. User's Guide*, Environmental Monitoring Systems Laboratory, Las Vegas, EPA 6004-88033a.
- LEBEL T., BASTIN G., 1985 - Variogram identification by the mean-squared interpolation method with application to hydrologic fields. *Journal of Hydrology*, 77, 31-56.
- LEBEL T., BASTIN G., OBLED C., CREUTIN J.D., 1987 - On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study. *Water Resources Research*, 23, 2123-2134.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B. et HUBERT P., 1992 - Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT - Niger experiment. *Journal des Sciences hydrologiques*, 37, 201-215.



# ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE : L'APPORT DES DONNÉES SATELLITE MICRO-ONDE

I. JOBARD

*(Laboratoire de Météorologie dynamique - CNRS  
École polytechnique, 91128 PALAISEAU, FRANCE)*

## RÉSUMÉ

Plusieurs méthodes d'estimation des précipitations à partir des données-satellite ont été développées au cours des dernières années. Ces méthodes utilisent des mesures soit dans l'infrarouge thermique (IR), soit dans les micro-ondes (MO) passives.

L'avantage primordial des méthodes qui utilisent l'IR pour l'estimation des pluies est la très bonne résolution temporelle (une image toutes les demi-heures) et spatiale (5 km) de ces données. Néanmoins, les données IR sont des mesures de radiances ou de températures des sommets des nuages et n'ont pas un rapport physique direct avec les précipitations. L'avantage des méthodes qui utilisent les micro-ondes est lié au fait que les données MO sont des mesures directes de l'absorption et de l'émission ou de la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau et les cristaux de glace à l'intérieur des nuages. Ces interactions entre le rayonnement MO et les hydrométéores sont utilisées pour évaluer les taux de pluie. Cependant, la faible résolution spatiale et temporelle des données MO provenant des satellites à orbite basse, (une ou au maximum deux images par jour) rend difficile l'estimation des précipitations cumulées dans le temps.

Dans la première partie, les principales caractéristiques de l'interaction du rayonnement MO avec l'atmosphère nuageuse et plus particulièrement les précipitations, sont résumées ; les relations entre les radiances MO mesurées et la pluie sont précisées et les principales difficultés rencontrées par les méthodes d'estimation des précipitations utilisant les données satellite MO sont présentées.

Dans la seconde partie, une méthode d'estimation des pluies combinant les images MO et les images IR est présentée. Cette méthode appelée RACC (Rain And Cloud Classification) tente de tirer un avantage des deux approches, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie contenue dans les données MO.

Des études et comparaisons avec des pluies mesurées au sol sont présentées pour deux régions climatiques différentes (Afrique de l'Ouest et Japon). Il apparaît dans ces études que la technique qui combine les données IR et MO améliore les résultats obtenus par des techniques simples d'estimation des précipitations IR ou MO.

## I - INTRODUCTION

Les mesures satellite obtenues dans l'infrarouge thermique et le visible sont utilisées depuis longtemps pour estimer la pluie. Les méthodes qui utilisent essentiellement les données IR sont des méthodes indirectes car la température du sommet du nuage mesurée par l'infrarouge n'est pas reliée physiquement avec les précipitations produites par le nuage ; il existe seulement une relation statistique. Ces méthodes ne

peuvent donner des estimations satisfaisantes que pour des pluies moyennées sur de grandes surfaces et cumulées sur de longues périodes de temps.

Les mesures satellite obtenues dans les micro-ondes (MO) ont l'avantage par contre, d'être reliées directement à l'absorption, à l'émission ou à la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau et les cristaux de glace constituant les nuages précipitants. C'est pourquoi un grand nombre de méthodes d'estimation des précipitations utilisant les micro-ondes ont été développées, en particulier au cours de ces dernières années, grâce à la disponibilité des données du radiomètre micro-onde passif SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) placé à bord des satellites polaires DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) qui ont été lancés en 1987, 1990 et 1991. Ces méthodes d'estimation de la pluie s'appuient toutefois sur des données satellite MO qui ont une faible résolution spatiale (au mieux 15 km) et un échantillonnage temporel très insuffisant (un satellite polaire fournit une ou deux images seulement par jour, pour une région donnée selon la latitude). Compte tenu de la très grande variabilité spatio-temporelle des pluies, en particulier dans un régime climatique tropical, ceci constitue actuellement une limitation importante des méthodes d'estimation utilisant les seules données MO d'un satellite unique. C'est pourquoi il est intéressant d'étudier l'utilisation conjointe des données satellite MO avec des données IR, fournies par les satellites géostationnaires avec une très bonne résolution spatiale et temporelle ; en particulier, on peut tenter d'améliorer les méthodes statistiques IR par l'apport des données satellite MO.

Le but de cet article n'est pas d'expliquer les divers algorithmes MO d'estimation des pluies, ni de les comparer entre eux, mais seulement de rappeler les principales caractéristiques de l'interaction du rayonnement MO avec l'atmosphère nuageuse et plus particulièrement avec les précipitations (section II), afin de préciser les relations entre les radiances MO mesurées par satellite et la pluie (section III). Les principales difficultés rencontrées par les méthodes d'estimation des précipitations utilisant les données satellite MO sont exposées dans la section IV. Enfin dans la section V, une méthode d'estimation des pluies dans les régions tropicales, combinant les images MO et les images IR est présentée. Cette méthode appelée RACC (Rain And Cloud Classification) tente de tirer un avantage des deux approches IR et MO, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie, contenue dans les données MO. Des comparaisons entre les pluies estimées par cette méthode et les pluies mesurées au sol sont données pour deux régions climatiques différentes (Afrique de l'Ouest et Japon). Enfin, les résultats obtenus par cette technique qui combine les données IR et MO sont comparés aux résultats obtenus par des techniques simples d'estimation des précipitations IR ou MO.

## **II - INTERACTION ENTRE LE RAYONNEMENT MO ET L'ATMOSPHÈRE**

Pour la mesure de la pluie ou du contenu en eau liquide des nuages, on s'intéresse au domaine micro-onde (ou hyperfréquence) qui correspond aux fréquences comprises entre 1 et 300 GHz, c'est-à-dire aux longueurs d'onde entre 30 cm et 1 mm.

L'atmosphère gazeuse est responsable de l'absorption résonante à certaines fréquences : la vapeur d'eau absorbe à 22 GHz et à 183 GHz et l'oxygène absorbe entre 50 et 70 GHz et à 118 GHz comme on peut le voir sur la figure 1 qui représente la transmission à travers l'atmosphère en ciel clair dans ce domaine de fréquences. L'absorption par les autres constituants moléculaires de l'atmosphère, tel l'ozone, est négligeable compte tenu de la concentration très faible de ces constituants mineurs. Le choix des fréquences utilisées en radiométrie passive pour la détection des précipitations, se fait dans les « fenêtres atmosphériques ». Ainsi, les canaux des radiomètres MO, tel SSM/I, qui sont dédiés à la mesure de la pluie, sont aux fréquences 19 GHz, 37 GHz et 86 GHz et sont transparents en ciel clair. À ces canaux s'ajoute un canal à 22 GHz pour la mesure de la vapeur d'eau atmosphérique.

L'interaction du rayonnement avec les nuages et les précipitations (pluie et glace), se traduit par deux phénomènes : l'absorption (non résonante) et la diffusion par les hydrométéores (gouttelettes, gouttes d'eau et cristaux de glace) qui sont décrits par la théorie de Mie que l'on peut résumer par les considérations suivantes.

Les termes de l'absorption et de la diffusion s'expriment en fonction du paramètre  $x$  qui est le rapport de la taille  $D$  de la goutte à la longueur d'onde  $l$  du rayonnement :  $x = D/l$ . Le terme d'absorption varie en  $x^3$ , tandis que le terme de diffusion varie en  $x^6$  et ces termes dépendent de la distribution des tailles des gouttes. Le diamètre des gouttelettes dans les nuages est de l'ordre de 1 à 100  $\mu\text{m}$ , tandis que celui des gouttes d'eau ou cristaux de glace précipitants est de l'ordre de 100  $\mu\text{m}$  à quelques mm, certains cristaux pouvant atteindre plusieurs centimètres.

La diffusion est donc négligeable devant l'absorption pour les gouttelettes des nuages ( $x \ll 1$ ) ; par contre, la diffusion est plus importante pour les gouttes les plus grosses qui précipitent, avec  $x \geq 1$ .

Par ailleurs, les termes de l'absorption et de la diffusion dépendent de la constante diélectrique, donc de la phase de l'eau (liquide ou solide). Compte tenu des valeurs de la constante diélectrique de l'eau et de la glace, les coefficients d'absorption et les coefficients de diffusion varient avec le taux de pluie de façon différente pour l'eau et pour la glace, comme cela est représenté sur la figure 2 pour les trois fréquences 19, 37 et 86 GHz. On voit sur la figure 2a que l'absorption par les particules de glace est tout à fait négligeable devant l'absorption par les gouttes d'eau quelle que soit la fréquence ; ainsi, les cirrus (nuages constitués de petits cristaux de glace) sont transparents aux MO. Sur la figure 2b, on voit que l'importance relative de la diffusion par l'eau ou par la glace dépend de la fréquence ; quand la fréquence est élevée, c'est la diffusion par la glace qui est prépondérante. Ainsi par exemple, dans les systèmes convectifs tropicaux, les fortes pluies sont produites par des cumulo-nimbus développés jusqu'à des altitudes élevées, contenant sur une épaisseur de plusieurs kilomètres de gros cristaux de glace qui sont responsables d'une forte diffusion du rayonnement MO aux fréquences élevées ; le signal MO mesuré à 86 GHz est alors très marqué et est relié aux pluies intenses associées à la présence de ces cristaux de glace.

En résumé, en présence des précipitations, l'absorption par les gouttes d'eau est prépondérante aux basses fréquences (19 et 37 GHz), tandis que c'est la diffusion par la glace qui est le phénomène le plus important aux fréquences élevées (86 GHz).

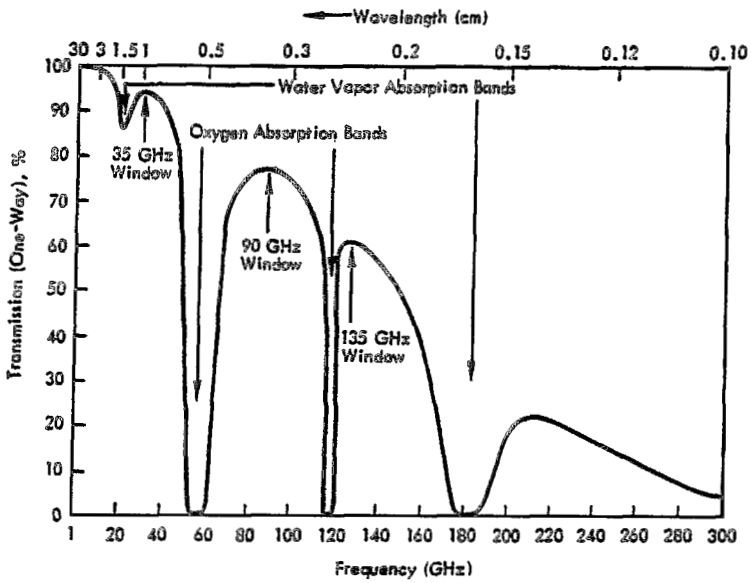


Figure 1 : Transmission à travers l'atmosphère en ciel clair (fig.1.10 de ULABY *et al.*, 1981).

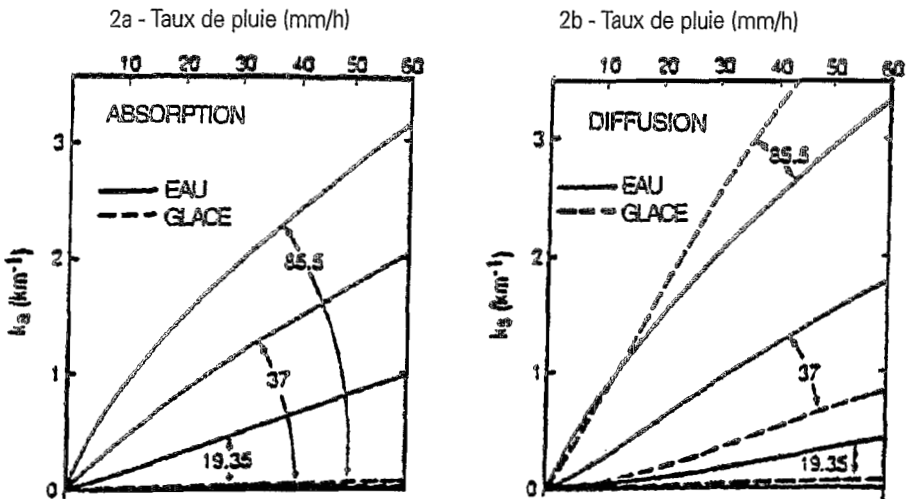


Figure 2 : Coefficient d'absorption  $k_a$  (fig. 2a) et coefficient de diffusion  $k_s$  (fig. 2b) en  $\text{km}^{-1}$ , en fonction du taux de pluie, pour l'eau liquide (en trait plein) et pour la glace (en traits pointillés), aux trois fréquences 19 GHz, 37 GHz et 86 GHz.

Les relations entre la pluie et les radiances MO mesurées à bord de satellite sont présentées dans la section suivante.

### III - RELATION ENTRE LES DONNÉES SATELLITE MO ET LA PLUIE

L'intensité du rayonnement MO, reçue par un radiomètre placé à bord d'un satellite, est constituée de l'intensité de l'ensemble des rayonnements MO émis, transmis et diffusés par la surface et par l'atmosphère nuageuse. WILHEIT a, le premier, proposé un modèle de transfert radiatif simple pour relier les radiances MO observées aux taux de pluie ; on trouvera une description de ce modèle dans WILHEIT (1986).

La radiance ou l'intensité d'un rayonnement émis par un corps noir, à la température physique T et à la fréquence  $\nu$ , est donnée par la fonction de PLANCK :

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \left[ \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1} \right]$$

où h est la constante de PLANCK, k la constante de BOLTZMAN et c la vitesse de la lumière. Dans le domaine des fréquences MO (1 à 300 GHz) et pour les températures de l'atmosphère (10 à 300 K), le produit  $h\nu$  est toujours très inférieur à  $kT$  ; en utilisant un développement limité du premier ordre, la radiance s'écrit :

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} kT$$

Ceci constitue l'approximation connue sous le nom de RAYLEIGH-JEANS. Elle permet de considérer que la radiance est proportionnelle à la température T du corps noir. La surface de la Terre n'est pas un corps noir, elle a une émissivité e ; un radiomètre micro-onde mesure alors une température de brillance  $T_B = e T$  qui est la température équivalente d'un corps noir qui émettrait la même énergie que la surface.

En ciel clair, le radiomètre voit la surface de la Terre, à travers l'atmosphère sans nuage qui est transparente aux MO, et mesure une température de brillance qui dépend de la température  $T_s$  de la surface et de son émissivité e. L'émissivité dépend du type de surface, mer ou terre :

- pour la mer, l'émissivité varie de 0,3 à 0,7 environ, en fonction de la fréquence, de la polarisation et de l'angle de visée. Ceci est illustré par la figure 3 qui représente l'émissivité pour les polarisations horizontale et verticale en fonction de l'angle d'incidence, à 10 GHz et à 60 GHz. Les canaux de SSM/I dédiés à la mesure de la pluie, sont polarisés horizontalement et verticalement aux fréquences 19, 37 et 86 GHz et le radiomètre vise la surface avec un angle de 53°. L'émissivité de la mer dépend également de l'état de surface (rugosité liée au vent, salinité et température) ;
- pour la terre, l'émissivité est forte ; elle varie de 0,9 à 1, principalement en fonction de l'humidité du sol.

Ainsi, le radiomètre, lorsqu'il vise la mer, enregistre des températures de brillance froides (typiquement :  $T_B = e T_s = 0,5 \times 300 = 150$  K), tandis que lorsqu'il vise la terre, il enregistre des températures de brillance élevées (typiquement :  $T_B = e T_s = 0,9 \times 300 = 270$  K).

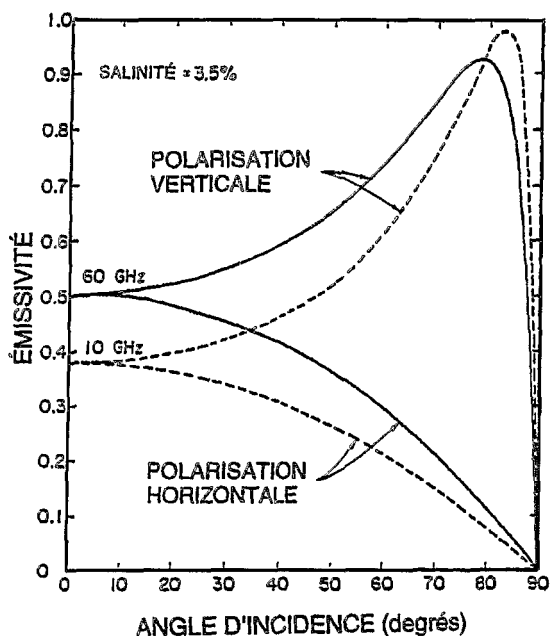


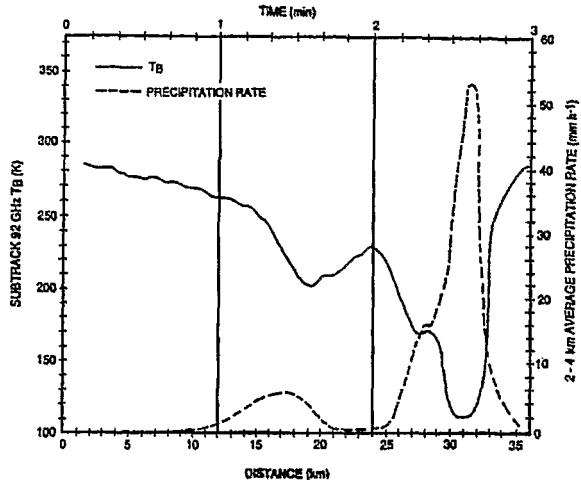
Figure 3 : Émissivité pour les polarisations horizontale et verticale en fonction de l'angle d'incidence, à 10 GHz et à 60 GHz.

Lorsqu'il y a des nuages et des précipitations, comme il a été dit dans la section précédente, il y a absorption et diffusion par les hydrométéores. Ainsi, le radiomètre ne reçoit plus seulement le signal venant de la surface mais celui provenant du nuage ou des précipitations.

Quand il y a absorption par les gouttes d'eau, celles-ci émettent à la température de la couche de l'atmosphère où elles se trouvent et le radiomètre mesure alors une température de brillance qui est plus élevée que la température de brillance de la surface en arrière-plan. Ainsi, l'augmentation de la température de brillance observée est un signal de l'absorption par les gouttes d'eau qui est une mesure du volume d'eau ; le signal est donc directement relié à la pluie. Toutefois, ce signal n'est mesurable que lorsqu'il y a un contraste assez grand avec la température de brillance de la surface, c'est-à-dire seulement lorsque la surface visée est la mer.

Quand il y a diffusion par les hydrométéores, principalement les cristaux de glace, le rayonnement est diffusé dans toutes les directions. La couche supérieure de glace agit comme un écran qui masque les couches de niveau inférieur et elle n'émet vers le satellite qu'une partie du rayonnement ; les températures de brillance mesurées sont donc basses. Ainsi, la diminution de la température de brillance observée, aussi bien au-dessus de la mer que sur la terre, est un signal de la diffusion par les grosses particules de glace au sommet du nuage qui sont généralement associées au processus de la formation des gouttes de pluie. C'est donc une mesure moins directe de la pluie que le signal d'absorption, mais il peut être mesuré sur la terre aussi bien que sur la mer. Toutefois il est difficile de relier quantitativement le signal de diffusion au taux de pluie, car le coefficient de diffusion dépend d'un grand nombre de paramètres tels que la distribution des particules de glace, la forme des cristaux de glace et leur orientation, la

Figure 4 : Variation du taux de pluie mesuré par radar et variation de la température de brillance à 92 GHz mesurée par avion au-dessus d'un système convectif sur le continent, pendant l'expérience COHMEX (fig. 7 de SPENCER *et al.* 1989).



densité de la glace et l'épaisseur de la couche de glace. On constate cependant qu'il peut y avoir une bonne corrélation entre les températures de brillance micro-onde observées et les pluies mesurées, comme on peut le voir sur l'exemple représenté sur la figure 4 (extraite de SPENCER *et al.*, 1989) qui montre la variation du taux de pluie mesuré par radar et la variation de la température de brillance à 92 GHz, mesurée lors d'un vol avion au-dessus d'un système convectif sur le continent, pendant l'expérience COHMEX.

Comme l'absorption est prépondérante aux basses fréquences (19 et 37 GHz) et que la diffusion est le phénomène le plus important aux fréquences élevées (86 GHz), on peut simplifier en disant qu'on observe pour les canaux à 86 GHz, une température de brillance qui décroît avec le taux de pluie à cause de la diffusion par les cristaux de glace, tandis que pour les canaux à 19 et 37 GHz, on observe une température de brillance qui augmente avec le taux de pluie à cause de l'absorption par les gouttes d'eau. À 19 GHz, la température de brillance atteint la saturation pour les forts taux de pluie, tandis qu'à 37 GHz, l'effet de la diffusion par les très grosses particules de glace associées aux taux de pluie élevés se fait néanmoins sentir et on observe une diminution de la température de brillance pour les forts taux de pluie. Ces variations caractéristiques des températures de brillance aux hautes et basses fréquences en fonction du taux de pluie sont illustrées par les courbes de la figure 5 (extraite de JANSSEN, 1993) obtenues à partir d'observations. Les données utilisées sont des mesures fournies par le radiomètre SSM/I, au-dessus de la mer à proximité du Japon, entre juin et août 1989. Les taux de pluie horaires coïncidant ont été obtenus à partir de données radar ; ils ont été moyennés sur des surfaces de 60 km de diamètre correspondant à la plus basse résolution des pixels de SSM/I. Les points représentés sur cette figure sont des moyennes des températures de brillance mesurées dans chacun des quatre canaux de SSM/I (polarisation verticale) en fonction des taux de pluie ; pour ne pas faire apparaître la grande dispersion des valeurs, il s'agit de la moyenne par intervalle de 1 mm/h (pour chaque taux de pluie, le nombre d'observations utilisées dans l'intervalle concerné est indiqué sur la figure).

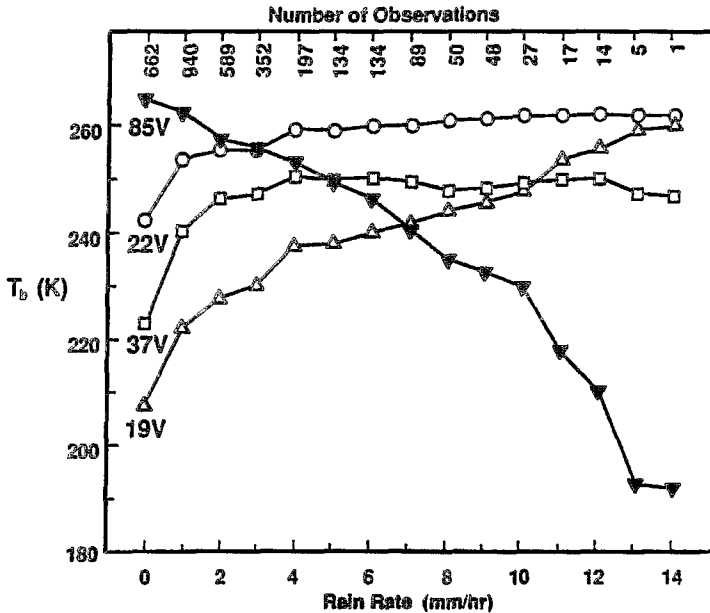


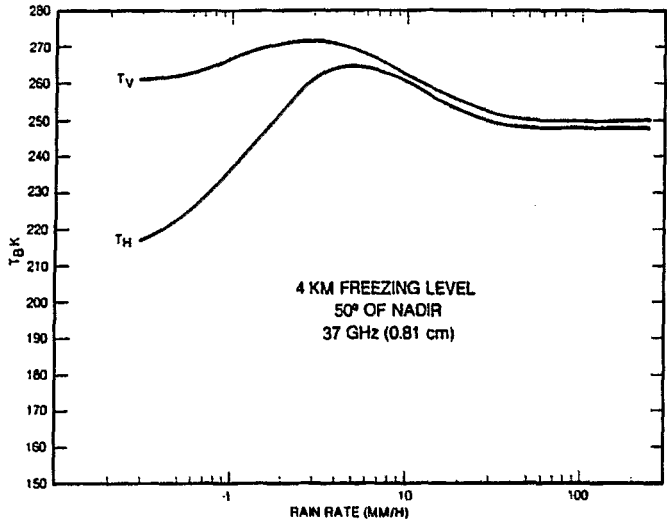
Figure 5 : Moyennes des températures de brillance à 19, 22, 37 et 85 GHz (polarisation verticale) obtenues à partir d'observations fournies par le radiomètre SSM/I, au-dessus de la mer à proximité du Japon, entre juin et août 1989 (pour chaque taux de pluie, le nombre d'observations utilisées pour calculer la moyenne dans l'intervalle de 1mm/h, est indiqué sur le haut de la figure).

Les taux de pluie obtenus à partir de données radar, ont été moyennés sur des surfaces de 60 km de diamètre (figure 6.27 de JANSSEN, 1993).

Pour les basses fréquences, il y a ambiguïté pour déterminer le taux de pluie à partir de la température de brillance mesurée dans un seul canal, sauf pour les très faibles valeurs des taux de pluie. Mais la différence entre les températures de brillance du canal polarisé verticalement et du canal polarisé horizontalement permet de lever cette ambiguïté car elle diminue quand le taux de pluie augmente. En effet, le rayonnement émis par les gouttes d'eau n'est pas polarisé et la présence des gouttes dépolarise le rayonnement qui a été polarisé par la surface. La figure 6 représente les températures de brillance calculées au-dessus de l'océan, pour un angle d'incidence de  $50^\circ$ , pour le canal 37 GHz polarisé horizontalement  $T_H$  et verticalement  $T_V$ , en fonction du taux de pluie. On voit sur cette figure, que la différence de polarisation ( $T_V - T_H$ ) permet une mesure de la pluie, sauf pour les forts taux de pluie.

En résumé, il apparaît que les températures de brillance des différents canaux MO ou bien des combinaisons de ces températures, sont reliées, plus ou moins directement, à la pluie. Leur utilisation dans un algorithme d'estimation des pluies présente néanmoins certaines difficultés qui sont expliquées dans la section suivante.

Figure 6 :  
Températures de  
brillance, calculées  
au-dessus de la  
mer, pour le canal  
à 37 GHz polarisé  
horizontalement  $T_H$   
et polarisé  
verticalement  $T_V$ ,  
en fonction  
du taux de pluie.



## IV - DIFFICULTÉS DES MÉTHODES MO D'ESTIMATION DES PLUIES

Comme il a été vu précédemment, les deux modes d'interaction entre le rayonnement MO et l'atmosphère précipitante sont la diffusion par la glace et l'absorption-émission par l'eau liquide. La base physique des diverses méthodes MO d'estimation des pluies est par conséquent soit le mode diffusion soit le mode émission ; les algorithmes utilisent, comme indice de pluie, les températures de brillances  $T_B$  elles-mêmes ou bien des combinaisons de ces températures  $T_B$ . On peut citer par exemple, parmi les divers indices étudiés, l'indice de diffusion SI (Scattering Index) proposé par GRODY (1991) ou bien l'indice NPD (Normalized Polarization Difference) proposé par PETTY (1994) qui permettent de découpler les effets de la diffusion de l'effet d'émission et aussi de la contribution des autres paramètres géophysiques. Les algorithmes sont généralement différenciés suivant que la surface visée est la terre ou l'océan. Des tests sont appliqués d'abord, pour tenter de classifier les pixels où la pluie est probable et les pixels sans pluie et lever aussi les ambiguïtés qui existent, comme par exemple sur la terre, entre un signal dû à la pluie et le signal dû au désert ou à de la neige au sol.

Les expressions reliant les indices de pluie calculés à partir des données satellite MO aux taux de pluie sont obtenues par des régressions statistiques entre ces indices et des données de pluie mesurées au sol. Des relations empiriques (indice MO/taux de pluie) sont proposées, mais il faut remarquer que ces relations ne peuvent pas avoir une validité universelle et qu'elles ne doivent être appliquées que pour les régions climatiques pour lesquelles elles ont été établies. De plus, pour réaliser une analyse statistique il faut disposer d'un ensemble de données suffisamment grand et fiable ; or il faut noter qu'on ne dispose pas actuellement de beaucoup d'ensembles de mesures satellite de SSM/I coïncidant avec des mesures de bonne qualité des précipitations par radar ou bien par réseaux de pluviomètres.

D'autres méthodes d'estimation plus sophistiquées consistent à inverser des modèles de transfert radiatif couplés avec un modèle d'atmosphère et de nuages (voir par exemple KUMMEROW et GIGLIO, 1994 ou MUGNAI et SMITH, 1988). Dans ce cas, un nombre important de paramètres physiques et microphysiques sont nécessaires pour décrire l'atmosphère nuageuse et les précipitations et de nombreuses hypothèses très simplificatrices doivent être faites.

Pour résumer, les problèmes potentiels sont liés au fait que les relations avec la pluie ne sont pas univoques et généralement pas linéaires ; il faut noter que, pour les méthodes utilisant le mode absorption par l'eau liquide, il est difficile de distinguer les pluies faibles de l'eau liquide nuageuse et que, par ailleurs, l'estimation ne peut être faite que sur l'océan. Pour les méthodes utilisant le mode diffusion par la glace, la diffusion étant provoquée par la couche de glace formée au sommet des nuages précipitants, il n'est pas possible de détecter des pluies « chaudes » c'est-à-dire les pluies produites par des nuages assez bas dont le sommet n'atteint pas le niveau où les cristaux de glace se forment.

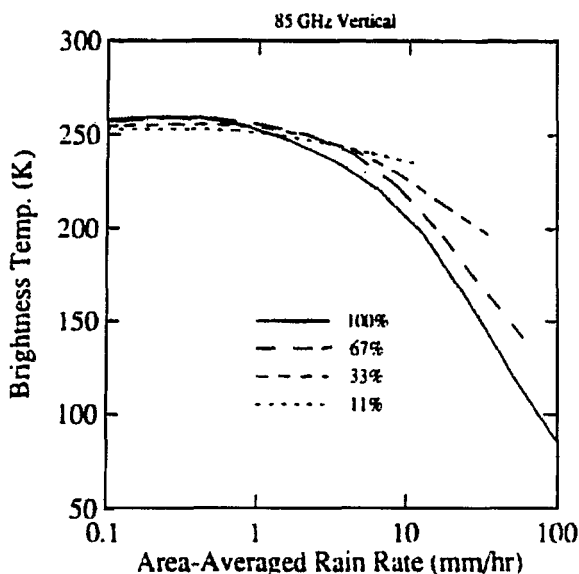
En dehors de ces difficultés, il faut aussi souligner deux limitations importantes, l'une liée à la résolution spatiale et l'autre liée à l'échantillonnage temporel.

La résolution spatiale des images fournies par les radiomètres MO est bien inférieure à celle des images IR ; la taille du pixel varie de 15 km pour les hautes fréquences (86 GHz) à 69 km pour les basses fréquences (19 GHz). Compte tenu de la forte variabilité spatiale de la pluie, la surface visée correspondant à un pixel peut être très inhomogène ou bien n'être que partiellement couverte par la pluie.

Ce problème de « remplissage » du pixel est crucial car la relation n'étant pas linéaire entre l'indice de pluie et le taux de pluie, il s'ensuit une indétermination importante de la pluie estimée qui peut aller jusqu'à 100 %. La figure 7 extraite de PETTY (1994), représente la température de brillance calculée pour 86 GHz (polarisation verticale) pour un pixel couvert respectivement par une pluie d'intensité uniforme sur 100, 67, 33 et 11 % de sa surface. On voit par exemple, qu'une température de 225 K peut représenter soit une pluie de 5 mm/h répartie uniformément sur l'ensemble du pixel (courbe 100 %), soit une pluie de 30 mm/h couvrant 1/3 du pixel (courbe 33 %) qui reçoit donc 10 mm/h en moyenne sur sa surface. Le problème est encore plus crucial avec les basses fréquences qui ont la résolution spatiale la plus basse (69 km).

La difficulté liée à l'échantillonnage temporel affecte le calcul de l'estimation de la pluie cumulée. L'intervalle de temps entre deux mesures satellite est bien trop grand pour rendre compte de l'intermittence de la pluie. L'utilisation de seulement quelques estimations instantanées de la pluie par jour pour obtenir la pluie cumulée sur le temps est une source d'erreur importante. Un radiomètre placé à bord d'un satellite polaire dont la trace au sol est de 1 400 km, ne voit que 60 % de la surface du globe en 24 heures ; il ne donne au mieux qu'une image ou deux images (pour les régions de latitude élevée) par jour de la région étudiée. Actuellement deux radiomètres SSM/I sont en orbite : l'un sur le satellite F10 et l'autre sur le satellite F11 de DMSP ; ils passent au-dessus de l'équateur approximativement à 6 heures d'intervalle. Une étude de l'erreur sur l'estimation de la pluie mensuelle moyennée sur différentes échelles spatiales qui résulte du sous-échantillonnage temporel des mesures satellite a été faite par WENG *et al.* (1994) ; elle montre que l'erreur peut être importante (25 % sur l'océan et davantage

Figure 7 : Température de brillance calculée pour 86 GHz (polarisation verticale) pour un pixel couvert respectivement par une pluie d'intensité uniforme, sur 100, 67, 33 et 11 % de sa surface (figure 5e de PETTY, 1994).



sur le continent) et en particulier lorsque le cycle diurne est fort, l'estimation est sur-estimée ou sous-estimée suivant que l'heure de passage du satellite est proche du maximum ou du minimum du cycle diurne.

À cause des divers problèmes qui ont été résumés ci-dessus, l'estimation de la pluie par satellite, utilisant les techniques MO passives, fait l'objet de nombreuses recherches depuis quelques années et beaucoup de méthodes d'estimation sont développées à l'heure actuelle. Un effort important est fait actuellement pour comparer et tenter d'évaluer ces méthodes. Deux programmes d'inter-comparaison d'algorithmes d'estimation des précipitations par satellite sont en cours. Leur but est de comparer les performances des divers algorithmes MO et IR, de comprendre les différences et de déterminer le type d'algorithmes qui a les meilleures performances pour les différents régimes de pluie ou régions climatiques.

L'un est supporté par le GPCP (Global Precipitation Climatology Project) du WCRP (World Climate Research Programme) de l'OMM : trois expériences AIP (Algorithm Intercomparison Projects) ont été menées :

- AIP-1 en juin-août 1989 sur la région du Japon et les mers environnantes ;
- AIP-2 en février-avril 1991 sur le Nord-Ouest de l'Europe et de l'Atlantique ;
- AIP-3 de novembre 1992 à février 1993 sur l'Ouest du Pacifique équatorial.

Les comparaisons portent sur les pluies instantanées, journalières et mensuelles, et pour des moyennes spatiales sur des carrés de côté allant de  $0,2^\circ$  à  $1,25^\circ$  suivant les expériences. Les résultats sont rapportés dans LEE *et al.* (1991) et ARKIN et XIE (1994) pour AIP-1 et dans ALLAM *et al.* (1993) pour AIP-2.

L'autre programme d'inter-comparaison est supporté par le projet WetNet de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) : deux expériences PIP (Precipitation Intercomparison Programs) ont été menées : l'expérience PIP-1 compare les pluies mensuelles sur une grille de  $0,5^\circ$  de côté sur l'ensemble du globe de juillet à

octobre 1987. Les résultats sont présentés dans BARRETT, (1994). L'expérience PIP-2 compare les pluies instantanées moyennées sur  $0,2^\circ$  pour un ensemble varié de cas d'études sélectionnés entre juillet 1987 et février 1993.

Ces deux programmes de comparaison de méthodes ne sont pas achevés. Ils ont tous deux mis en évidence la grande difficulté à obtenir un ensemble de données de validation à partir des radars et des pluviomètres qui soit de bonne qualité et produise des mesures fiables permettant d'évaluer quantitativement les estimations de pluie par satellite. Les premiers résultats indiquent qu'il n'y a pas de méthode MO qui réussisse mieux que les autres dans toutes les conditions climatiques. Ils confirment en général que les techniques MO permettent une meilleure estimation des pluies instantanées et une moins bonne estimation des pluies mensuelles que les techniques IR.

Certaines méthodes d'estimation des pluies essaient d'associer les deux techniques et combinent les données IR et MO. Parmi ces méthodes mixtes IR/MO, on peut citer celle proposée par ADLER *et al.* (1993) et celle qui a été développée au laboratoire de Météorologie dynamique ; celle-ci est présentée dans la section suivante, ainsi que les principaux résultats de tests de validation sur deux régions climatiques différentes.

## V - MÉTHODE D'ESTIMATION DES PLUIES COMBINANT LES MO ET L'IR

### 1 - La méthode RACC

La méthode RACC (Rain And Cloud Classification) tente de tirer un avantage des techniques IR et MO, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie contenue dans les données MO. Cette méthode est détaillée dans JOBARD et DESBOIS (1994). Elle utilise une technique de classification automatique développée par DESBOIS *et al.* (1982). Cette technique est basée sur la méthode des nuées dynamiques qui permet de partitionner les données en classes naturelles en considérant plusieurs paramètres, sans avoir aucune connaissance *a priori* de ces classes. Ceci permet de trouver un certain nombre de classes homogènes que l'on associe à différents types de nuages, précipitants ou non. Trois paramètres sont utilisés ; pour l'IR, il s'agit d'un paramètre spectral (la température de brillance) et un paramètre spatial, obtenu à partir de la variance locale de chaque pixel dans l'image IR. Ce paramètre « Variance-IR » est important pour caractériser la structure spatiale des nuages. Pour les MO, le paramètre est obtenu à partir d'un canal ou d'une combinaison des canaux MO.

Pour la phase d'apprentissage de la classification, les trois ensembles de paramètres sont constitués à partir d'images IR et d'images MO en coïncidence spatio-temporelle. Ceci forme l'ensemble d'apprentissage. Un processus itératif permet de converger vers un ensemble de classes ; chaque classe est alors caractérisée, pour chacun des paramètres, par le « centre de gravité » des pixels de l'ensemble d'apprentissage qui appartiennent à la classe. La valeur du paramètre MO sert à déterminer si une classe représente un type de nuage précipitant ou non. Pour chaque classe correspon-

quant à la pluie, une relation empirique entre le paramètre MO et le taux de pluie est utilisée pour associer un taux de pluie à la classe. Un exemple d'une classification à 9 classes est présenté dans le tableau 1. Le paramètre MO est dans cet exemple, la température de brillance du canal 86 GHz (vertical) qui est reliée à la pluie pour les températures inférieures à 253 K.

Tableau 1 - Exemple de classification des nuages obtenue à partir de trois paramètres : IR, Variance - IR, MO et le taux de pluie associé à chaque classe.

Classe	IR (K)	Variance-IR	MO (K)	Taux de pluie
1	243	52	275	0
2	239	32	274	0
3	239	72	275	0
4	225	57	249	1
5	221	52	274	0
6	218	28	274	0
7	209	30	259	0
8	205	31	237	3
9	202	28	207	6

Pour la phase d'application de la méthode, seuls les paramètres IR (température IR et variance-IR) sont utilisés afin de conserver la meilleure résolution spatiale et temporelle que permettent les images IR. La classification obtenue dans la phase d'apprentissage est utilisée pour classer chaque pixel dans la classe dont le centre de gravité est le plus proche (les distances étant calculées avec deux paramètres). La pluie estimée sur chaque pixel est alors donnée par le taux de pluie associé à la classe à laquelle il appartient. On obtient ainsi des images de taux de pluie à la résolution du pixel IR (5 km) et à la fréquence horaire ou semi-horaire, à partir desquelles on peut calculer la moyenne spatiale de la pluie sur les surfaces étudiées et les cumuls temporels. L'organigramme résumant la méthode RACC est représenté sur la figure 8.

## 2 - Résultats

La méthode RACC a été testée sur différentes régions climatiques pour l'estimation des précipitations à différentes échelles spatiales et temporelles. Quelques résultats significatifs de deux études sont présentés dans ce qui suit.

La première étude a été faite sur une région tropicale, en Afrique de l'Ouest. Le site de validation est situé au Niger, sur une zone comprise entre 2° E - 3° E et 13° N - 14° N, équipée d'un réseau dense de pluviographes. La période étudiée couvre deux mois de la saison des pluies, du 6 juillet au 6 septembre 1989.

Cette étude a été menée dans le cadre du programme EPSAT (Estimation des précipitations par satellite) qui est décrit dans LEBEL *et al.* (1992). Le tableau 2a montre les valeurs des coefficients de corrélation entre les valeurs estimées par la méthode RACC et les valeurs observées à différentes échelles spatiales (de 15 x 15 km<sup>2</sup> à 120 x 120 km<sup>2</sup>).

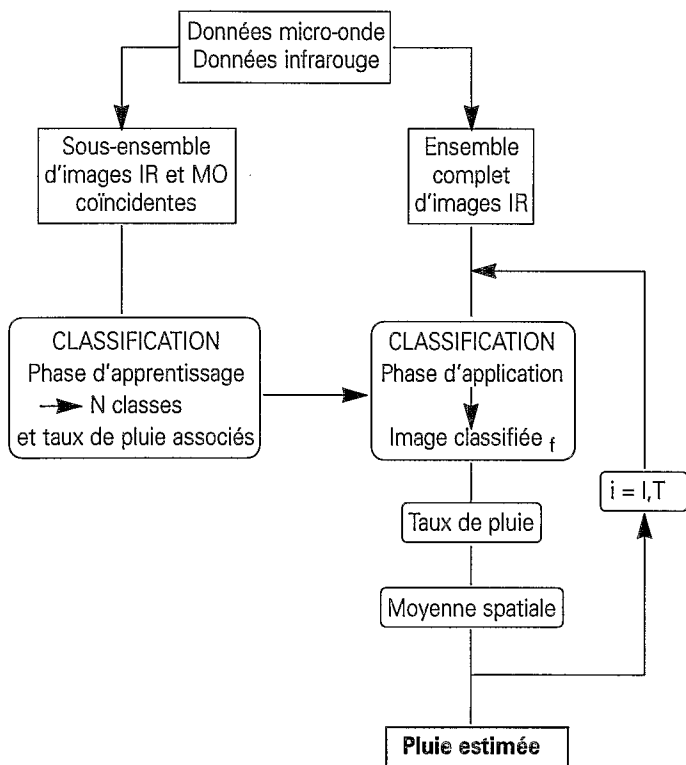


Figure 8 : Organigramme de la méthode RACC.

Les précipitations sont cumulées sur des périodes allant de 1 à 12 heures ; sur l'ensemble des deux mois de mesures, il y a 26 journées comportant des événements pluvieux, il n'est donc pas significatif de faire des statistiques sur des périodes plus longues.

Nos résultats sont comparés à ceux obtenus avec une méthode IR à seuil, pour deux valeurs différentes du seuil choisi (- 40 °C et -60 °C) ; les corrélations avec les valeurs observées sont données respectivement dans les tableaux 2b et 2c.

La comparaison de ces coefficients de corrélation indique que la méthode RACC présente des meilleures corrélations que la technique IR, pour toutes les échelles spatio-temporelles testées. Toutefois, il faut remarquer que l'amélioration est plus importante si l'on compare avec la technique IR utilisant le seuil - 40 °C qu'avec celle utilisant le seuil - 60 °C. Mais, comme il a été montré, par exemple dans JOBARD et DESBOIS (1992), le choix du meilleur seuil IR est la difficulté majeure de la technique IR à seuil. En outre, il peut dépendre de l'échelle spatio-temporelle utilisée.

La seconde étude a porté sur les données de l'expérience AIP-1 sur la région du Japon et des mers environnantes (23° N - 46° N et 120° E - 147° E) pendant deux périodes d'un mois, du 1 au 30 juin et du 15 juillet au 15 août 1989. Les images IR proviennent du satellite GMS (Geostationary Meteorological Satellite) et sont fournies toutes

Tableau 2 - Coefficients de corrélation entre les précipitations observées et estimées avec la méthode RACC (tableau a) et avec une méthode IR utilisant deux seuils différents : - 40 °C (tableau b) et - 60 °C (tableau c).

(a)		Échelle spatiale Échelle (km <sup>2</sup> ) temporelle (heure)	15 x 15	30 x 30	60 x 60	120 x 120
RACC	1		0.59	0.62	0.69	0.77
	3		0.70	0.72	0.75	0.80
	6		0.77	0.78	0.80	0.83
	12		0.80	0.81	0.84	0.86

(b)		Échelle spatiale Échelle (km <sup>2</sup> ) temporelle (heure)	15 x 15	30 x 30	60 x 60	120 x 120
SEUIL = - 40 °C	1		0.38	0.41	0.46	0.56
	3		0.50	0.51	0.54	0.61
	6		0.60	0.61	0.63	0.67
	12		0.69	0.71	0.73	0.76

(c)		Échelle spatiale Échelle (km <sup>2</sup> ) temporelle (heure)	15 x 15	30 x 30	60 x 60	120 x 120
SEUIL = - 60 °C	1		0.48	0.51	0.58	0.69
	3		0.62	0.64	0.68	0.76
	6		0.73	0.74	0.77	0.81
	12		0.76	0.78	0.80	0.84

les heures. Les images MO proviennent de l'instrument SSM/I à bord du satellite DMSP F-8. La méthode RACC a été appliquée en utilisant comme paramètre MO, l'indice de diffusion de GRODY (1991). L'ensemble des champs de pluie pour la validation, a été constitué à partir de l'analyse horaire des précipitations, obtenue en composant les données des pluviographes AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) et les données RADAR fournies par la « Japanese Meteorological Agency » (JMA) (voir LEE *et al.*, 1989). La pluie moyenne a été estimée sur des carrés de 1,25 ° x 1,25 ° ; l'ensemble de validation comprend 27 carrés sur la terre et 52 carrés sur la mer.

Les résultats portant sur le cumul mensuel de la pluie horaire moyenne sur chacun des 79 carrés, estimée par la méthode RACC ont été comparés, pour les deux périodes (juin et juillet/août), avec les estimations obtenues par une technique IR et les estimations obtenues par une technique utilisant les données MO. L'algorithme IR est le GPI (GOES Precipitation Index, ARKIN et MEISNER, 1987). Cet algorithme utilise un seuil égal à 235 K (- 38 °C) au-dessous duquel le pixel est associé à un taux de précipitation constant de 3 mm/heure. La technique MO utilise l'indice de diffusion SI de GRODY et

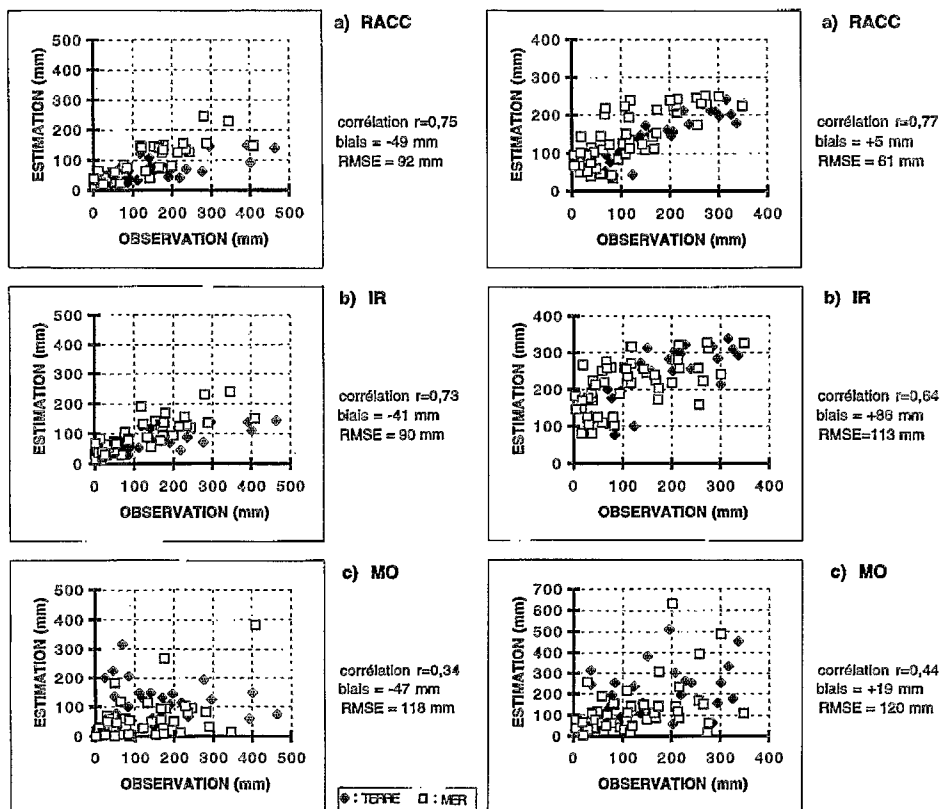


Figure 9 : Pluies mensuelles pour juin (figures a) et pour juillet/août (figures b), estimées par la méthode RACC (figures a), par la méthode IR (figures b) et par la méthode MO (figures c) en fonction des pluies observées pour 79 carrés de 1,25° x 1,25° sur la région du Japon en 1989.

estime la pluie mensuelle à partir des valeurs calculées aux heures de passage de l'instrument SSM/I. Les figures 9a et 9b montrent respectivement pour les périodes juin et juillet/août, en fonction des pluies observées sur les 79 carrés, les pluies mensuelles estimées par les trois méthodes : a) RACC, b) IR et c) MO. Les statistiques de ces comparaisons sont rassemblées dans les tableaux 3a et 3b qui montrent pour chacune des périodes (juin et juillet/août) les coefficients de corrélation entre les valeurs estimées et observées de la pluie mensuelle, la pluie moyenne estimée, l'erreur moyenne et l'écart type de l'erreur (RMSE). Pour la période de juin, plutôt caractérisée par des pluies frontales, la méthode combinée (IR/MO) fournit les meilleurs paramètres statistiques. Pour la période juillet/août, elle montre une nette amélioration de la corrélation avec les valeurs de pluie observées par rapport à ce que fournit la technique MO mais cette amélioration est moins significative par rapport à la technique IR. On peut sans doute expliquer la mauvaise performance de la technique MO pour restituer les pluies mensuelles, par le nombre très insuffisant de données disponibles (une ou deux images MO par jour). Il faut aussi noter que les trois techniques sous-estiment nettement la pluie pendant cette période ; ce résultat est probablement dû à la difficulté pour les méthodes IR comme pour les méthodes MO de détecter les systèmes orographiques, assez nombreux pendant cette période, qui produisent des pluies chaudes.

Les résultats de ces deux études de validation de la méthode RACC sont encourageants car ils indiquent des corrélations entre les pluies cumulées estimées et observées parfois meilleures que celles obtenues avec des méthodes IR ou MO, pour les échelles spatiales et temporelles étudiées.

Tableau 3 - Comparaison des statistiques obtenues avec la méthode RACC et avec les techniques IR et MO pour la pluie mensuelle.

a) Période juin (pluie mensuelle observée moyenne : 134,2 mm).

Algorithme	Moyenne	Erreur Moyenne	« RMSE »	Corrélation
RACC(IR/MO)	139	5	61	0,77
IR	220	86	113	0,64
MO	153	19	120	0,44

b) Période juillet-août (pluie mensuelle observée moyenne : 121,9 mm).

Algorithme	Moyenne	Erreur Moyenne	« RMSE »	Corrélation
RACC(IR/MO)	73	- 49	92	0,75
IR	81	- 41	90	0,73
MO	75	- 47	118	0,34

## VI - CONCLUSION

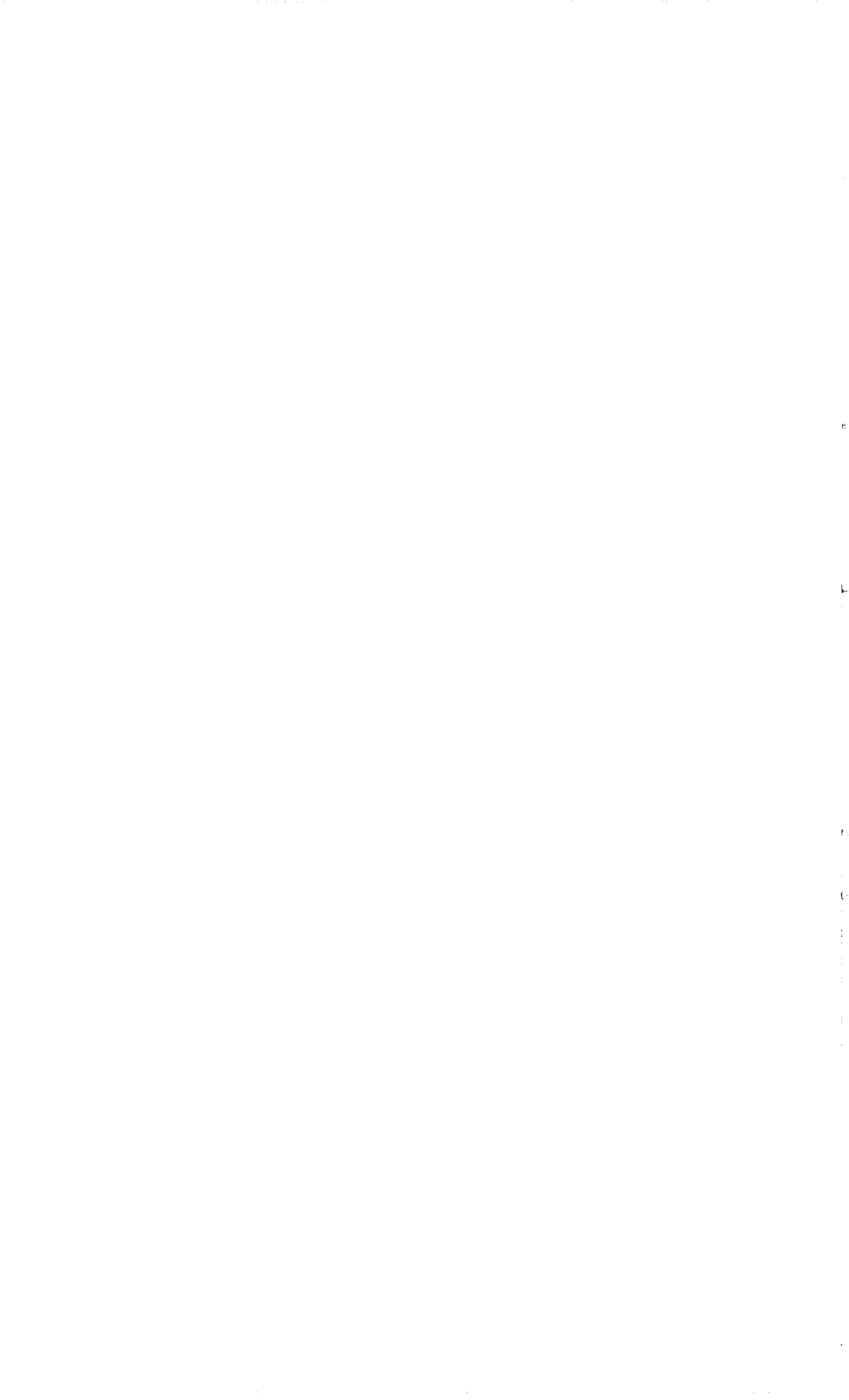
Diverses méthodes d'estimation des précipitations à partir des données-satellite ont été développées et en particulier au cours des dernières années, celles utilisant les données MO. Il a été rappelé que l'avantage primordial des méthodes qui utilisent l'IR est leur très bonne résolution temporelle et spatiale et leur défaut est le manque de relation physique directe avec les précipitations. L'avantage des méthodes qui utilisent les micro-ondes est lié au fait que les données MO sont des mesures directes de l'absorption et de l'émission ou de la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau et les cristaux de glace à l'intérieur des nuages. Ces interactions entre le rayonnement MO et les hydrométéores sont utilisées pour évaluer les taux de pluie. Cependant, la faible résolution spatiale et l'échantillonnage temporel insuffisant des données MO provenant des satellites à orbite basse, rendent difficile l'estimation des précipitations cumulées dans le temps.

Une méthode d'estimation des pluies cumulées qui tente de tirer un avantage des deux approches, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie contenue dans les données MO a été présentée. Cette méthode combinée IR/MO, appelée RACC, a été testée pour deux régions climatiques très différentes : une région océanique tempérée autour du Japon (terre et mer) et une région continentale tropicale de l'Afrique de l'Ouest. Les estimations ont été faites pour les précipitations moyennées sur différentes surfaces et cumulées sur des périodes de durées différentes. Dans ces deux études, la méthode RACC a fourni en général des estimations mieux corrélées aux données de validation que les techniques utilisant séparément l'IR ou bien les MO. Il faut noter toutefois, que les comparaisons ne portent pas sur les pluies instantanées pour lesquelles les méthodes MO sont plus appropriées que les méthodes statistiques IR ou combinées IR/MO. Ces résultats sont encourageants et indiquent que l'estimation des pluies par satellite peut certainement être améliorée en utilisant ensemble toutes les données satellite disponibles, parce qu'elles sont complémentaires.

## VII - RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALDLER R.F., NEGRI A.J., KEEHN P.R. and HAKKARINEN I.M. 1993 - Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit MW and geosynchronous IR data. *J. Appl. Meteor.*, 32, 335-356.
- ALLAM R., HOLPIN G., JACKSON P. and LIBERTI G., 1993 - Second Algorithm Intercomparison Project of the Global Precipitation Climatology Project: AIP-2. Pre-Workshop Report, U.K.M.O., Bracknell, Berkshire, UK, 133 p.
- ARKIN P.A. and MEISNER B.N., 1987 - The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984. *Mon. Weather Rev.*, 115, 51-74.
- ARKIN P.A. and XIE P., 1994 - The Global Precipitation Climatology Project: First Algorithm Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, n° 3, 401-419.

- BARRETT E.C., 1994 - The First WetNet Precipitation Intercomparison Project (PIP-1). Remote Sensing Reviews, Harwood Academic Publishers, vol. 11, numbers 1-4, 374 p.
- DESBOIS M., SÈZE G. and SZEJWACH G., 1982 - Automatic classification of clouds on Meteosat imagery: application to high-level clouds, *J. Appl. Meteorol.*, 21, 401-412.
- GRODY N.C., 1991 - Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager, *J. Geophys. Res.*, 96, n° D4, 7423-7435.
- JANSSEN M.A., 1993 - Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry. Wiley Interscience Publication, 572 p.
- JOBARD I. and DESBOIS M., 1992 - Remote sensing of rainfall over the tropical Africa using Meteosat IR imagery: sensitivity to time and space averaging, *International Journal of Remote Sensing*, 13, n° 14, 2683-2700.
- JOBARD I. and DESBOIS M., 1994 - Satellite estimation of the tropical precipitation using the Meteosat and SSM/I data, *Atmospheric Research*, 34, 285-298.
- KUMMEROW C. and GIGLIO L., 1994 - A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space, part I: Algorithm description. *J. Appl. Meteor.*, 33, 3-18.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPPFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B. and HUBERT P., 1992 - Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment, Hydrological Sciences - *Journal des Sciences hydrologiques*, 37, n° 3, 201-215.
- LEE T.H., JANOWIAK J.E. and ARKIN P.A., 1991 - Atlas of products from the Algorithm Intercomparison Project 1: Japan and surrounding oceanic regions, June-August 1989, University Corporation for the Atmospheric Research, available from Climate Analysis Center, NOAA, Washington, 131 p.
- MUGNAI A. and SMITH E.A., 1988 - Radiative transfer to space through a precipitating cloud at multiple microwave frequencies. Part I: Model description. *J. Appl. Meteor.*, 27, 1055-1073.
- PETTY G.W., 1994 - Physical Retrievals of over-Ocean Rain Rate from Multichannel Microwave Imagery. Part I: Theoretical Characteristics of Normalized Polarization and Scattering Indices. *Meteorol. Atmos. Phys.* 54, 79-99.
- SPENCER R.W., GOODMAN H.M. and HOOD R.E., 1989 - Precipitation retrieval over land and ocean with SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atm. Ocean Tech.*, 6, 254-273.
- ULABY F., MOORE R. and FUNG A., 1981 - Microwave Remote Sensing: active and passive Remote Sensing, Addison-Wesley publishing Cie, vol. 1, 456 p.
- WENG F., FERRARO R. and GRODY C., 1994 - Global precipitation estimations using Defense Meteorological Satellite Program F10 and F11 special sensor microwave imager data. *J. Geophys. Res.*, 99, n° D7, 14,493-14,502.
- WILHEIT T.T., 1986 - Some Comments on Passive Microwave Measurement of Rain. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 67, n° 10, 1226-1232.



# SUIVI DE L'HIVERNAGE 1994 À L'AIDE DES SYNTHÈSES D'OCCURRENCES DE NUAGES À SOMMET FROID

F. VAUCLAIR

(Centre AGRHYMET, BP 11011 - NIAMEY - NIGER)

L'analyse de la campagne pluviométrique 1994 résulte, dans une première phase, des principales données pluviométriques des pays du CILSS (Cap-Vert, Mauritanie, Sénégal, Gambie, Guinée-Bissau, Mali, Burkina Faso, Niger, Tchad). Les données pluviométriques décennales des principales stations (une trentaine par pays) ont été utilisées pour calibrer les cartes d'enneigement (produit de suivi de campagne) obtenues à partir des synthèses d'images infrarouges MÉTÉOSAT (cf. *Atelier sur les estimations de pluie par satellite*, 1993, Niamey).

Dans une deuxième phase, en fin de campagne, l'ensemble des données pluviométriques de chaque composante nationale (Direction météorologique nationale), a permis l'analyse plus complète de la saison par la comparaison à l'année 1993 et à la moyenne 1961-1990.

Cette saison des pluies 1994 présente un intérêt accru par son caractère très pluvieux en milieu et fin de période. Cette situation faisant suite à une longue série d'années déficitaires, l'analyse du déroulement de la saison présente donc un intérêt particulier.

## SYNTHÈSE ET BILAN DE LA SAISON

L'installation de l'hivernage en mai et juin s'est opérée de façon normale sur les pays du Centre-Ouest du CILSS de 10° W à 10° E (Mali, Burkina, Ouest du Niger). Aux extrémités ouest et est de la zone, on note un retard d'une à deux décades, notamment au Cap-Vert, au Sénégal, dans l'Ouest de la Mauritanie et sur le Tchad.

En troisième décade de juillet, le FIT a atteint sa position maximale et a conservé jusqu'à la fin de la saison 2 à 3° de latitude supérieurs à la normale.

Les mois d'août, septembre et octobre ont été particulièrement pluvieux pour l'ensemble des pays. En août, des pluies exceptionnelles ont causé bien souvent des inondations dramatiques. En septembre, les cumuls ont diminué progressivement mais sont restés en général supérieurs à 1993 et à la normale. Le mois d'octobre a été également excédentaire sur l'ensemble des pays.

En fin d'hivernage, le bilan pluviométrique est globalement excédentaire sur la presque totalité des pays sahéliens (cf. figures 1 et 2). La répartition des pluies au cours de la saison a été relativement bonne malgré quelques déficits locaux en début de saison (retard ou échec de quelques premiers semis) et des excès de pluies en août causant

Cete carte est obtenue par l'intégration des données pluviométriques aux synthèses d'images infrarouges MÉTÉOSAT recueillies à la station PDUS de Niamey-AGRHYMET.

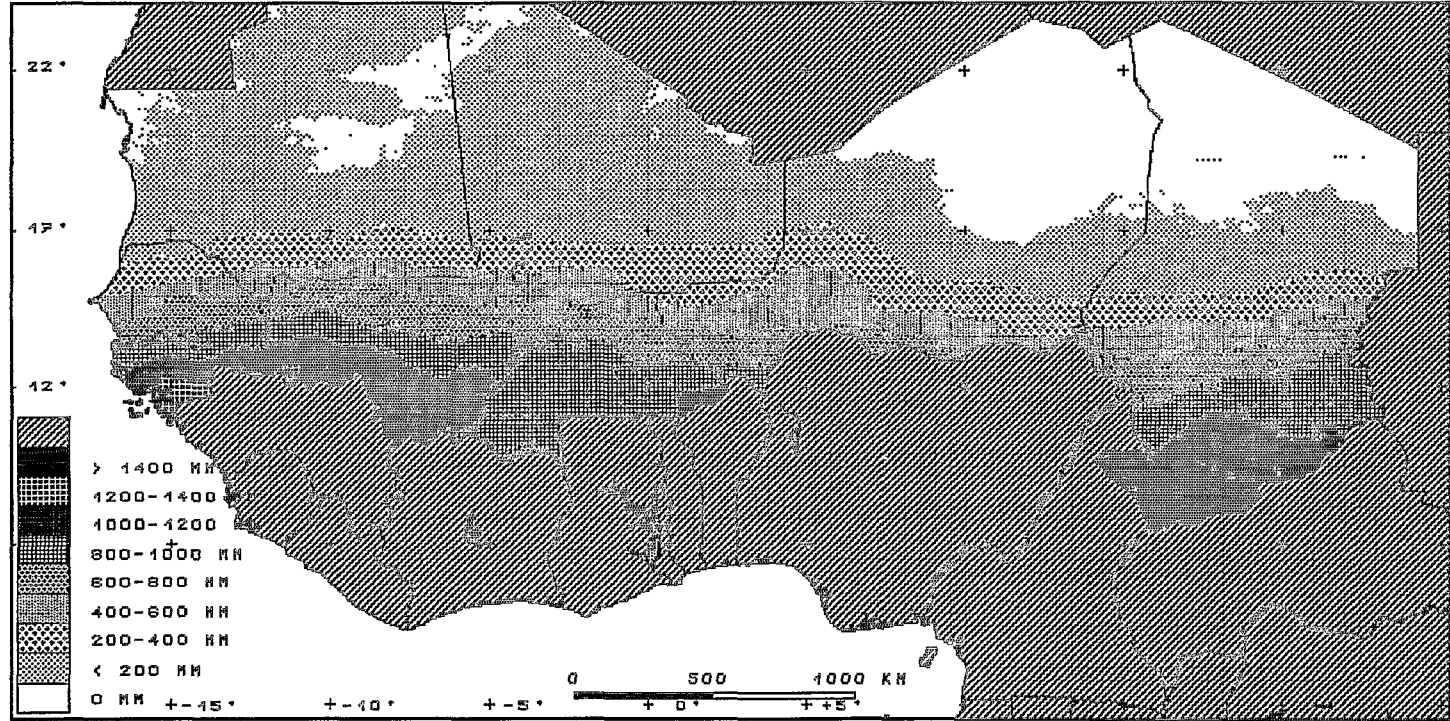


Figure 1 : Pluies estimées de mai à octobre 1994.

par endroit des dégâts sur les cultures. La saison 1994 se situe parmi les meilleures de ces vingt-cinq dernières années.

## **ANALYSE MENSUELLE**

### **Mai**

Au cours du premier mois de campagne, la position du FIT est restée très basse sur les extrémités est et ouest de la zone CILSS, alors que le centre (5° W - 5° E) a été normalement couvert par le FIT.

De l'est du Sénégal à l'ouest du Niger des précipitations irrégulières dans l'espace et dans le temps ont atteint 15° N et localement 16° N dans l'Est du Mali.

La moitié ouest du Sénégal, la partie est du Niger et le Tchad au nord de 13° N n'ont enregistré aucune pluie. Au Tchad, les préfectures de Salamat, Guera et Chari-Baguirmi ont enregistré un déficit de 15 à 30 %.

Fin mai, la saison était installée dans le Sud du Mali, du Burkina et du Tchad.

### **Juin**

La remontée hésitante du FIT observée ce mois a engendré des précipitations parfois importantes localement mais hétérogènes à l'échelle du CILSS.

Dans l'Ouest de la Mauritanie et la moitié nord du Sénégal l'hivernage ne s'est pas encore installé. Les faibles pluies de deuxième décennie n'ont pas été suffisantes pour entamer la campagne agricole.

Dans la partie sud-ouest du CILSS, la Guinée-Bissau, le Sud-Est du Sénégal et le Sud-Ouest du Mali, la saison a confirmé son installation, avec des précipitations régulières et des cumuls excédentaires de plus de 15 % notamment en Guinée-Bissau et dans la région de Kita et Bougouni au Mali où il est tombé respectivement à 167 et 199 mm.

En zone sahélienne du Mali, du Burkina et du Niger, les pluies ont été encore hétérogènes spatialement mais leur fréquence assez régulière au cours des trois décades atteste de l'installation de l'hivernage dans cette partie centre-ouest.

Dans la zone soudanienne du Burkina, un déficit pluviométrique de 15 à 30 % a été enregistré dans les régions de Gaoua et de Po avec notamment une séquence sèche dans la région de Po au cours de la deuxième et troisième décennie (respectivement 7,8 et 0,5 mm à Po).

Enfin, au Tchad les flux de nord-est persistants ont maintenu le FIT à une position relativement basse (14° N). Ainsi au nord de 12° N en zone sahélienne, les précipitations ont été déficitaires et la saison est en retard de 10 à 15 jours (Goz Beida n'enregistre que 38 % des précipitations normales).

Cette carte est une comparaison de la pluie cumulée estimée à partir des données satellitaires (occurrences de nuages à sommet froid et minima de températures radiatives) et synoptiques aux données de la climatologie (normale 1951-1980, Atlas Robert MOREL).  
 Les valeurs représentées sont des pourcentages de précipitations supérieurs ou inférieurs à la normale.

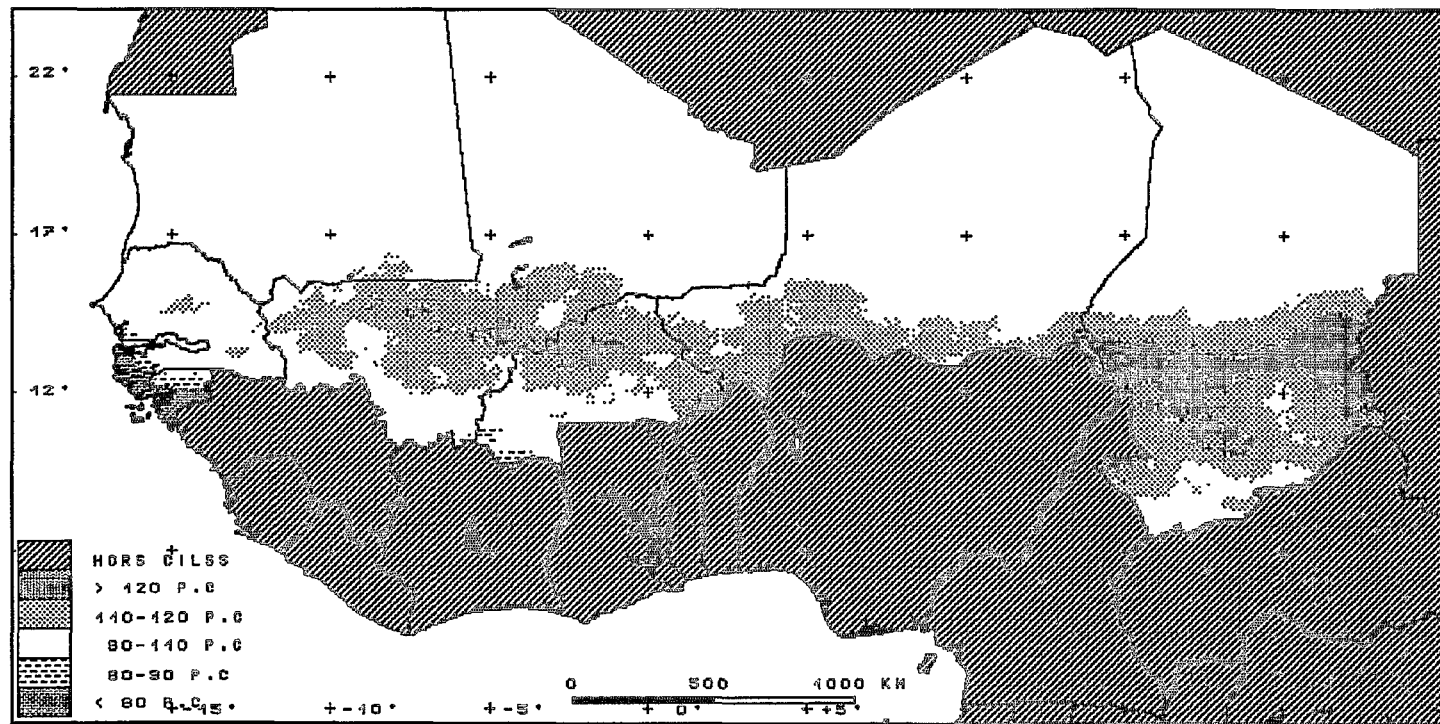


Figure 2 : Comparaison de la pluie estimée de mai à octobre 1994 à la climatologie normale.

## Juillet

À la suite de l'association d'une puissante dépression thermique saharienne et d'une poussée du front de mousson, la position du FIT entre 10° W et 10° E a été supérieure à la normale. Cette situation atmosphérique a provoqué la généralisation des pluies sur l'ensemble de la zone sahélienne. La totalité des stations du réseau a enregistré des précipitations, parfois seulement en troisième décennie pour les stations les plus septentrionales. Toutefois, les cumuls mensuels ont été encore hétérogènes spatialement.

Au Cap-Vert, les premières pluies se sont produites en deuxième décennie sur l'île de Fogo. La saison a débuté en retard d'une à deux décades.

L'Ouest de la Mauritanie et la moitié nord du Sénégal enregistrent des déficits importants (6 stations ont enregistré moins de 50 % des pluies normales (notamment Podor 39 % et Louga 28 %).

En Gambie, Casamance et Guinée-Bissau, les cumuls ont été déficitaires de 15 à plus de 30 %.

Fin juillet, toute la partie ouest du CILSS a été globalement déficitaire par rapport à 1993.

Du Mali jusqu'au Tchad au nord du 12° parallèle, la situation est excédentaire. Sur l'ensemble du territoire nigérien ainsi qu'au Tchad, les cumuls pluviométriques et le nombre de jours de pluies sont supérieurs à ceux de 1993 et à la moyenne (Agadez 12 j et 59,3 mm, Niamey 13 j et 177,4 mm, Diffa 10 j et 215 mm, Biltine au Tchad 7 j et 151,6 mm, N'Djaména 9 j et 164,6 mm). Pour de nombreuses stations, le retard accusé en juin est comblé fin juillet.

Toutefois, on note une poche déficitaire dans la région de Tillabéry, Ouallam, Fillingué au Niger. À la fin du mois, le déficit cumulé depuis le début de saison est supérieur à 100 mm. Au Sud du Mali (région de Sikasso) et au Sud-Ouest du Burkina, le cumul pluviométrique demeure déficitaire par rapport à la normale avec - 25 mm à Sikasso et - 50 mm à Bobo-Dioulasso. Dans la région de Po au Burkina, un passage pluvio-orageux a apporté en première décennie plus de 200 mm en 3 jours. Ce phénomène d'une extrême intensité est difficilement quantifiable à partir des estimations satellitaires.

## Août

Le mois d'août 1994 a été marqué par une extrême pluviosité sur toute la zone sahélienne. La position du FIT particulièrement haute et supérieure à la normale s'est maintenue pendant tout le mois. Des excédents pluviométriques ont été enregistrés sur presque toute la bande sahélienne du Sénégal au Tchad.

Le Centre du Sénégal a reçu des abatements pluviométriques exceptionnels notamment en première et deuxième décennie (respectivement 241 et 150 mm à Kaolack et 428 mm mensuels, 337 mm mensuels à Tambacounda). Ces cumuls excessifs ont occasionné des inondations dans le Sine-Saloum. Au Mali, Burkina, Niger et Tchad, la quasi-totalité des stations a été excédentaire avec bien souvent des cumuls mensuels records (378 mm à Bamako, 439 mm à Po, 275 mm à Tahoua, 304 mm à Niamey, 441 mm à Dosso, 457 mm à Maro et 552 mm à Pala).

Seuls le Nord du Sénégal, la Casamance, la Guinée-Bissau, la région de Sikasso et le Sud-Ouest du Burkina ont enregistré des valeurs conformes aux moyennes ou légèrement déficitaires (Louga - 41 mm, Sikasso - 53 mm).

## **Septembre**

Tout au long de sa redescente, le FIT a maintenu un écart de 2° supérieur à la normale. Ceci a pour conséquence une avancée plus profonde du flux de mousson à l'intérieur des terres et une persistance des activités pluvio-orageuses sur la zone sahélienne.

Les zones de pluviométrie excédentaire sont situées dans le Sahel septentrional voire en zone saharienne (Mauritanie, Adrar des Iforas, Aïr) où habituellement il ne pleut plus guère à cette époque (Tombouctou 62,6 mm, Kidal 57,5 mm, Agadez 66,4 mm).

On observe également des excédents en zone soudanienne, au sud-est du Sénégal, sud-ouest du Mali ainsi qu'au Tchad (cumuls supérieurs à 200 mm).

Dans l'ensemble, 82 % des stations enregistrent un nombre de jours de pluie supérieur à celui de 1993.

Au cours de la troisième décennie, une importante circulation atmosphérique méridienne, allant de la côte guinéenne vers les latitudes tempérées, a occasionné des précipitations jusqu'au 30° parallèle sur tout l'Ouest du Sahara. Des cumuls supérieurs à 50 mm ont atteint 17° N. Ces précipitations de fin de saison n'arrivent qu'une année sur cinq.

## **Octobre**

Au cours des première et deuxième décades, les précipitations ont été relativement importantes en zone sahélienne et soudanienne, permettant ainsi d'augmenter les excédents ou de combler les déficits pluviométriques notamment en zone soudanienne comme vers Sikasso ou en Guinée-Bissau.

Une remontée d'air humide semblable à celle enregistrée en troisième décennie de septembre, mais toutefois moins importante, a également occasionné des pluies sur la zone sub-désertique et désertique de Mauritanie et du Mali.

L'ennuagement important observé en fin de saison a occasionné une baisse des maxima de température permettant de limiter l'évaporation et de retarder l'assèchement des mares et du réseau hydrographique temporaire.

# LA PLUIE AU SAHEL : UNE VARIABLE REBELLE À LA RÉGIONALISATION

T. LABEL<sup>1</sup>, A. AMANI<sup>1</sup>, J.-D. TAUPIN<sup>2</sup>

(1 LHE, BP 53 - 38041 - GRENOBLE Cedex)

(2 ORSTOM, Groupe PRAO - NIAMEY NIGER)

## RÉSUMÉ

Le réseau des pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger permet de caractériser la variabilité spatiale et temporelle des pluies sahéliennes pour une large gamme d'échelles, et d'en déduire des règles d'échantillonnage pour la régionalisation des cumuls observés sur différents pas de temps. Une étude comparative montre qu'un échantillonnage temporel inadapté peut être responsable d'erreurs bien supérieures à celles dues à un échantillonnage spatial peu dense. En particulier, l'échantillonnage temporel réalisé par les satellites défilants à orbite polaire conduit à des erreurs d'estimation de la lame d'eau saisonnière sur le degré carré de Niamey avoisinant les 100 %. On montre également que la variabilité spatiale des cumuls saisonniers est d'un ordre comparable à celle des cumuls par événement, ce qui va à l'encontre de l'effet de lissage en principe provoqué par l'intégration temporelle. On peut supposer que ce phénomène résulte du mélange de plusieurs populations d'événements ayant des échelles de fluctuation différentes. On a donc cherché si une classification des événements pluvieux basée sur leur extension spatiale, telle que mesurée par un réseau dense de pluviographes, pouvait rendre compte de la variabilité de petite échelle spatiale des cumuls saisonniers. Contre toute attente, ce sont les événements de grande extension spatiale qui présentent les plus faibles distances de décorrélation. L'intermittence spatiale est donc une des principales caractéristiques des pluies au Sahel et doit être prise en compte même pour des échelles de temps aussi grandes que le mois ou la saison. Ceci exclut d'avoir recours aveuglément aux modèles qui présupposent la continuité et la stationnarité pour régionaliser les champs de précipitation.

## 1 - INTRODUCTION

Il est bien connu de quiconque a jeté un regard, ne serait-ce que superficiel, à une carte d'isohyètes de l'Afrique de l'Ouest que la pluie moyenne interannuelle sur cette région est très bien organisée dans l'espace. Les isohyètes sont orientées est-ouest avec un gradient nord-sud régulier (NICHOLSON *et al.*, 1988). L'interpolation du champ des moyennes interannuelles est donc possible à l'aide de modèles linéaires simples, en particulier ceux de la famille des BLUE's (Best Linear Unbiased Estimators ou Meilleurs estimateurs non biaisés, d'après J. ALLGOOD, communication personnelle).

Il est également connu qu'aux petites échelles de temps (l'événement pluvieux et en dessous) la pluie au Sahel est « aléatoire » ou « discontinue », ces termes étant communément employés pour signifier que de fortes pluies peuvent voisiner des pluies très

faibles, voir nulles, sur quelques kilomètres. Cette forte variabilité, souvent remarquée, n'avait jamais jusqu'à une époque récente été étudiée, et encore moins modélisée, quantitativement, faute d'un dispositif de mesure adéquat. Un premier pas dans cette direction a été effectué au milieu des années 80 avec la mise en place d'un réseau dense de pluviomètres sur degré carré de Ouagadougou (HUBERT et CARBONNEL, 1988).

Le dispositif expérimental d'EPSAT-Niger (LEBEL *et al.*, 1992) a permis de prolonger ces études préliminaires en bénéficiant de résolutions spatiales et temporelles bien meilleures, grâce à l'emploi de pluviographes et d'un radar bande C numérisé.

La pluie dans la région de Niamey, où s'est déroulée l'expérience EPSAT-Niger présente une organisation tout à fait typique de la zone sahélienne en termes de pluie interannuelle : orientation est-ouest des isohyètes et gradient nord-sud moyen de 1 mm/km environ (LEBEL *et al.*, 1992).

Les cartes de pluviométrie annuelle publiées sur cette région à partir d'images satellitaires (voir par exemple CARN *et al.*, 1987) présentent également une organisation en bandes latitudinales, le gradient nord-sud dominant largement sur les irrégularités locales. Il semblerait donc, d'après ces cartes, que la pluie au Sahel soit aisément régionalisable à l'échelle annuelle, voire mensuelle. Comme le pixel MÉTÉOSAT, sur lequel sont basées ces cartes, mesure de l'ordre de  $5 \times 5 \text{ km}^2$ , leur aspect régulier permet de penser qu'au-delà de quelques pixels la cohérence spatiale de la pluie annuelle autorise l'emploi des modèles d'interpolation linéaire supposant continuité et stationnarité des champs précipitants. Ceci suppose un lissage de l'importante variabilité spatiale observée à l'échelle de l'événement, attribuable au fait que la pluie annuelle est composée de la superposition d'un grand nombre d'événements de structure analogue. En réalité, les cartes d'isohyètes saisonnières tracées à partir du réseau de pluviographes EPSAT-Niger présentent elles aussi une forte variabilité de petite échelle (TAUPIN *et al.*, 1993b ; GOUTORBE *et al.*, 1994) qui complique la régionalisation et invite à revoir certaines idées forgées à partir des observations faites en région tempérée.

## 2 - INFLUENCE DE L'ÉCHANTILLONNAGE SPATIAL ET TEMPOREL SUR L'ESTIMATION DE LA PLUIE ANNUELLE

Avant d'examiner les difficultés auxquelles on est confronté lorsque l'on cherche à modéliser l'organisation spatiale des cumuls saisonniers, on va illustrer l'influence de l'échantillonnage spatial et temporel sur l'estimation de la pluie aux échelles annuelles et inférieures. On se concentrera pour cela sur l'année 1992. Les caractéristiques essentielles de la pluviométrie de cette année sont données dans le tableau 1. L'ensemble des résultats présentés dans cette section 2 s'appuient sur des valeurs de référence constituées par les pluies moyennes calculées sur le degré carré à l'aide du réseau complet de pluviographes (97 postes sur le degré carré). Ce réseau suréchantillonne largement le champ pluviométrique dès lors que l'objectif est limité au calcul de valeurs moyennes sur  $12\,000 \text{ km}^2$  (fig. 1) et on peut donc considérer ces valeurs comme suffisamment précises pour notre propos.

Tableau 1 - Statistiques des valeurs aux stations pour la saison des pluies 1992 (10/04 - 10/10).

	Nbre stat.	Moyenne des stat.	Écart type	Minimum m	Maximum m	CV (%)	AR (%)
	n	( $\mu p$ )	s	(m)	(M)	(s/ $\mu p$ )	(M-m) $\mu p$
Réseau de base sur degré carré	70*	513	71	389	782	13,9	77
Réseau de base sur 16 000 km <sup>2</sup>	79**	517	68	389	782	13,2	76
488	27***	488	48	410	591	9,9	37

Les valeurs sont en mm. CV : coefficient de variation ; AR : amplitude relative. \* Réseau de base de 72 stations, mais deux lacunes. \*\* Réseau de base de 82 stations, mais trois lacunes. \*\*\* SSC : Super-site central, réseau de base de 27 stations, mais quatre lacunes.

Toutes les combinaisons possibles ont été calculées pour les réseaux allant de 1 à 30 stations, permettant le calcul d'un écart-type (courbe  $m + et$  : moyenne + écart type ; courbe  $m - et$  : moyenne - écart type). Pour les réseaux de 31 à 70 stations on a calculé uniquement les combinaisons aboutissant au maximum et au minimum. À partir de 10 stations, les courbes  $m + et$  et  $m - et$  sont très proches de la moyenne mesurée à partir du réseau complet. On peut en déduire que le réseau EPSAT-Niger sur-échantillonne largement le champ pluviométrique dès lors qu'on se contente de calculer la moyenne sur l'ensemble de la zone.

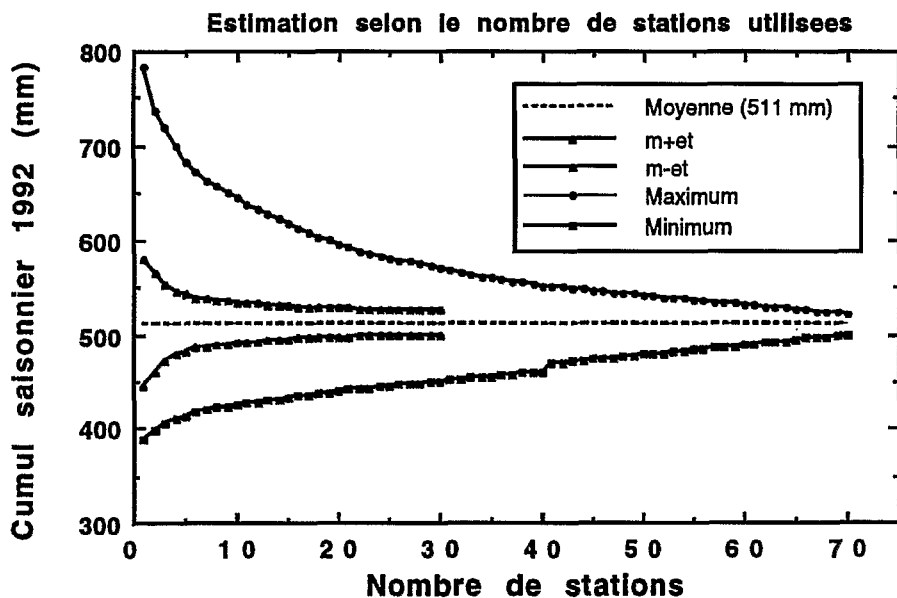


Figure 1 : Estimation de la pluie moyenne annuelle sur le degré carré en fonction du nombre de stations utilisées pour l'estimation.

## 2 - 1. Échantillonnage temporel

Bien que la question traitée ici soit celle de la régionalisation des champs pluviométriques, il n'est pas sans intérêt de comparer les influences respectives de l'échantillonnage temporel et de l'échantillonnage spatial sur l'estimation de la pluie moyenne sur le degré carré de Niamey.

En effet, alors que l'échantillonnage spatial constitue le point faible des méthodes d'estimation à partir de réseaux sol, l'échantillonnage temporel est sans conteste celui des méthodes d'estimation par satellite, toute considération de validation mise à part. Les résultats présentés ici ne constituent qu'un exemple, une analyse statistique complète à partir des données 1990-1993 se trouvant dans LEBEL et LECOCQ (à paraître), où on trouvera également la description détaillée de la procédure de simulation utilisée. Il s'agit d'une procédure d'extension temporelle analogue à la procédure de THIESSEN utilisée pour « étendre » dans l'espace les mesures ponctuelles en fonction de leur aire d'influence. Ici, « l'aire d'influence temporelle » est la période d'échantillonnage supposée du satellite, notée  $\Delta t$ .

Sur la figure 2, les  $N$  estimateurs obtenus pour  $\Delta t = 3$  (résolution du format B3 des données stockées pour ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project) et 12 h (satellites NOAA ou DMSP), ont été portés par ordre d'apparition (premier estimateur pour passage du satellite entre 00.00 et 00.05, deuxième estimateur pour passage du satellite entre 00.05 et 00.10, dernier estimateur pour passage du satellite entre  $\Delta t - 5'$  et  $\Delta t$ ). Comme on pouvait s'y attendre, la fluctuation de l'estimation pour  $\Delta t = 12$  h

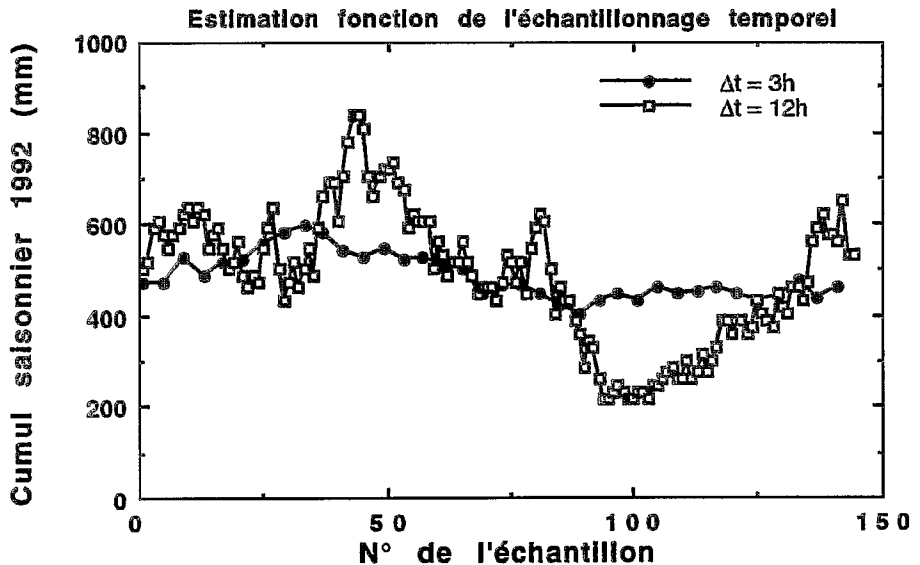


Figure 2 : Simulation de l'estimation du cumul saisonnier sur le degré carré de Niamey par échantillonnage temporel régulier aux intervalles de 3 et 12 heures - saison des pluies 1992 (10 avril - 10 octobre).

est nettement supérieure à celle constatée pour  $\Delta t = 3$  h. Le coefficient de variation, CV, des estimateurs peut être assimilé à une mesure de l'erreur moyenne d'échantillonnage qui est commise par les satellites. Il vaut 30 % pour  $\Delta t = 12$  h et 10 % pour  $\Delta t = 3$  h. L'amplitude relative, AR, définie comme le rapport de la différence entre maximum et minimum sur la moyenne, souligne l'importance des erreurs potentielles pour  $\Delta t = 12$  h. Il vaut en effet 120 %, ce qui est bien supérieur à la valeur calculée pour  $\Delta t = 3$  h (39 %) et même à celle calculée sur l'échantillon des valeurs ponctuelles (77 %, voir tableau 1). On peut déjà conclure à ce stade que le très fort lissage associé au calcul de moyennes spatiales sur 10 000 km<sup>2</sup> n'est pas suffisant pour masquer les conséquences de l'intermittence temporelle. On aura une idée de cette intermittence pour la pluie ponctuelle en se reportant à la figure 3 où a été tracée la distribution des durées cumulées de précipitation pour la station de Niamey ORSTOM. On y voit que 50 % du cumul saisonnier est tombé en moins de 4 heures seulement. Des calculs similaires réalisés pour d'autres stations aboutissent à des ordres de grandeur semblable : 50 % du cumul saisonnier (c'est-à-dire 50 % du cumul annuel) enregistré en un point tombe en une durée comprise entre 3 h 30 et 5 h. Parmi les 50 % restant, l'essentiel tombe en une cinquantaine d'heures, seuls 2 à 3 % du total se répartissant de façon plus diffuse dans le temps.

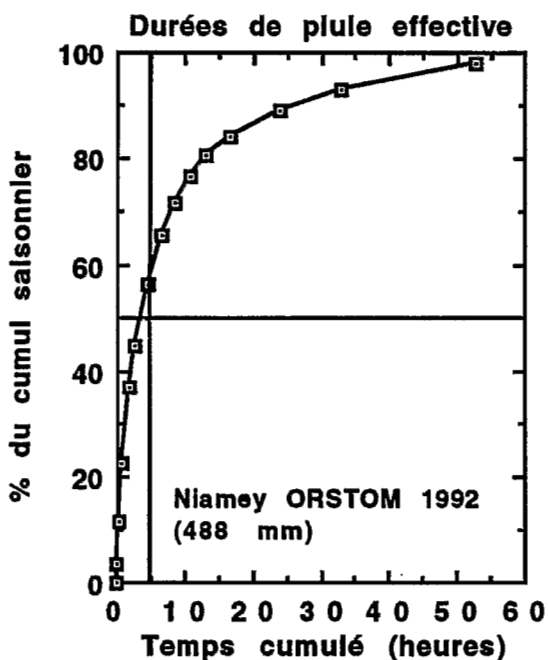


Figure 3 : Durée effective de précipitation pour une fraction donnée du cumul saisonnier.

## 2 - 2. Échantillonnage spatial

La simulation de sous-réseaux permet d'appréhender empiriquement les effets de l'échantillonnage spatial. Ces sous-réseaux peuvent être réguliers (on réunit plusieurs mailles du réseau de base, lui-même régulier) ou irréguliers. Dans le premier cas, seul

l'effet de densité est testé, alors que dans le second cas le positionnement des stations a aussi une influence.

On présente en figure 4 les estimations obtenues pour des réseaux réguliers à 4 stations (16 réseaux pseudo-réguliers sur une maille de base de 40 kilomètres environ). Sur la même figure, on a porté les valeurs ponctuelles enregistrées aux 95 stations du réseau complet, pour lesquelles le cumul saisonnier est disponible. Ces valeurs, qui représentent 95 (resp. 16) estimateurs possibles de la pluie moyenne sur le degré carré pour le cas où une seule station (resp. 4) serait disponible, ont été portées par latitude croissante de la station ou du réseau. La comparaison avec la figure 2 permet immédiatement de constater la plus faible variabilité introduite par l'échantillonnage spatial en comparaison de l'échantillonnage temporel. Ceci est confirmé en comparant les distributions classées (fig. 5). En particulier, l'erreur liée à un échantillonnage temporel de 12 heures est supérieure à l'erreur liée au plus mauvais échantillonnage spatial (c'est-à-dire celui consistant à n'utiliser qu'une seule station dont la valeur serait étendue à l'ensemble du degré carré pour en estimer la pluie moyenne), que ce soit sur le plan du coefficient de variation (30 % contre 14 %) ou des valeurs extrêmes (minimum : 216 mm contre 389 mm ; maximum : 835 mm contre 782 mm ; amplitude relative : 120 % contre 77 %).

Dans la mesure où elle est limitée à une seule aire (le degré carré) et un seul pas de temps (l'année), cette comparaison entre l'échantillonnage spatial et l'échantillonnage temporel n'a pas pour prétention de les hiérarchiser. Notre souci est uniquement de montrer qu'il ne faut pas sous-estimer les biais introduits par l'échantillonnage temporel, déjà mis en évidence par HUBERT *et al.* (1991) et qu'une étude des effets conjoints (et

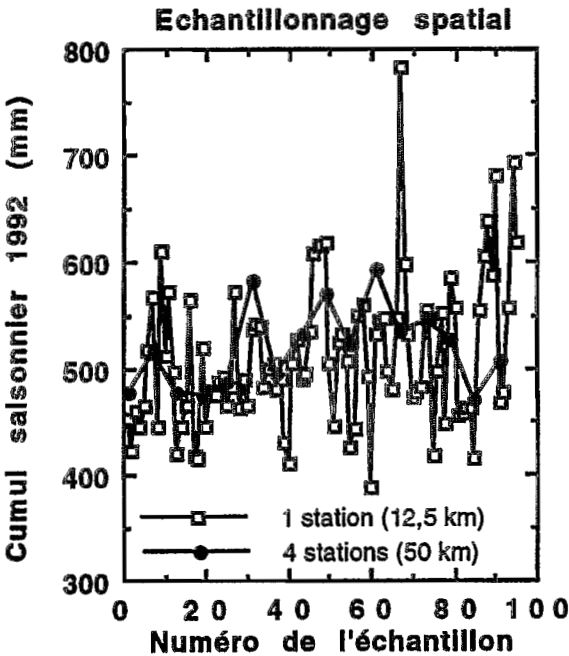


Figure 4 : Simulation de l'estimation du cumul saisonnier sur le degré carré de Niamey par échantillonnage spatial par des réseaux de 1 à 4 stations - saison des pluies 1992 (10/04 - 10/10).

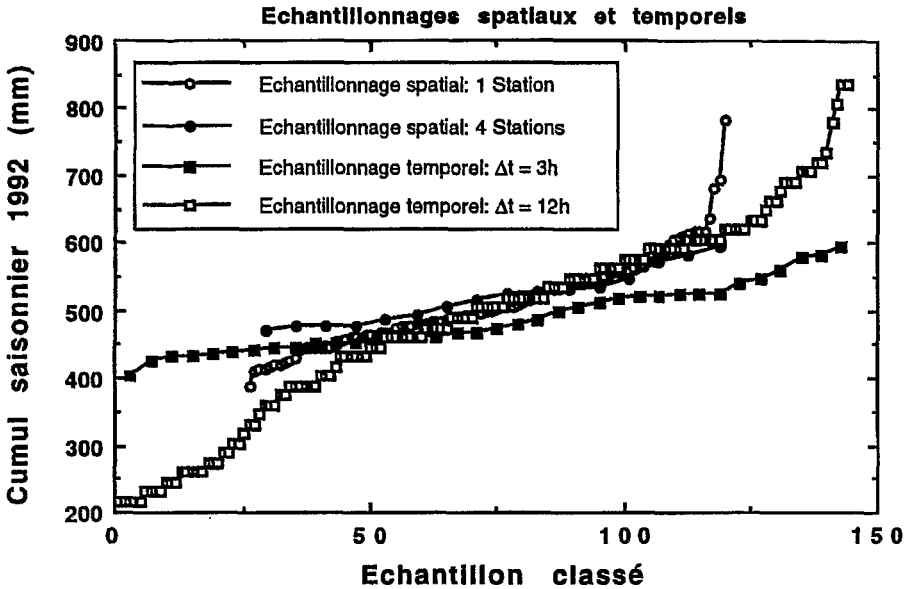


Figure 5 : Comparaison des distributions classées des estimations du cumul saisonnier sur le degré carré de Niamey pour les échantillonnages temporels réguliers de 3 et 12 heures d'une part, et pour les échantillonnages spatiaux réguliers aux intervalles de 50 et 100 km d'autre part des figures 2 et 4 - saison des pluies 1992.

non plus séparés comme cela est le cas ici) des deux types d'échantillonnage sera nécessaire. Une telle étude devra dépasser l'approche empirique et s'appuyer sur une modélisation des structures spatio-temporelles des champs précipitants. Dans ce qui va suivre, on va évaluer dans quelle mesure les modèles géostatistiques peuvent être utilisés à cette fin.

### 3 - APPLICATION DE LA GÉOSTATISTIQUE AUX PLUIES SAHÉLIENNES

Les applications de la théorie des variables régionalisées, à l'interpolation des champs pluviométriques sont nombreuses (OBLED, 1986). Plusieurs études ont montré la capacité du krigeage à fournir les estimateurs les plus robustes de la pluie moyenne spatiale pour des réseaux de densité faible à moyenne (e.g., CREUTIN et OBLED, 1982 ; LEBEL *et al.*, 1987). La mise en œuvre de cette technique s'appuie sur des hypothèses de stationnarité du champ étudié dont l'organisation spatiale peut être caractérisée par une fonction de corrélation (variogramme ou covariance généralisée).

Sur la base de ces résultats obtenus en régions tempérée et méditerranéenne, THAUVIN (1992) puis TAUPIN *et al.* (1993a) ont mené une étude des variogrammes expérimentaux des cumuls pluviométriques, par événement d'une part, saisonniers d'autre part, mesurés sur le degré carré de Niamey. Il en ressort :

- la portée, ou distance de décorrélation, des totaux par événement est assez stable et de l'ordre de 30 km, pour les événements pluvieux de grande extension spatiale, c'est-à-dire touchant au moins 70 % des stations du réseau EPSAT-Niger (fig. 6) ;

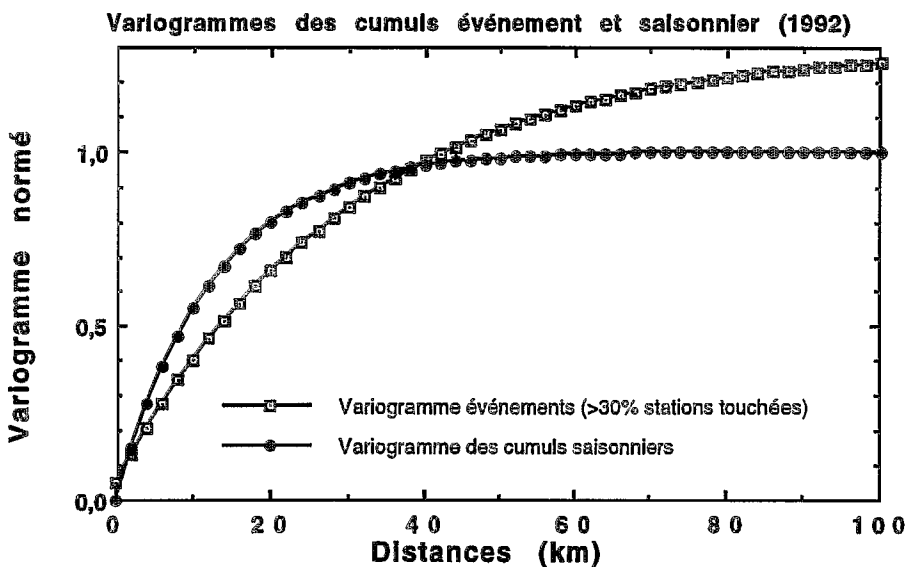


Figure 6 : Variogrammes normés des cumuls saisonniers et par événement de la saison 1992 (d'après TAUPIN *et al.*, 1993 b). Le variogramme par événement est un variogramme climatologique, exprimant la structure moyenne des cumuls par événement (plus de 30 % des stations touchées).

- il n'est pas toujours aisé d'identifier un palier sur les variogrammes des cumuls saisonniers, un filtrage des données prenant en compte le gradient climatique de 1 mm/km pouvant être nécessaire ;
- la portée du variogramme saisonnier, calculée après filtrage du gradient climatique, varie significativement d'une année sur l'autre (minimum de 10 km en 1990 ; maximum de 50 km en 1989) ; elle est en moyenne du même ordre de grandeur que celle calculée sur les cumuls par événement (fig. 6).

Ce dernier résultat est particulièrement surprenant car il semble indiquer qu'il ne se produit aucun lissage de la variabilité spatiale lorsqu'on accroît le pas de temps de cumul, ce qui est contraire aux résultats évoqués précédemment (LEBEL *et al.*, 1987 ; LABORDE et LEMPEREUR, 1986). Le fait, déjà souligné par LEBEL *et al.* (1992) et TAUPIN *et al.* (1993b), qu'il existe une forte variabilité de petite échelle des cumuls saisonniers au Sahel est un des résultats préliminaires les plus marquants de EPSAT-Niger. Ce fait est illustré ci-dessous par un exercice de validation de schémas d'interpolation.

Dans un premier temps on part de l'échantillon des 98 totaux saisonniers disponibles sur toute la zone d'étude (le degré carré plus une zone d'extension de 4 000 km<sup>2</sup> à l'ouest, soit 16 000 km<sup>2</sup> au total). Cet échantillon est divisé en 2 échantillons de 49 valeurs réparties régulièrement dans l'espace. On reconstitue les valeurs d'un échantillon (échantillon-test) à partir des valeurs de l'autre, et on prend comme critère à minimiser la moyenne du carré des écarts entre valeurs mesurées et valeurs reconstituées sur l'échantillon-test.

Tableau 2 - Résultats de la validation croisée (d'après TAUPIN *et al.*, 1993b).

Estimateur	Moyenne ( $Z_i - Z^*i$ ) <sup>2</sup>	Écart type des $Z^*i$	Moyenne des $Z^*i$
Krigeage des observations $Z_i$ (dérive nulle)			
Variog. sphérique, portée = 30 km, pépité = 0	75,3	31,9	511,7
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépité = 0	74,4	25,8	512,5
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépité = 0,21	74,5	22	512
Krigeage des résidus $e_i$ à la dérive climato. : + dérive : $M(x,y) = 565 - y$			
Variog. sphérique, portée = 30 km, pépité = 0	82	31	554,8
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépité = 0	80,6	29,1	554,6
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépité = 0,21	80,3	28,9	555
Plan moyen $M(x,y) = 507,7$ mm	77,3	0	507,7
Comparaison des estimateurs de valeurs ponctuelles par reconstitution des 49 cumuls (10 mai-10 octobre) d'un échantillon-test à l'aide des 49 valeurs restantes. Moyenne des valeurs mesurées de l'échantillon servant à la reconstitution : 507,7 mm. $Z^*i$ : valeur estimée. Le critère d'optimalité est en première colonne. Valeurs en mm.			

Trois remarques se dégagent de ce tableau :

- tous les schémas à dérive nulle produisent des résultats équivalents, que ce soit du point de vue du critère d'erreur ou de celui de la moyenne des valeurs reconstituées ;
- les schémas à dérive linéaire produisent entre eux des résultats semblables, sensiblement moins bons que ceux des schémas à dérive nulle ;
- l'interpolation à l'aide du plan moyen (les valeurs à reconstituer sont partout estimées par la moyenne d'ensemble du champ) est pratiquement aussi bonne que le meilleur interpolateur par krigeage (erreur moyenne : 77,3 mm contre 74,4 mm).

Autrement dit, l'interpolation « optimale » par krigeage n'apporte rien pour la reconstitution de valeurs ponctuelles à partir d'un réseau dont l'inter-distance moyenne est de l'ordre de 25-30 km (on a enlevé une station sur deux), et l'erreur d'interpolation moyenne sur les 49 points s'élève à 15 % quelle que soit la méthode considérée.

La deuxième partie de l'exercice consiste à travailler uniquement sur le Super-site central (750 km<sup>2</sup>) avec son réseau de 27 stations (inter-distance moyenne de 5 km environ), divisé en un réseau d'interpolation (14 stations) et un réseau-test (13 stations). On constate (tableau 3) que le krigeage (erreur moyenne : 9,8 %) produit une amélioration

Tableau 3 - Identique au tableau 2, mais pour les 27 stations du Super-site central, réparties sur 750 km<sup>2</sup>.

Estimateur	Moyenne ( $Z_i - Z^*i$ ) <sup>2</sup>	Écart type des $Z^*i$	Moyenne des $Z^*i$
Krigeage des observations $Z_i$ (dérive nulle)			
Variog. sphérique, portée = 30 km, pépité = 0	47,2	30,5	501,3
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépité = 0	52,8	18,2	499,7
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépité = 0	47,8	27	499,2
Plan moyen $M(x,y) = 499,4$ mm	66	0	499,4
Moyenne des valeurs mesurées de l'échantillon-test : 482,3 mm ; écart type : 63,7 mm. Moyenne des valeurs de l'échantillon servant à la reconstitution : 499,4 mm. $Z^*i$ : valeur estimée.			

ration significative par rapport à l'interpolateur élémentaire qu'est la moyenne arithmétique (erreur moyenne : 13,7 %). Dans cette configuration, les distances d'interpolation sont bien inférieures à la distance de décorrélation, telle qu'identifiée à partir du variogramme de la figure 6, et le krigeage parvient à exploiter la structure spatiale pour améliorer la précision moyenne de la reconstitution.

En revanche, l'écart type des valeurs reconstituées (30,5 mm) reste bien inférieur à l'écart type des valeurs observées (63,7 mm). Manifestement l'interpolation linéaire ne parvient pas à reproduire correctement la fluctuation des champs de pluie sahéliens, ce qui est un handicap majeur lorsqu'il faut fournir des entrées pour les modèles hydrologiques ou pour la spatialisation des modèles locaux, type SVAT. Les méthodes de régionalisation des pluies doivent donc être jugées autant sur leur capacité à reconstituer le champ moyen que sur celle à reproduire la variabilité observée.

Pour compléter cet aperçu sur l'interpolation du champ des cumuls saisonniers, on a comparé les estimations des lames d'eau tombées en 1992 sur cinq surfaces, fournies par trois réseaux de densité décroissante (le réseau complet de 1992 ; le réseau de base maintenu en 1993 constitué de 27 stations sur le degré carré et 31 sur la zone de 16 000 km<sup>2</sup> ; un réseau minimum de 9 stations, dont 7 sur le degré carré). Les chiffres du tableau 4 indiquent que sur de grandes surfaces un réseau d'une dizaine de stations permet une estimation proche de celle du réseau très dense. Par contre, sur les trois surfaces de moins de 1 000 km<sup>2</sup>, la « vraie » valeur se trouve en dehors de l'intervalle de confiance à un écart type formé autour de l'estimateur du réseau minimum. Le réseau de 31 stations, bien que trois fois moins dense que le réseau EPSAT-Niger, fournit quant à lui des estimations satisfaisantes sur les cinq surfaces considérées.

Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus pour la reconstitution des valeurs ponctuelles, dans la mesure où l'intégration spatiale lisse les fluctuations locales. Les estimations calculées avec les réseaux de 9 (interdistance = 40 km) et 31 stations (interdistance = 25 km) sont équivalentes à des moyennes arithmétiques, puisqu'au-delà d'une trentaine de kilomètres il n'existe plus de corrélation spatiale. Le nombre absolu de stations (et non plus la densité du réseau) sur la surface pour laquelle on veut calculer des lames d'eau devient alors le critère principal pour minimiser l'erreur d'estimation. Le coefficient de variation de cumul saisonnier sur le degré carré étant de 15 à 20 % (valeur calculée pour les trois années à partir d'échantillons décorrélés

Tableau 4 - Pluies moyennes de la saison 1992, estimées par krigeage à l'aide de 3 réseaux de densité croissante, sur le degré carré et les super-sites.

	Aire totale (16 000 km <sup>2</sup> )	Degré carré (12 000 km <sup>2</sup> )	SSC (900 km <sup>2</sup> )	SSCE (400 km <sup>2</sup> )	SSS (100 km <sup>2</sup> )
Réseau 1992 (82)	527 ± 3	511 ± 3	504 ± 5	500 ± 6	603 ± 10
Réseau 1993 (31)	534 ± 8	526 ± 10	501 ± 15	485 ± 17	577 ± 30
Réseau minimum (9)	501 ± 15	496 ± 19	461 ± 29	451 ± 34	503 ± 64

Valeurs en mm accompagnés de leur écart type d'estimation de krigeage.

spatialement), le coefficient de variation d'une moyenne arithmétique de 10 stations se situera autour de 6 %. La probabilité d'obtenir une estimation exacte à 5 % près est donc élevée. Cette conclusion est valable pour toutes les surfaces de 1 000 km<sup>2</sup> : 10 stations sur la surface concernée, quelle que soit sa taille entre 1 000 et 20 000 km<sup>2</sup>, permettent un calcul satisfaisant des lames d'eau à des pas de temps allant de la décade à la saison. Ce premier résultat ne conclut pas la question de la régionalisation des pluies au Sahel. Dans les applications climatiques on a en effet besoin d'estimer les moyennes sur de très grands domaines, tout en restant capable de reconstruire la variabilité sous-maille. Si l'on en reste au constat ci-dessus, il faudrait, pour ce faire, disposer d'un nombre de stations impossible à atteindre dans des conditions normales. Des modélisations plus fines que l'approche géostatistique globale doivent donc être trouvées. C'est dans ce but qu'une approche par classification des événements pluvieux a été tentée.

#### 4 - STRUCTURE DES ÉVÉNEMENTS EN FONCTION DE LEUR EXTENSION SPATIALE

Le tableau 5 montre que 60 % du cumul saisonnier est provoqué par des événements touchant 90 % (ou plus) des stations. Or, les événements qui ne touchent qu'une partie du degré carré sont essentiellement des convections isolées<sup>1</sup> qui peuvent significativement bruite le signal résultant des seuls systèmes de méso-échelle. Il y a donc peut-être lieu de traiter séparément dans la procédure d'interpolation la partie du cumul saisonnier qui provient des événements de grande extension spatiale de celle qui provient des autres. À cette fin, on a comptabilisé pour chaque événement le nombre de stations du réseau de base ayant enregistré de la pluie au cours de l'événement en question. Pour s'affranchir des effets de sur-échantillonnage sur les cibles, le réseau considéré est le réseau de base sur le degré carré. Cela représente 69 stations en 1990, 70 en 1991 et 72 en 1992. Lorsque plus de 15 % des stations du réseau de base sont manquantes, l'événement n'est pas retenu pour l'analyse. On aboutit ainsi à la constitution d'échantillons de 37 événements pour 1990, 44 pour 1991 et 45 pour 1992.

Tableau 5 - Statistiques des événements de la saison des pluies 1992 (10/04 - 10/10) sur le degré carré et sur le Super-site central est (SSCE : 400 km<sup>2</sup>).

	Nombre	Moyenne par événement	Écart type de la série	Minimum	Maximum	% du cumul saisonnier	% du cumul évt 90 %*
Degré carré	48	10,0	9,5	0,5	43,4	94	60
SSCE	48 (42)**	9,8 (11,2)	12,8 (13,2)	0,1	60,7	94	/

Les valeurs indiquées sont les valeurs corrigées par les valeurs seuu (mm). \* évt 90 % : population des événements ayant touché plus de 90 % des stations. \*\* : Statistiques des 42 événements non nuis sur le SSCE.

1 - Il existe dans cette catégorie les systèmes de méso-échelle qui circulent sur les marges de la zone d'étude. L'utilisation des images radar permet de les différencier des convections isolées.

Tableau 6 - Classification des événements pluvieux en fonction du nombre de stations du réseau de base touchées (pluie > 0 mm).

% stations touchées	≥ 30	≥ 40	≥ 50	≥ 60	≥ 70	≥ 80	≥ 90	≥ 95	= 100	
Nbre d'événements	1990	37	31	27	26	22	19	12	10	5
	1991	44	41	35	35	32	24	17	14	5
	1992	45	39	30	29	27	22	15	12	5
Cumul degré carré (corrigé seuil ; mm)	1990	350	330	316	314	311	295	272	197	111
	1991	438	431	412	412	400	357	281	258	109
	1992	468	455	427	424	416	378	299	262	154
Portée variogramme (kilomètres)	1990	30	32	?	28	25	25	22	22	20
	1991	33	33	33	33	28	25	20	18	14
	1992	32	32	32	31	28	25	24	24	18

Sur chacun de ces échantillons, les événements sont répartis en fonction du pourcentage de stations ayant enregistré de la pluie. On forme des classes par intervalles de 10 % entre 30 et 100 %. Les résultats de cette analyse sont fournis dans le tableau 6 et illustrés par la figure 7. Deux faits essentiels en ressortent.

On remarque une certaine stabilité de ces distributions pour les trois années étudiées, particulièrement en ce qui concerne le pourcentage du cumul saisonnier (plus de 60 % du cumul saisonnier est provoqué par les événements touchant au moins 90 % des stations et 85 % environ est provoqué par les événements touchant au moins 70 % des stations).

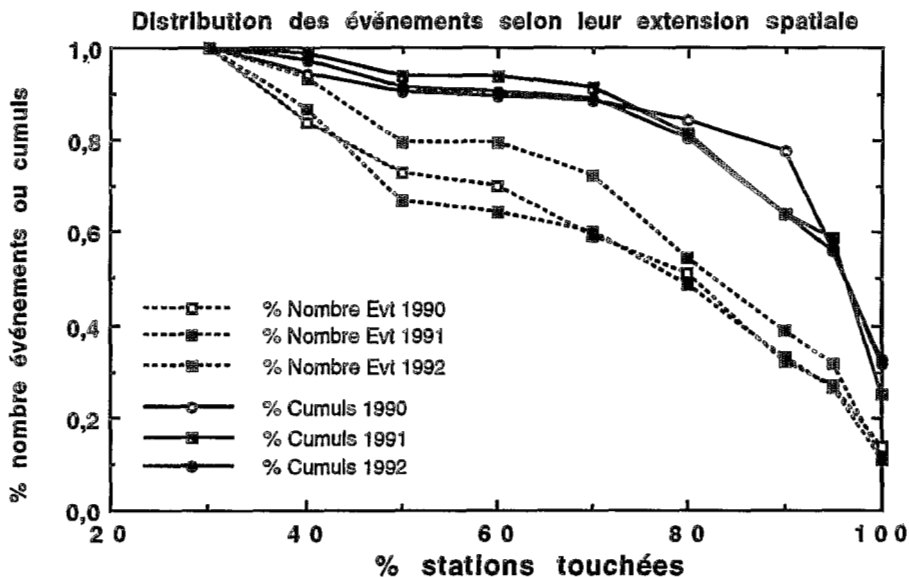


Figure 7 : Distribution du nombre d'événements et des cumuls associés en fonction du nombre de stations touchées par la pluie.

Tout d'abord, les caractéristiques de chaque classe varient assez peu d'une année sur l'autre. On obtient des pourcentages du cumul saisonnier produit par les événements ayant touché plus de 70 % d'une part, plus de 90 % d'autre part, qui sont voisins de 85 % et 60 % respectivement. Les autres paramètres (% du nombre d'épisodes, cumul moyen par épisode) ne varient pas beaucoup non plus d'une année sur l'autre, et ce bien que l'année 1990 ait été sèche (396 mm sur le degré carré) et les années 1991 (522 mm) et 1992 (511 mm) proches de la moyenne sur quarante ans (566 mm à Niamey-aéroport de 1950 à 1989). Il semble donc bien que la climatologie des événements pluvieux soit assez stable, ce qui est un argument en faveur de la classification. Le tableau 7 montre également que la portée du variogramme climatologique (qui modélise la structure moyenne d'un événement) décroît lorsque l'extension spatiale des événements augmente. Ce fait est un peu surprenant car on s'attend à ce que la corrélation spatiale s'améliore lorsque l'extension spatiale des événements augmente. Cela ne semble pas être le cas pour les pluies sahéliennes, au moins pour les petites interdistances (< 40 km). La figure 8 montre un certain lissage du champ des cumuls lorsqu'on ne prend en compte que les événements « > 70 % » ou « > 90 % ». Néanmoins, là encore, il reste une forte fluctuation de petite échelle, bien identifiable sur la partie nord du super-site sud, de même que sur le Super-site central et dans le Sud-Est du degré carré. Le variogramme correspondant (fig. 8d) confirme ces deux faits :

- le lissage se traduit par le fait que la portée passe de 20-22 km pour le variogramme climatologique d'un événement à 40-45 km pour le variogramme du champ des cumuls des 15 événements d'extension supérieure à 90 % ;
- une portée de 40-45 km pour le cumul de 15 événements de grande extension est faible en comparaison des valeurs calculées en zone tempérée. On ne peut donc pas dire, dans l'état actuel d'avancement de notre réflexion sur la classification, qu'elle facilite significativement la régionalisation des cumuls pluvieux au Sahel.

Tableau 7 - Caractéristiques des événements pluvieux aux seuils de 70 et 90 % de stations touchées.

	Plus de 70 % de pluviographes touchés				Plus de 90 % de pluviographes touchés			
	% Nombre	% cumul pluie	Moyenne 70-100 %	Moyenne 30-70 %	% Nombre	% cumul pluie	Moyenne 90-100 %	Moyenne 30-90 %
1990	60	84-79	14,7	3,8	32	61-57	19,6	5,9
1991	72	91-85	13,2	3,6	39	65-61	17,6	6,0
1992	60	89-84	16,2	3,0	33	64-60	20,9	5,9

Pour les pourcentages de cumul, le premier chiffre est calculé par rapport au cumul des pluies tombées au cours des événements, tandis que le second est calculé par rapport au cumul total saisonnier (qui inclut les pluies isolées). La moyenne 70-100 % est la lame d'eau moyenne sur le degré carré pour les événements touchant entre 70 et 100 % des stations (de même pour 30-70 % ; 90-100 %, 30-90 %).

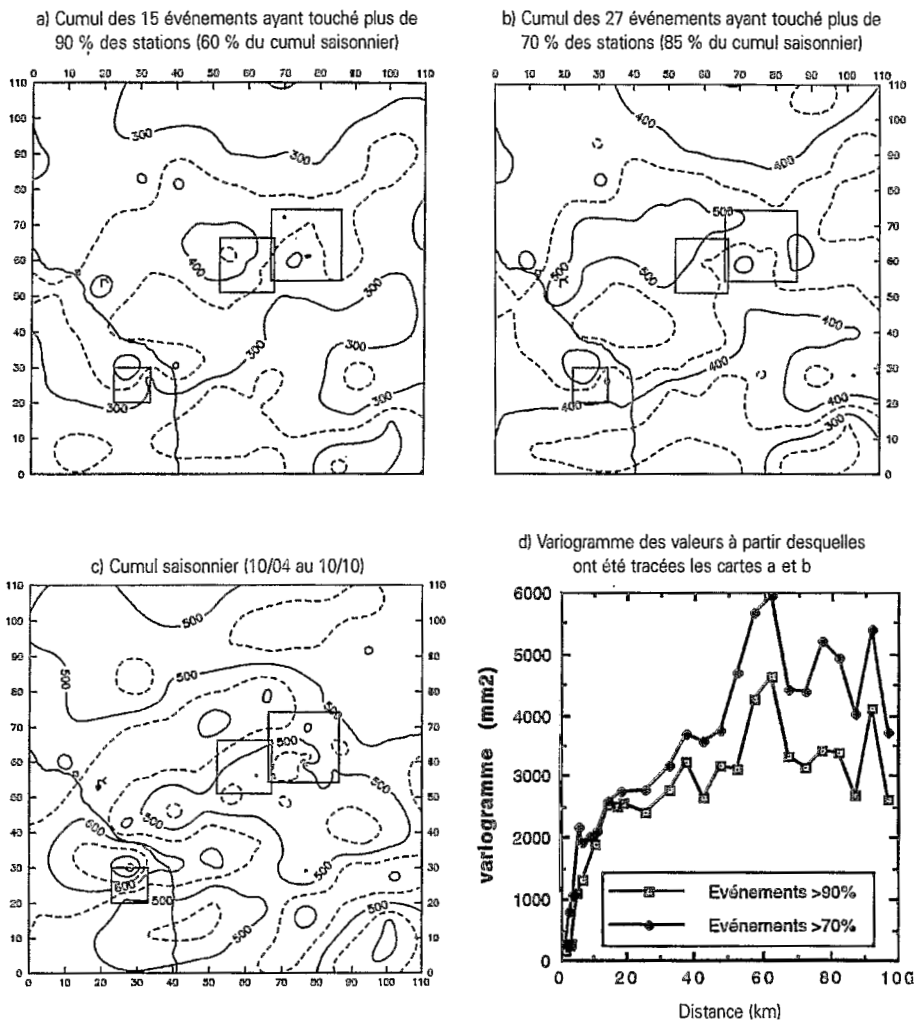


Figure 8 : Comparaison des cartes d'isohyètes pour différents types de cumuls des champs par événement pour la saison 1992.  
 Les cartes des cumuls partiels sont moins bruitées que la carte des cumuls saisonniers, mais les forts gradients locaux subsistent.

## 6 - CONCLUSION

La définition de règles d'échantillonnage temporel et spatial pour l'estimation des pluies au Sahel est cruciale pour tous les utilisateurs, qu'ils soient modélisateurs ou gestionnaires de la ressource en eau. L'étude présentée ici n'est encore que très partielle. Elle concerne essentiellement les cumuls saisonniers considérés généralement comme bien organisés spatialement. On peut néanmoins vraisemblablement étendre les quelques conclusions présentées ci-dessous aux pas de temps mensuel et décadaire, compte tenu de la similarité observée entre la structure spatiale du champ des cumuls saisonniers et la structure moyenne des champs de cumuls par événement.

Tout d'abord, dans une perspective de combinaison de mesures sol et télédéteçtées, il apparaît que l'échantillonnage temporel, associé aux mesures par satellite, doit recevoir une attention au moins égale à l'échantillonnage spatial réalisé par les réseaux de pluviographes. Ainsi, pour la lame d'eau saisonnière sur le degré carré de Niamey, le coefficient de variation des estimations résultant de l'échantillonnage temporel des satellites défilants à orbite polaire ( $t = 12$  h) est deux fois plus grand (30 contre 14 %) que le coefficient de variation des estimations résultant de l'échantillonnage spatial le moins dense, à savoir celui réalisé par un réseau d'une seule station sur le degré carré. Il paraît donc nécessaire de développer à l'avenir des modèles permettant d'étudier conjointement les effets des échantillonnages spatial et temporel.

On a ensuite testé une approche géostatistique ordinaire pour la régionalisation des champs de pluie par événement et cumulés sur la saison. Il en ressort que la variabilité spatiale de ces deux champs est similaire (distances de décorrélation de l'ordre de 30 km), ce qui va à l'encontre de la théorie généralement admise voulant que l'intégration temporelle provoque un lissage des champs de précipitation et diminue leur intermittence. Les conséquences de cette grande variabilité spatiale sur l'estimation des lames d'eau à l'échelle de la saison (seul pas de temps étudié en détail ici) peuvent être résumées ainsi :

- le réseau EPSAT-Niger (maille de 12,5 km) est nettement redondant pour l'estimation des lames d'eau sur le degré carré ;
- ce réseau est correctement dimensionné pour l'estimation des lames d'eau sur des surfaces de l'ordre de 100 km<sup>2</sup>. Plus que pour l'estimation de lames d'eau moyennes, l'apport principal du réseau EPSAT-Niger a résidé dans l'étude et la quantification de la variabilité aux échelles comprises entre 10 et 100 km pour le réseau de base, et aux échelles inférieures (1 à 10 km) pour le réseau de l'aire cible. Notre étude permet de conclure que pour les surfaces comprises entre 100 et 10 000 km<sup>2</sup>, un réseau d'une dizaine de stations sur la zone considérée (quelle que soit la surface) est nécessaire et suffisant pour estimer correctement la lame d'eau saisonnière. En résumé, c'est plus le nombre de stations sur la surface que la densité du réseau qui doit servir de critère d'échantillonnage.

La classification des événements pluvieux en fonction du nombre de stations ayant enregistré de la pluie au cours d'un événement donné a également conduit à revoir certaines idées sur la relation entre la structure spatiale des événements et leur extension. D'une part, il existe certaines constantes dans la distribution des événements : chaque

année 2/3 des événements environ touchent plus de 70 % des stations, produisant 85 % du cumul saisonnier. D'autre part, le calcul des variogrammes climatologiques par classe d'extension spatiale montre que, paradoxalement, la distance de décorrélation spatiale est d'autant plus petite que l'extension spatiale du champ pluviométrique est grande. On ne peut donc pas s'appuyer sur une stratification entre événements de grande extension et événements isolés, pour faciliter la régionalisation des cumuls saisonniers. La prise en compte de l'intermittence d'une façon moins simpliste que le seul critère du nombre de stations touchées apparaît pour cela indispensable.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CARN M., DAGORNE D., GUILLOT B., LAHUEC J.-P., 1987 - Estimation des précipitations par satellite au Sahel pour la période de mai à septembre 1987. *Veille climatique satellitaire*, 20, 26-30.
- CREUTIN J.-D. and OBLED C., 1982 - Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison, *Water Resour. Res.*, 18 (2), 413-431.
- GOUTORBE J.-P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN H., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT K., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SAÏD F., SELLERS P. and WALLACE J., 1994 - HAPEX-SAHEL: A large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophysicae*, 12, 53-64.
- HUBERT P. et CARBONNEL J.-P., 1988 - Caractérisation fractale de la variabilité et de l'anisotropie des précipitations intertropicales, CRAS, Paris, 307, série II, 31-36.
- HUBERT P., FOUÉRE P. and LEBEL T., 1991 - Influence de l'échantillonnage des intensités pluviométriques sur l'estimation des précipitations cumulées. *Veille climatique satellitaire*, 38, 50-56.
- LABORDE J.-P. et LEMPEREUR R., 1986 - Les pluies sur de petits bassins versants : une fonction aléatoire dont on peut estimer le variogramme. *Hydrol. Cont.*, 1 (1), 3-13.
- LEBEL T., BASTIN G., OBLED C. and CREUTIN D., 1987 - On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study. *Water Resources research*, 23(11), 2123-2138.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B. and HUBERT P., 1992 - Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-Niger experiment. *Hydrological Sciences Journal*, 37/3, 201-215.
- LEBEL T. and LECOCQ J., à paraître - An empirical assessment of satellite rainfall estimation sampling errors over the Sahel, soumis pour publication dans *Journal of Applied Meteorology*.
- NICHOLSON S.E., JEEYOUNG K. and HOOPINGARNER J., 1988 - *Atlas of African rainfall and its interannual variability*. Dept. of Meteorology, The Florida State University of Tallahassee, Florida, 240 p.
- OBLED C., 1986 - Introduction au krigeage à l'usage des hydrologues, Actes des 2<sup>es</sup> Journées hydrologiques ORSTOM, p 263-288. Éditions de l'ORSTOM (*Colloques et Séminaires*) Bondy.

- TAUPIN J.-D, AMANI A. and LEBEL T., 1993a - Small-scale spatial variability of the annual rainfall in the Sahel, *in*: BOLLE H.J., FEDDES R.A. and KALMA J. (Editors), *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales* (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993), IAHS Publ., 212, pp. 593-602.
- TAUPIN J.-D, LEBEL T., CAZENAVE F., GREARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., D'AMATO N., BEN MOHAMED A., 1993b - EPSAT-Niger. Campagne 1992. Rapport ORSTOM-DMN, 98 p.
- THAUVIN V., 1992 - *Étude de la répartition spatiale des précipitations en milieu sahélien à l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger : application à la détermination de la précision des moyennes surfaciques au pas de temps de l'événement pluvieux*. Thèse de doctorat, USTL Montpellier.



# ÉVOLUTION DE LA MÉTHODE AGRHYMET D'ESTIMATION DES PLUIES DE 1993 à 1994

**Nd. Fatou TALL C.**

*(Centre AGRHYMET, BP 11011, NIAMEY, NIGER)*

## RÉSUMÉ

L'atelier sur l'estimation des pluies par satellite, tenu à Niamey en décembre 1993, a mis en évidence le fait que la méthode utilisée à AGRHYMET surestimait les faibles pluies et sous-estimait les fortes. Des recommandations ont été faites, à l'issue de cet atelier, pour améliorer la méthode en tenant compte d'autres facteurs (comme la climatologie).

Durant ce même atelier, une étude comparative de l'apport des différents indicateurs que le centre produit, a été présentée et a montré l'existence de coefficients de corrélation intéressants ; les meilleurs coefficients seront utilisés dans le programme amélioré.

L'insuffisance des données de postes pluviométriques et leur mauvaise répartition spatiale influençant et pénalisant l'ancienne méthode, le programme d'estimation des pluies utilisé à AGRHYMET a été modifié pour tenir compte de la climatologie, et ainsi réduire le problème des données de postes.

Une division en deux zones de pluies a été effectuée (un seuil pour les faibles pluies et un autre pour les fortes, à déterminer selon la décade) ; elle permet de diminuer la sous-estimation des pluies fortes et la surestimation des pluies faibles.

Une comparaison entre l'estimation donnée par la méthode de 1993 et celle de 1994 montre une nette amélioration du produit.

## INTRODUCTION

L'atelier sur l'estimation des pluies par satellite, tenu à Niamey en décembre 1993, a mis en évidence une possibilité d'amélioration de la méthode AGRHYMET en tenant compte des recommandations.

Les études ont montré que les trois méthodes TAMSAT, EPSAT et AGRHYMET présentent chacune des spécificités qui lui permettent d'être meilleure que les autres, d'une décade à une autre.

En effet, si un nombre important de données de postes pluviométriques est reçu à la fin de la décade, la méthode EPSAT-Lannion donne de bons résultats car calibrant sur la décade en cours.

Mais, en raison des difficultés opérationnelles du réseau AGRHYMET, il arrive parfois qu'à la fin de la décade (deux jours après), aucune donnée de poste ne soit reçue. Dans ce cas, la méthode TAMSAT serait plus appropriée car la calibration est faite sur des données anciennes, si le zonage prenait en compte la variabilité de la pluie.

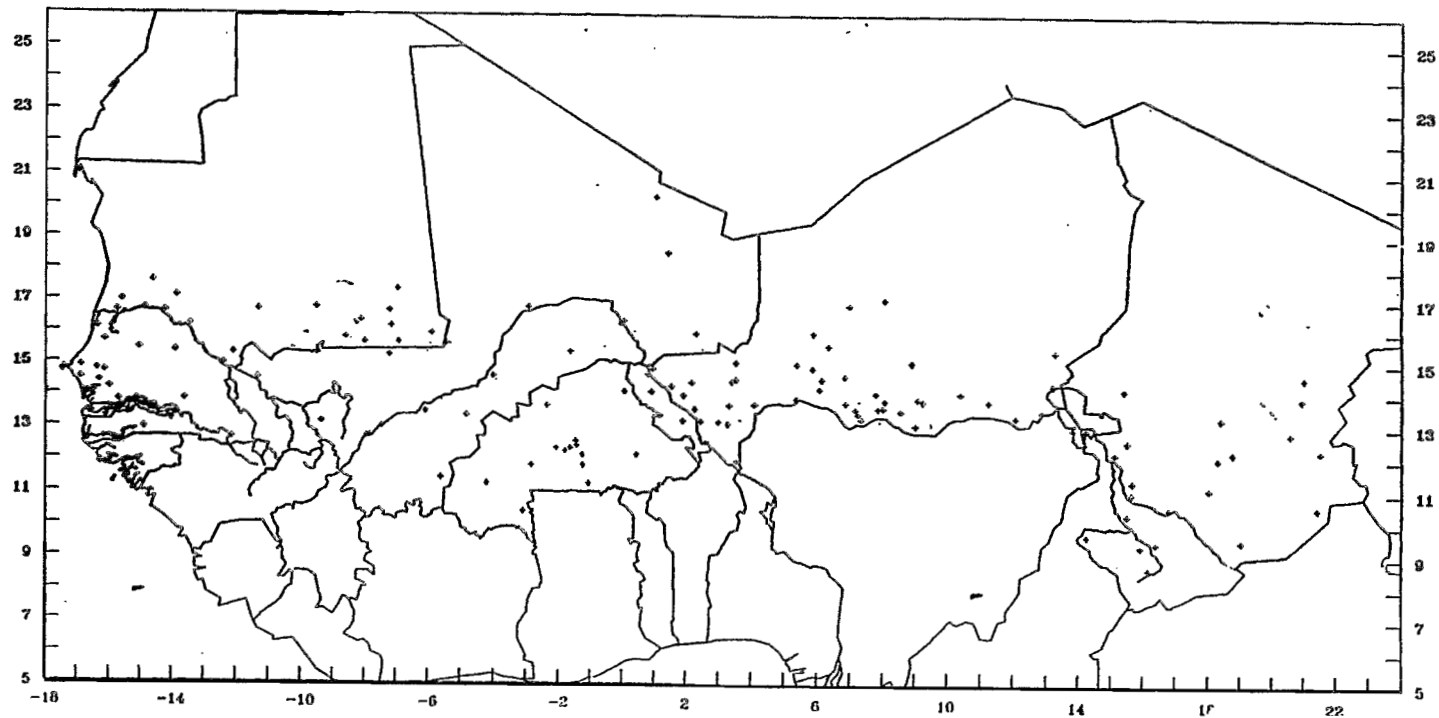


Figure 1 : Réseau pluviométrique pour le suivi de campagne pays du CILSS.

On a constaté que, du fait des pluies exceptionnelles du mois d'août et de début septembre 1994, l'estimation par TAMSAT n'a pas donné de bons résultats pour ces périodes.

La méthode AGRHYMET, s'appuyant sur les deux autres, a été améliorée en tenant compte des avantages de chacune et en y rajoutant ses propres avantages de méthode supervisée.

## RÉSUMÉ DES CONCLUSIONS DE L'ATELIER DE DÉCEMBRE 1993

### 1 - Problème des données de postes

Le manque d'information concernant la pluie, au Sahel, surtout dans les zones d'insécurité (Nord-Tchad, Nord-Niger) et la mauvaise répartition des pluies (fig. 1) continuent de motiver les experts dans l'estimation des pluies par radar ou par satellite. Cette approche permettra de fournir l'information même si elle est un peu biaisée.

L'idée, qui a été lancée à AGRHYMET pour utiliser les données de pluies acheminées par la MDD ou le SMT, ne donna pas beaucoup de satisfaction si on se réfère aux conclusions de l'atelier de 1993 car la part de l'erreur humaine semble très importante (tableau 1).

Cependant, sans les données provenant des DMN, la MDD et le SMT restent nos seuls canaux possibles pour obtenir l'information pluviométrique.

### 2 - Étude comparative des indicateurs

La méthode d'AGRHYMET s'appuie sur la production de plusieurs indicateurs obtenus chacun selon une méthode de synthèse propre.

Ces synthèses sont faites sur les images infrarouges MÉTÉOSAT reçues à la station PDUS du centre.

On note trois grandes méthodes de synthèse :

- a) synthèse par comptage d'occurrence de nuages qui produit les indicateurs suivants :  
035 donné par les nuages à température au sommet inférieure à  $-35^{\circ}\text{C}$   
040 donné par les nuages à température au sommet inférieure à  $-40^{\circ}\text{C}$   
050 donné par les nuages à température au sommet inférieure à  $-50^{\circ}\text{C}$   
060 donné par les nuages à température au sommet inférieure à  $-60^{\circ}\text{C}$ .
- b) synthèse par maximum de température qui fournit les indicateurs :  
MPC ou moyenne des deux maxima de température par pentade  
MTC ou maximum de température des dix images de la décade
- c) synthèse par minimum de température qui produit les quatre indicateurs :  
LTC, LT2, LTS, LTI (voir *Actes Atelier* de décembre 1993).

Une étude comparative, à la pluie réelle, des résultats produits par les différents indicateurs, a permis de déterminer les meilleurs sur les trois années d'étude (1989, 1990, 1993); ce sont les indicateurs produits par la méthode des occurrences et le LT2.

Le LTI a été le moins bon, d'où l'idée de ne pas le reconduire pour l'année 1994. Les coefficients de corrélation trouvés sont significatifs.

Tableau 1 - Corrélation entre pluies mesurées et indicateurs.

	Lat	Lon	035	040	050	060	LTC	MPC	LT2	LTI	LTS	MTC	CLI
1989 juin 3	0.50	-0.03	0.45	0.42	0.40	0.34	0.52	-0.59	0.51	0.48	0.31	-0.58	0.58
1989 juil. 1	0.55	0.00	0.58	0.56	0.54	0.53	0.57	-0.56	0.57	0.46	0.37	-0.56	0.59
1989 juil. 2	0.21	-0.14	0.48	0.51	0.53	0.51	0.47	-0.38	0.52	0.48	0.33	-0.39	0.30
1989 juil. 3	0.58	-0.05	0.60	0.59	0.55	0.44	0.61	-0.60	0.57	0.57	0.48	-0.60	0.65
1989 août 1	0.32	0.02	0.49	0.48	0.46	0.39	0.44	-0.34	0.44	0.41	0.40	-0.22	0.35
1989 août 2	0.20	-0.23	0.41	0.41	0.43	0.43	0.44	-0.39	0.44	0.32	0.17	-0.41	0.30
1989 août 3	0.27	-0.35	0.61	0.60	0.55	0.43	0.52	-0.57	0.50	0.51	0.53	-0.59	0.53
1989 sept. 1	0.54	0.03	0.64	0.64	0.64	0.64	0.68	-0.57	0.69	0.51	0.40	-0.55	0.55
1990 juin 3	0.60	0.27	0.64	0.64	0.67	0.66	0.58	-0.48	0.58	0.08	0.62	-0.44	0.61
1990 juil. 1	0.41	0.03	0.65	0.64	0.61	0.59	0.64	-0.53	0.61	0.25	0.59	-0.51	0.52
1990 juil. 2	0.50	0.04	0.59	0.60	0.58	0.50	0.55	-0.54	0.53	0.14	0.50	-0.55	0.58
1990 juil. 3	0.59	0.10	0.46	0.48	0.48	0.43	0.37	-0.58	0.28	0.11	0.30	-0.58	0.61
1990 août 1	0.44	-0.12	0.40	0.40	0.32	0.20	0.38	-0.59	0.33	0.33	0.17	-0.57	0.57
1990 août 1	0.54	0.12	0.56	0.57	0.58	0.58	0.54	-0.56	0.55	-0.01	0.58	-0.55	0.56
1990 août 3	0.52	-0.04	0.62	0.61	0.62	0.59	0.62	-0.60	0.56	0.21	0.57	-0.59	0.62
1990 sept. 1	0.45	-0.06	0.46	0.47	0.47	0.44	0.48	-0.60	0.49	0.19	0.40	-0.61	0.57

### 3 - Introduction de la climatologie

Une autre conclusion de l'Atelier a été de faire évoluer le logiciel en tenant compte d'autres facteurs climatiques.

En effet, l'atlas climatologique de MOREL a été utilisé pour faire une comparaison avec les autres indicateurs produits avec les images MÉTÉOSAT et la pluie réelle reçue des stations.

Le tableau de comparaison des indicateurs et de la climatologie à partir des coefficients de corrélation donne une bonne position de la climatologie (tableau 2).

Ainsi, en conclusion, il a été retenu d'essayer de l'introduire dans le logiciel pour tester son effet sur les résultats.

## COMPARAISON DES DEUX MÉTHODES 1993 ET 1994

Ce chapitre a pour but d'exposer les fonctionnalités rajoutées à la méthode de 1993, pour la rendre plus opérationnelle, pour arriver à la méthode actuelle. La comparaison va donc porter sur la méthodologie et quelques résultats statistiques.

### 1 - Méthodologie

En 1993, une régression était effectuée sur les indicateurs MÉTÉOSAT pour obtenir une comparaison avec la pluie réelle par station. Les indicateurs produisant les meilleurs coefficients de corrélation étaient pris en compte pour faire l'estimation globale de la pluie.

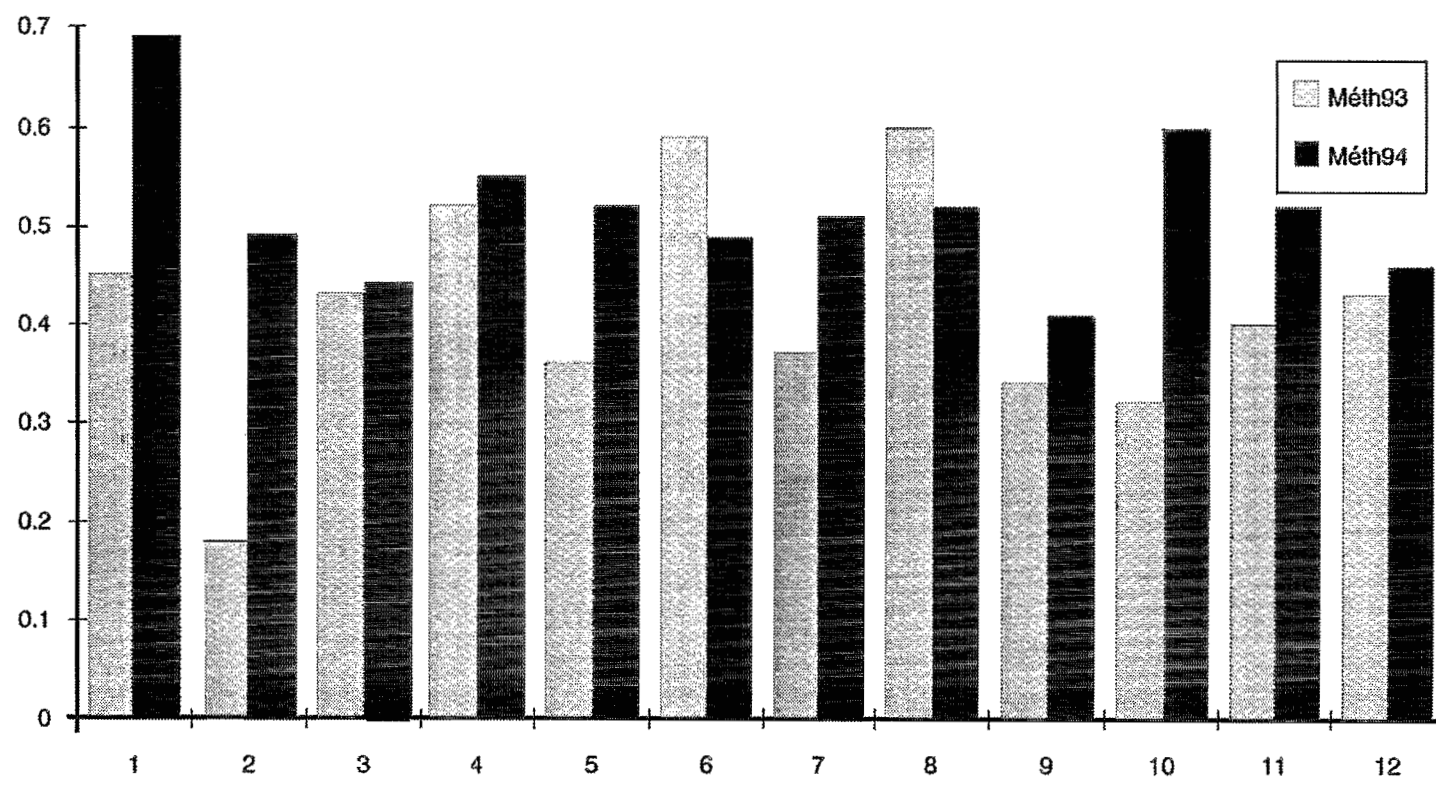
En 1994, le programme amélioré intègre les données MÉTÉOSAT, les données de postes ainsi que la climatologie.

Tableau 2 - Tables de contingence.

Nombre de stations complètes : 118													
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100		
	45	23	8	8	10	4	6	3	3	4	2	2	
1 *	49	12	5	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
2 *	2	2	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3 *	0	1	12	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4 *	1	0	10	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5 *	0	0	2	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6 *	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
13 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Moy. obs. : 20 - Moy. est. : 20													
<i>Juin 1994 décade 1</i>				Nbre stations = 118						R = 0.758			

Nombre de stations complètes : 120													
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100		
	24	20	10	5	10	12	10	11	1	3	5	9	
1 *	25	9	6	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2 *	1	4	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3 *	0	2	11	13	1	0	0	0	0	0	0	0	0
4 *	0	2	6	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5 *	0	0	2	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0
6 *	0	0	0	4	3	0	0	0	0	0	0	0	0
7 *	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
13 *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14 *	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Moy. obs. : 36 - Moy. est. : 40													
<i>Juillet 1994 décade 1</i>				Nbre stations = 120						R = 0.708			

Tableau 3 - Comparaison de la méthode 1993 et la méthode 1994 sur les données de 1993.



Cette méthode est dite supervisée car elle s'appuie sur un fichier paramètres que l'utilisateur crée en spécifiant les indicateurs à prendre ainsi que les deux moyennes de pluies (pour les fortes et les faibles), selon la décade.

L'utilisation de ce fichier paramètre permet au programme de faire une partition de l'espace en tenant compte des champs climatiques de l'Atlas de MOREL. Le résultat de cette partition est pondéré avec le ou les indicateurs MÉTÉOSAT choisis dans le fichier paramètre, pour donner l'estimation globale des précipitations.

Une bonne élaboration du fichier paramètre dépend de la connaissance des phénomènes de la pluie et de l'atmosphère; d'où l'utilité de travailler avec les météorologues et les climatologues pour mieux perfectionner la méthode.

Pour la méthode de 1994, des tables de contingence sont produites au fur et à mesure de l'élaboration de l'estimation, pour aboutir à la meilleure. Elle prend donc plus de temps pour l'opérationnel mais son résultat est plus fiable.

## 2 - Statistiques

Pour évaluer la méthode, des fichiers statistiques sont élaborés et des comparaisons à la méthode de 1993 effectuées. Les résultats obtenus sont intéressants (tab. 3).

On note que le coefficient de corrélation n'est pas toujours très parlant; ainsi, pour une même décade, en utilisant deux fichiers paramètres différents, on peut trouver un coefficient de corrélation supérieur mais avec une très mauvaise estimation symbolisée par une forte surestimation de la pluie.

L'utilisation des images décadaires de pluie estimée dénommées « champs pluvio », que le centre AGRHYMET produit, dans le cadre de l'alerte précoce (estimation des dates de semis, des rendements, détection des zones à risques alimentaire ou acridien), va s'amplifier.

Une marge d'erreur de 10 à 15 mm étant tolérable en agrométéorologie, les résultats trouvés dans les tests d'utilisation des « champs pluvio » pour l'estimation des rendements sont satisfaisants.

## CONCLUSION

La méthode AGRHYMET s'est beaucoup améliorée et ceci s'est confirmé par les résultats de comparaison intéressants. Cependant, une meilleure connaissance de la variabilité de la pluie et des autres phénomènes atmosphériques augmenterait beaucoup sa fiabilité.

Le fait qu'elle soit supervisée lui donne l'avantage de pouvoir améliorer les résultats en créant plusieurs fichiers paramètres.

La calibration peut se faire sur la décade en cours si plusieurs données de postes sont disponibles, ou sur la climatologie dans le cas contraire. D'où l'utilité de l'introduction des champs climatiques dans le programme.

La nouvelle méthode va faciliter l'activité opérationnelle au centre qui consiste à élaborer une carte d'estimation des pluies, deux jours après la fin de la décade, pour le bulletin Flash.

Tableau 4 - Comparaison des résultats d'estimation selon 2 fichiers de paramètres différents.

Nombre de stations complètes : 529													
130	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	7	13
R = D.6186364													
EFFET ZONAL 0.1961927													
	7	19	68	3									
	8	47	62	28									
	9	45	61	34									
	10	35	62	30									
	11	32	51	62									
	12	40	45	99									
	13	17	19	128									
	14	9	8	58									
	15	3	1	35									
	16	1	1	29									
	17	0	0	11									
	18	0	0	5									
	19	0	0	2									
	20	0	0	3									
	Lat.	PR	PE	NbS									
Nombre de stations complètes : 529													
130	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	7	13
R = 0.5622452													
EFFET ZONAL 0.1553112													
	7	19	37	3									
	8	47	38	28									
	9	45	39	34									
	10	35	37	30									
	11	32	33	62									
	12	40	31	99									
	13	17	14	128									
	14	9	8	58									
	15	3	2	35									
	16	1	1	29									
	17	0	0	11									
	18	0	1	5									
	19	0	0	2									
	20	0	0	3									
	Lat.	PR	PE	NbS									
Lat. = latitude PR = pluie réelle PE = pluie estimée NbS = nombre de stations													

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. Description de la base de données de validation, *Actes Atelier estimation des pluies*, centre AGRHYMET 2-4 déc 1993, p. 67.
2. *Actes Atelier estimation des pluies*, centre AGRHYMET 2-4 déc 1993.

# VALIDATION DES ESTIMATIONS DE PRÉCIPITATION À GRANDE ÉCHELLE

H. LAURENT

(ORSTOM, Groupe PRAO, MONTPELLIER, FRANCE)

## RÉSUMÉ

Trois méthodes d'estimation de la pluie par satellite et une estimation climatologique sont validées par rapport aux données de surface. On étudie ici l'importance de la donnée-sol de validation, qui peut être l'observation ponctuelle relevée aux stations pluviométriques ou bien la valeur moyenne sur une surface, calculée par krigeage. L'estimation de pluie par satellite ne donne accès qu'à des valeurs moyennes sur des surfaces assez grandes : une surface de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  apparaît réaliste. Les observations ponctuelles présentent une variabilité importante par rapport aux valeurs surfaciques, expliquant en partie les écarts entre estimations satellitaires et observations ponctuelles.

## 1 - INTRODUCTION

L'estimation quantitative de la pluie est un problème de première importance. À l'échelle du globe et en particulier dans la bande tropicale, les précipitations jouent un rôle primordial dans le bilan énergétique et la circulation générale de l'atmosphère. À une échelle régionale, la pluie est cruciale pour l'économie de nombreux pays et la gestion des ressources en eau. La densité de pluviomètres étant très faible dans les tropiques, des efforts ont été accomplis depuis plusieurs années pour essayer d'estimer la pluie à partir des données satellites. S'appuyant sur les recommandations de GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment), plusieurs programmes internationaux s'intéressent aux estimations globales de la pluie par satellite, comme GPCP (Global Precipitation Climate Project, WILKERSON, 1988) ou TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission, SIMPSON *et al.*, 1988). Au niveau français, le programme EPSAT (Estimation des Précipitations par Satellite, CADET et GUILLOT, 1991) s'est donné pour objectif d'étudier les estimations de pluie par satellite sur les pays d'Afrique de l'Ouest, où la pluie est un paramètre crucial. L'expérience EPSAT-Niger (LEBEL *et al.*, 1992) a collecté une somme rarement atteinte de données pluviographiques sur un degré carré autour de Niamey, grâce à un réseau de 100 pluviographes à haute résolution temporelle et un radar bande C, de 1990 à 1993. Outre l'aspect site de validation pour les estimations par satellite, ces données ont permis l'étude détaillée de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations sahéliennes (JOBARD and DESBOIS, 1992, LEBEL and LE BARBÉ, 1995, LEBEL *et al.*, 1995).

Il existe de nombreux algorithmes pour estimer la pluie à partir des données satellitaires (pour une revue, cf. BARRETT and MARTIN, 1981). Parmi ces algorithmes, nous en avons choisi trois très simples, qui peuvent être utilisés facilement de manière opéra-

tionnelle : la méthode GPI (GOES Precipitation Index, ARKIN, 1979), la méthode du groupe TAMSAT de l'université de Reading (DUGDALE *et al.*, 1990), et la méthode développée par l'équipe ORSTOM de Lannion (CARN *et al.*, 1989). Ces trois méthodes fournissent des estimations décennales de la pluie en utilisant les images du canal infrarouge thermique (IR) d'un satellite géostationnaire. Elles ont été développées pour les régions sahélienne et soudano-sahélienne dans lesquelles la pluie est apportée par d'importants systèmes convectifs tels que les lignes de grains. Le principe de base est le suivant : on peut estimer la pluie à partir des images IR avec l'hypothèse que les précipitations sont liées à l'activité convective, et que l'activité convective d'un nuage est elle-même liée à l'altitude (ou encore la température) du sommet du nuage.

Le problème qui est abordé ici est le suivant : comment valider ces estimations de pluie par satellite ? Les seules données de validation dont on dispose à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest sont celles du réseau pluviométrique des pays sahéliens ; la première idée est de valider directement les estimations satellitaires avec ces observations au sol (LAURENT and ARNAUD, 1993a,b), mais on est alors confronté à la difficulté de comparer des estimations satellitaires qui intègrent des surfaces importantes aux observations au sol qui sont ponctuelles (FLITCROFT *and al.*, 1989). La résolution spatiale des images IR est de l'ordre de 5 km, mais les estimations de pluie, basées sur une relation statistique entre les surfaces couvertes par les nuages à sommet froid et les précipitations, ne sont valables que pour des cumuls dans le temps (typiquement un mois) et dans l'espace (typiquement une surface de un degré de côté). Les recommandations de l'atelier sur l'estimation des pluies par satellite, tenu à Niamey du 2 au 4 décembre 1993, préconisaient la validation des estimations satellitaires sur une grille de 0.5 par 0.5 degrés, qui apparaît être la taille minimum pour que de telles estimations aient un sens. Une procédure d'interpolation a été définie afin de construire l'estimation de la pluie au sol sur ce maillage, sur des périodes de dix jours, à partir des stations pluviométriques (HUBERT et TOMA, 1993, TOMA, 1995). Les estimations de pluie par satellite sont définies dans la partie 2. Dans la partie 3, elles sont comparées d'une part aux valeurs ponctuelles, et d'autre part aux valeurs spatialisées. Dans cette étude l'accent n'est pas mis sur l'intercomparaison des méthodes, mais sur leur validation avec les données au sol.

## 2 - DONNÉES ET MÉTHODES

La méthode GPI proposée par ARKIN (1979) estime la pluie intégrée sous la surface des systèmes pluvieux, définie comme la surface plus froide que le seuil de 235 K (- 38 °C). La pluie est proportionnelle à la fraction de nuages froids :

$$R = a F$$

où R est le taux de pluie moyen,  $a = 3$  mm/h est la constante de proportionnalité, et F est le rapport [nombre de pixels plus froids que - 38 °C]/(nombre de pixels total)], pour une surface donnée (ici  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) et pour une période donnée (ici dix jours).

Cette méthode a été calibrée avec les données de l'expérience GATE, c'est-à-dire sur l'océan au large de l'Afrique de l'Ouest. La question de savoir l'amélioration qu'apporterait une calibration différente selon les régions n'est pas abordée ici.

La méthodologie utilisée dans les estimations de pluie TAMSAT (DUGDALE *et al.*, 1990) s'appuie sur la durée, en chaque pixel MÉTÉOSAT, de présence de nuage froid pendant la période de dix jours considérée. Le choix du seuil permettant de séparer les nuages pluvio-gènes des nuages non pluvio-gènes est bien sûr un point important. La valeur du seuil utilisé dans la méthode TAMSAT varie spatialement et temporellement : l'Afrique boréale est divisée en neuf zones supposées être homogènes du point de vue de la climatologie de la pluie ; dans chaque zone le seuil est constant durant un mois.

À partir de plusieurs années de données, pour chaque zone et chaque mois un seuil à - 40, - 50 ou - 60 °C est sélectionné et une régression avec les observations permet d'obtenir une calibration de la forme :

$$R = a \text{ OCC} + b, \quad R = 0 \text{ si OCC} = 0$$

où R est la pluie en mm et OCC est l'occurrence de sommets froids en heures.

La méthode LANNION (CARN *et al.*, 1989) estime également la pluie décadaire en chaque pixel, avec la formule :

$$R = a \text{ OCC} + b \text{ Ts} + c \text{ Lat} + d, \quad R = 0 \text{ si OCC} = 0$$

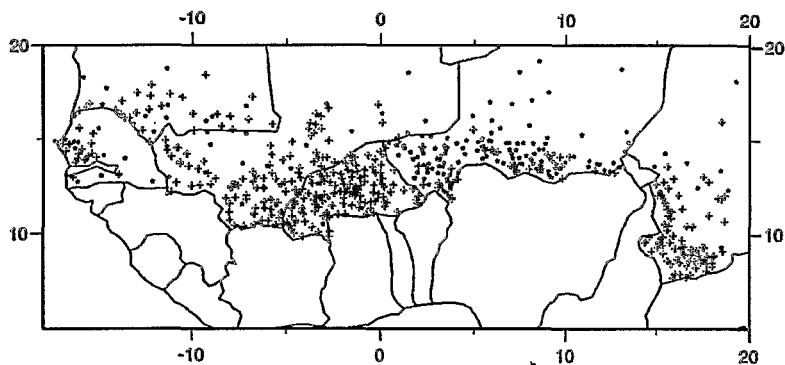
où R est la pluie, OCC l'occurrence de sommets froids pour un seuil de - 40 °C, Lat la latitude, Ts la moyenne des deux températures maximales de brillance IR pendant les deux pentades de la décade. Ts vise à représenter la relation entre la pluie et la température de surface. Une différence essentielle de cette méthode avec les deux méthodes précédentes est qu'elle est calibrée à chaque décade, en utilisant les observations sol disponibles à la fin de la décade.

Pour évaluer la qualité d'une estimation de pluie, on peut tout d'abord comparer ses performances avec celles d'une prévision simple. La plus simple est la prévision climatologique, qui consiste à prédire que la pluie pour une décade sera égale à la pluie moyenne relevée sur cette décade. On a ainsi calculé l'estimation CLIM, valeur moyenne sur les vingt dernières années (1970-1990, période considérée comme étant sensiblement homogène), par krigeage sur une grille de 0.5° x 0.5° (L. LE BARBÉ, communication personnelle).

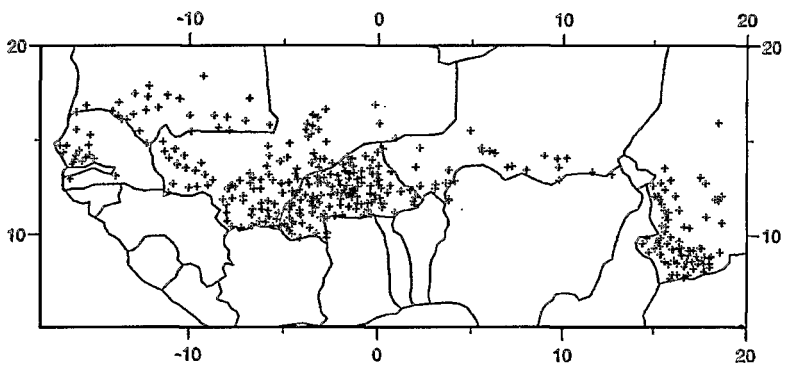
Les images IR MÉTÉOSAT de la saison des pluies 1989 au Sahel ont été traitées avec les algorithmes TAMSAT et LANNION au centre AGRHYMET à Niamey. Ces images couvrent la bande sahélienne avec la pleine résolution temporelle et spatiale MÉTÉOSAT : 30 mn et 5 km x 5 km. La période de l'étude est de 8 décades, du 21 juin au 10 septembre 1989. Les mesures de précipitation des stations synoptiques et des réseaux secondaires des pays sahéliens ont été collectées et contrôlées par le centre AGRHYMET. La figure 1 montre la distribution spatiale des stations pluviométriques utilisées. Sur un total de 579 stations, 209 ont été archivées dans un délai assez court : elles sont utilisées pour la calibration des estimations LANNION. Les 370 restantes furent archivées plus tard : elles sont utilisées pour la validation ponctuelle des estimations.

Les mesures des 579 stations ont été utilisées pour calculer par interpolation optimale (krigeage) la pluie décadaire moyenne sur une maille de 0.5° x 0.5°, en tout point de grille où le nombre de poste était suffisant (TOMA, 1995). Dans les validations spatialisées présentées ici, on ne prend en compte que les points de grille contenant les stations de validation ponctuelle.

579 OBSERVATIONS (TOTAL)



370 OBSERVATIONS (VALIDATION)



209 OBSERVATIONS (CALIBRATION)

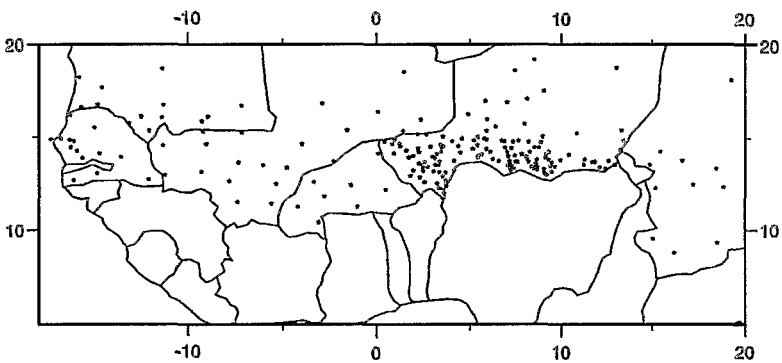


Figure 1 : Stations pluviométriques.

Bas : stations reçues rapidement, utilisées pour la calibration de l'estimation LANNION ;  
milieu : stations reçues en temps différé, utilisées pour la validation ;  
haut : ensemble des stations, utilisées pour les moyennes de référence, sur une maille de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ .

### 3 - RÉSULTATS

La figure 2 présente la validation obtenue par rapport aux valeurs ponctuelles. Il s'agit des diagrammes de dispersion des quatre estimateurs pour les 370 stations de validation et pour les 8 décades. On a également porté le coefficient de corrélation linéaire, l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et le biais (erreur moyenne : estimation moins observation). Les nuages de points montrent qu'aucune estimation ponctuelle de pluie à l'échelle décadaire n'est très satisfaisante. Les défauts communs à toutes les méthodes sont : une dispersion importante, une sous-estimation des précipitations importantes, et une surestimation des précipitations faibles ou nulles. Les écarts entre estimations et observations sont en partie dus aux erreurs des estimations, mais ils sont également en partie dus à la forte variabilité de la pluie à petite échelle. C'est ce que nous allons essayer de préciser ici, en étudiant l'effet du passage d'une valeur ponctuelle à une valeur moyenne sur une surface de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ .

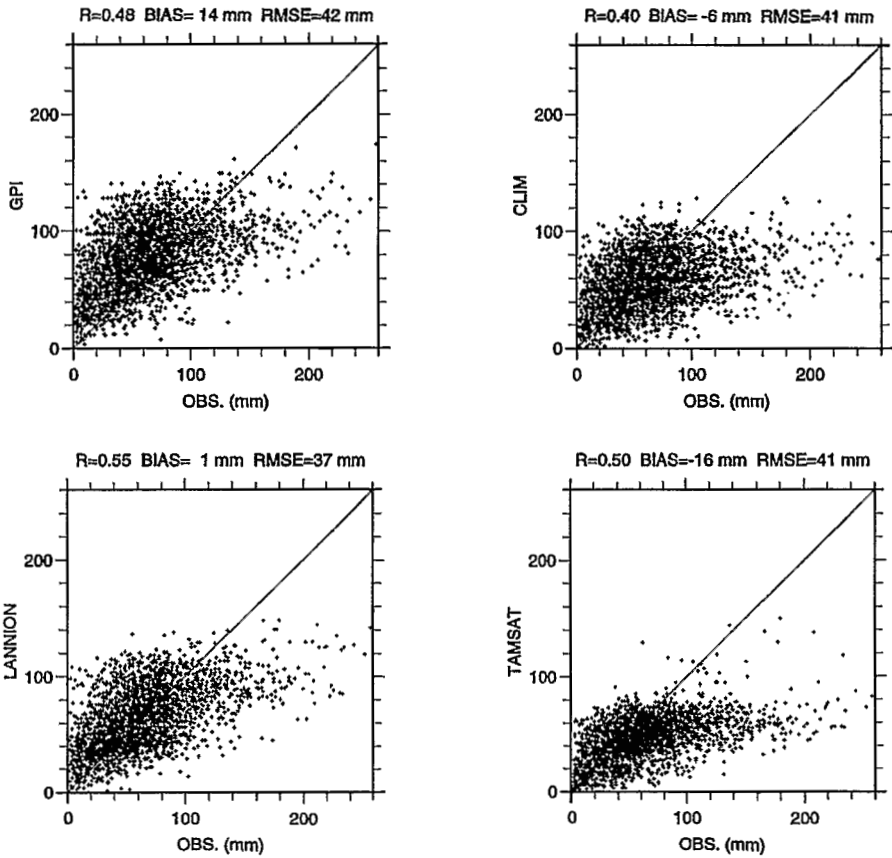


Figure 2 : Valeurs de précipitation estimées par les quatre méthodes (cf. texte) en fonction des observations ponctuelles pluviométriques. Toutes décades et stations confondues.

### 3.1 - Effet du changement de surface pour l'estimation satellitaire

La figure 3 montre l'estimation LANNION moyennée sur des carrés de  $0.5^\circ$  de côté (soit environ  $10 \times 10$  pixels), en fonction de l'estimation LANNION obtenue par pixel, pour les pixels correspondant aux stations de validation. Il apparaît clairement que les estimations sont très proches pour ces deux surfaces. Ceci est cohérent avec les bases physiques des méthodes IR, c'est-à-dire une relation nuage/pluie. La zone balayée par les nuages est plus étendue que la surface où la pluie est effectivement tombée. De plus, la relation nuage/pluie n'étant valable que statistiquement, elle nécessite une intégration qui se traduit par un lissage spatial autant que temporel (JOBARD and DESBOIS, 1992). Le lissage spatial est très important pour les occurrences de nuages froids sur des périodes de dix jours, ce qui explique la très forte corrélation entre estimation par pixel et estimation par surface de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ .

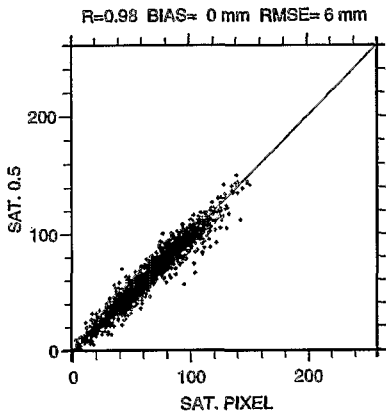


Figure 3 : Comparaison des estimations de pluie par pixel avec les estimations moyennes sur les surfaces de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  contenant ces pixels (estimation par satellite LANNION, moyenne arithmétique simple).

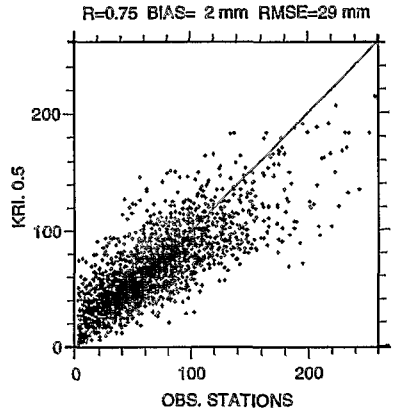


Figure 4 : Comparaison des observations ponctuelles de pluie avec les valeurs moyennes sur des surfaces de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (moyenne calculée par krigeage).

### 3.2 - Effet du changement de surface pour les données-sol

L'un des premiers résultats de l'expérience EPSAT-Niger a été de mettre en évidence la très forte variabilité des précipitations en région sahélienne (THAUVIN and LEBEL, 1991), même pour des cumuls annuels. *A fortiori*, à l'échelle décadaire, il existe de très grandes différences pour des cumuls entre deux points même voisins de quelques kilomètres. Les cumuls ponctuels fluctuent par conséquent de manière importante autour de toute valeur moyenne. Ceci est illustré par la figure 4 qui montre la valeur moyenne (obtenue par krigeage sur des carrés de  $0.5^\circ$  de côté) en fonction

des valeurs relevées aux stations correspondantes. Le passage des valeurs ponctuelles aux valeurs moyennes surfaciques entraîne un changement de la distribution (réduction de la variance, centrage des valeurs) qui se traduit par une inclinaison du nuage de points par rapport à la bissectrice. On observe également une dispersion importante, s'expliquant par la forte variabilité des valeurs ponctuelles autour des valeurs moyennes.

### 3.3 - Conséquence pour la validation des estimations par satellite

La figure 5 présente les diagrammes de dispersion obtenus pour la méthode LANNION, selon que l'on prend une estimation satellitaire par pixel ou par surface  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , en fonction d'observations aux stations ou d'observations moyennes sur les surfaces

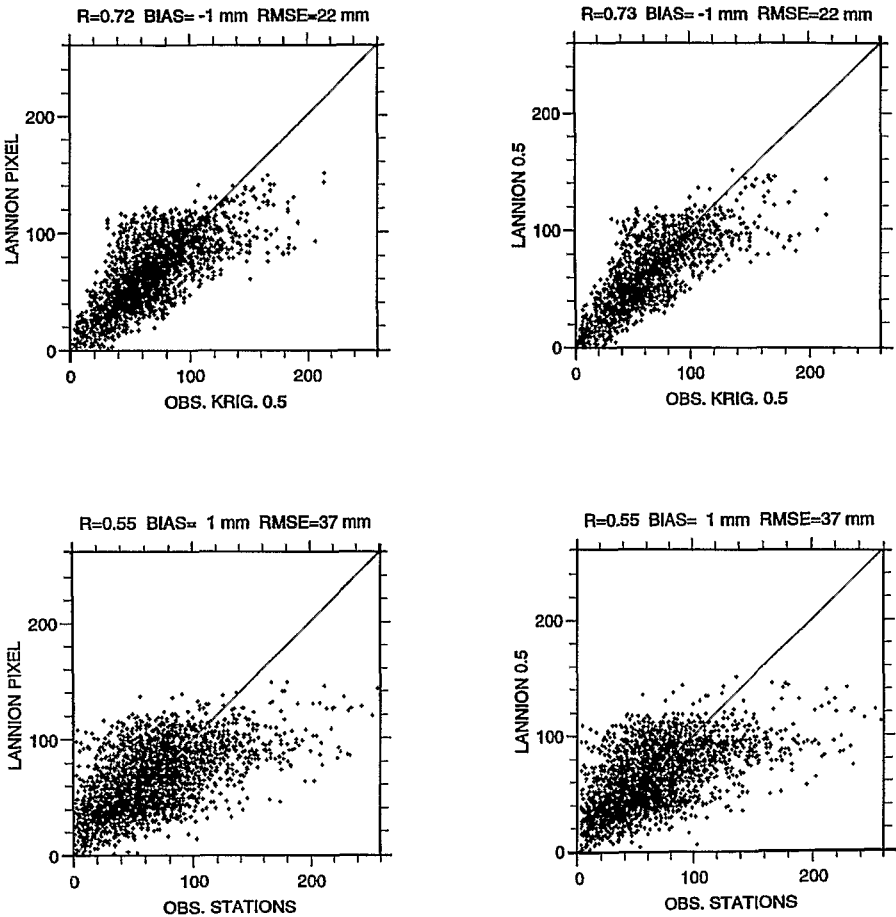


Figure 5 : Valeurs de précipitation estimées par satellite (LANNION) en fonction des valeurs au sol. Valeurs satellitaires par pixel (gauche) ou moyennées sur des surfaces de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (droite) ; valeurs au sol ponctuelles (bas) ou valeurs moyennes sur des surfaces de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (haut).

0.5° x 0.5°. En accord avec le paragraphe 3.1, les résultats de la validation sont identiques, que les estimations satellitaires soient prises par pixel ou sur des surfaces 0.5° x 0.5°. En revanche, les résultats de validation sur les valeurs surfaciques moyennes sont sensiblement meilleurs que ceux obtenus sur les observations ponctuelles. Ceci montre qu'une part des écarts entre les estimations satellitaires et les observations au sol est effectivement due à la variabilité naturelle de petite échelle de la pluie.

La figure 6 montre la validation des quatre estimateurs par rapport aux valeurs moyennes 0.5° x 0.5°. Elle est à comparer avec la figure 2. On obtient une amélioration globale des résultats de validation pour les quatre méthodes, avec en particulier une réduction de la dispersion et une sous-estimation moins prononcée des fortes précipitations. Ces tendances demeurent toutefois.

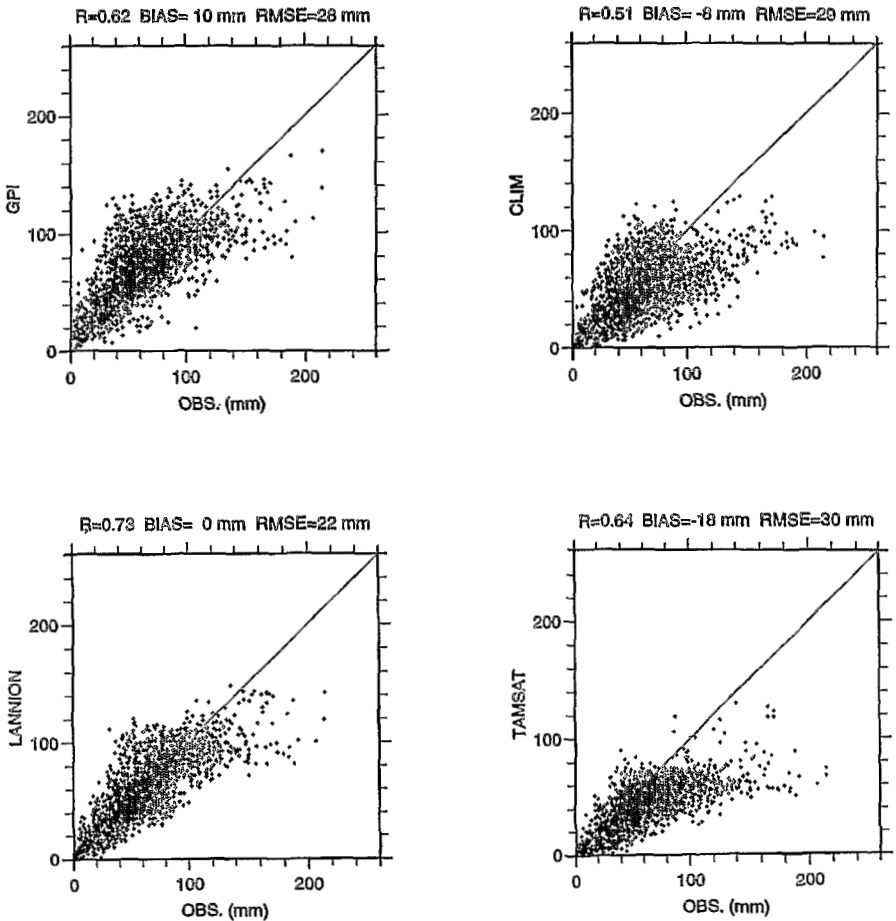


Figure 6 : Valeurs de précipitation estimées par les quatre méthodes (cf. texte) en fonction des observations au sol, tout étant calculé pour des surfaces de 0.5° x 0.5°. Toutes décades et stations confondues.

Ainsi validées sur des surfaces et non sur des valeurs ponctuelles, les estimations de pluie décadaire par satellite semblent relativement bien corrélées avec les observations de surface. Pour l'exemple de l'année 1989, l'estimation LANNION apparaît un peu meilleure que les autres, et les trois méthodes satellitaires semblent meilleures que l'estimation climatologique.

## 4 - CONCLUSION

- Cette étude a permis de mettre expérimentalement en évidence les points suivants :
- les estimations de pluie à partir des images IR des satellites géostationnaires sont représentatives de la pluie sur des surfaces. Pour des estimations sur des périodes de dix jours, prendre les valeurs par pixel ou prendre les valeurs moyennes sur  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  conduit sensiblement au même résultat ;
  - la variabilité des précipitations est très importante à petite échelle spatiale, par conséquent les observations ponctuelles présentent une dispersion importante avec les observations moyennes sur des surfaces de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  ;
  - une part des écarts entre estimations satellitaires et observations pluviométriques est expliquée par la variabilité des précipitations à petite échelle : les estimations donnent de meilleurs résultats quand on les valide à l'aide de données-sol surfaciques ;
  - les écarts entre estimations satellitaires et observations de surface, sur une grille de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , demeurent néanmoins importants.

Cette étude devra être étendue à plusieurs années de données avant de pouvoir apporter des réponses objectives quant à l'intercomparaison des différentes méthodes d'estimation de précipitation par satellite, et à leur supériorité sur une estimation climatologique. On peut néanmoins d'ores et déjà se poser la question suivante : si la méthode LANNION produisait de meilleures estimations que les deux autres méthodes satellitaires, serait-ce parce qu'elle utilise une calibration avec des observations au sol, ou bien serait-ce parce qu'elle tient compte de l'information température maximale apparente ?

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARKIN P. A., 1979 - The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1382-1387.
- BARRETT E.C. and MARTIN D.N., 1981 - *The use of satellite data in rainfall monitoring*. Academic Press, 340 p.
- CADET D. and GUILLOT B., 1991 - EPSAT. *Estimation des précipitations par satellite*. 63 p. [available at: ORSTOM-CMS, BP 147, F-22302 Lannion, France]
- CARN M., LAHUEC J.-P., DAGORNE D. and GUILLOT B., 1989 - Rainfall estimation using TIR METEOSAT imagery over the Western Sahel. 4<sup>th</sup> conf. on satellite meteorology and oceanography, San Diego, CA, *Amer. Meteor. Soc.*, 126-129.

- DUGDALE G., McDOUGALL V.D. and MILFORD J.R., 1990 - Potential and limitations of rainfall estimates for Africa derived from cold cloud statistics. 8<sup>th</sup> METEOSAT scientific users' meeting, Norköpping, Sweden. Eumetsat Publ. EUM P08, 211-220.
- FLITCROFT J.D., MILFORD J.R. and DUGDALE G., 1989 - Relating point to area average rainfall in semiarid West Africa and the implications for rainfall estimates derived from satellite data. *J. Applied Meteor.*, 28, 252-266.
- HUBERT P. et TOMA A., 1993 - Étude préliminaire des cumuls de pluie sahéliens. *Atelier sur l'estimation de la pluie par satellite*, AGRHYMET, Niamey, 2-4 décembre 1993. Publ. AGRHYMET, 175-191.
- JOBARD I. and DESBOIS M., 1992 - Remote sensing of rainfall over tropical Africa using Meteosat infrared imagery: sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote Sensing*, vol. 13, n° 14, 2683-2700.
- LAURENT H. and ARNAUD Y., 1993a - Evaluation of satellite rain estimates over Africa. *International symposium on precipitation and evaporation*, Bratislava, 20-24 September 1993.
- LAURENT H. et ARNAUD Y., 1993b - Évaluation d'estimations de pluie par satellite sur l'Afrique de l'Ouest. *Atelier sur l'estimation de la pluie par satellite*, AGRHYMET, Niamey, 2-4 décembre 1993. Publ. AGRHYMET, 140-146.
- LEBEL T. and LE BARBÉ L., 1995 - Rainfall climatology of the Central Sahel during the years 1950-1990. Soumis à *J. Hydrol.*
- LEBEL T., TAUPIN J.-D. and LE BARBÉ L., 1995 - Space-time fluctuations of rainfall during HAPEX-Sahel. Soumis à *J. Hydrol.*
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPPFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B. and HUBERT P., 1992 - Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment. *Journal of Hydrological Sciences*, 37, 201-215.
- SIMPSON J., ADLER R.F. and NORTH G.R., 1988 - A proposed tropical rainfall measuring mission (TRMM) satellite. *Bull. American Meteor. Soc.*, 68, 278-295.
- THAUVIN V. and LEBEL T., 1991 - EPSAT-Niger: study of rainfall over the Sahel at small time steps using a dense network of recording raingauges. *Hydrological processes*, vol. 5, 251-260.
- TOMA A., 1995 - Calcul des cumuls de pluie sahéliens. *Atelier sur l'estimation de la pluie par satellite*, AGRHYMET, Niamey, 1-3 décembre 1994.
- WILKERSON J.C. (editor), 1988 - Report of the international workshop on the validation of satellite precipitation measurements for the global precipitation climatology project (GPCP). WMO/TD-NO.203- WCRP-1, Geneva.

# ESTIMATION DES PLUIES AU SÉNÉGAL PAR LA MÉTHODE TAMSAT

**A. TOURÉ<sup>1</sup> et ND. N'DIAYE<sup>2</sup>**

(1. Centre de suivi écologique, BP 154, DAKAR, SÉNÉGAL

2. Direction de la Météorologie nationale, DAKAR, SÉNÉGAL

Tél : 221.25.80.66. Fax : 221.25.81.68)

## RÉSUMÉ

Le CSE et la direction de la Météorologie nationale, DMN, ont entrepris depuis la saison des pluies 1989 de tester l'approche TAMSAT pour estimer les pluies par satellite au Sénégal. Les limites du modèle ont été mises en évidence. Toutefois, les niveaux de coefficients de détermination encourageants atteints, suggèrent la prise en compte, dans le modèle, de paramètres physiques supplémentaires pour améliorer les estimations. Parmi ces paramètres on peut citer par exemple les indices d'orages. Dans ce cadre, les données TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) de la NOAA/AVHRR seront exploitées dans une étude ultérieure.

## I - INTRODUCTION

L'importance de connaître les quantités de pluies tombées n'est plus à démontrer au Sahel. En effet, dans la zone soudano-sahélienne, tout déficit d'eau, ressource primaire, a un effet immédiat et potentiellement dangereux sur cette région déjà marginalisée de par sa pluviosité, son agriculture et son élevage (UICN, 1989), Ainsi, face aux péjorations climatiques observées ces dernières années, plusieurs organismes et instituts de recherches sont en train de mener d'intenses expérimentations dans le domaine de la climatologie et plus particulièrement en matière d'estimation des pluies par télé-détection. Dans ce cadre, plusieurs méthodes en cours d'élaboration se fondent sur l'utilisation de diverses données telles que, entre autres, les informations issues des satellites, des radars et aussi des mesures de terrain. Le principal objectif visé étant, bien entendu, d'arriver à estimer de manière opérationnelle, à des pas de temps décadaire, mensuel et annuel, les quantités de pluies tombées.

## II - MÉTHODOLOGIE DE CALIBRATION

### 1 - Les données et les logiciels

#### 1.1 - Les données satellitaires et pluviométriques

De par leurs caractéristiques physiques et orbitales, de même que leurs fréquences de prises de vue quasi permanentes d'une image du disque terrestre complet (2 500 pixels sur 2 500 lignes) toutes les demi-heures dans deux bandes spectrales en plus de l'infra-

rouge thermique, les satellites MÉTÉOSAT constituent un outil de choix pour la collecte d'informations sur les nuages, entre autres. Les satellites MÉTÉOSAT, pour rappel, sont positionnés sur une orbite géostationnaire, à 35 800 km d'altitude (position nominale), au-dessus du méridien de Greenwich et de l'Équateur.

Les 18 à 24 images (en fonction de leur qualité) par jour, acquises permettent de calculer les durées de nuages froids (cold cloud duration ou CCD), principalement composées des cumulo-nimbus, sur l'ensemble du territoire aux échelles décadaire et mensuelle ainsi que pour le cumul de la saison de juin à septembre. Dans le même temps, les données pluviométriques décadaires sont collectées sur 170 postes gérés en majeure partie par la direction de la Météorologie nationale.

L'ensemble de ces informations sont, progressivement depuis 1989, entrées dans une base de données dont les différents champs sont composés des coordonnées géographiques des différents postes dans la projection UTM, des CCD aux seuils de température - 40, - 50, et - 60 °C et enfin des pluies décadaires, de juillet 1989 à septembre 1993.

### 1.2 - Les programmes

Afin de faciliter le traitement des images satellitaires et d'automatiser l'exploitation de la base de données, deux logiciels ont été développés :

- **METECCD** : a été conçu par l'Institut de géographie de Copenhague, avec les conseils du groupe TAMSAT; il fonctionne comme un module du logiciel CHIPS, utilisé pour le traitement des images au CSE. Ce module est utilisé pour le calcul des CCD et leur conversion en estimations pluviométriques sur la base des coefficients déterminés par les analyses statistiques.
- **RAIN**, quant à lui, est un programme qui a été développé au CSE avec CLIPPER, il est utilisé pour l'extraction des informations à partir de la base de données pour les besoins des analyses statistiques sur SYSTAT.

## 2 - Rappel de l'approche TAMSAT

L'approche TAMSAT (Tropical Applications in Meteorology using SATellite data) de l'université de Reading a été largement décrite par DUGDALE *et al.* (1986), Mc DOUGALL *et al.* (1988) et TOURÉ *et al.* (1993).

Celle-ci consiste à estimer les précipitations (mm) sur des aires (fig. 1) climatologiquement homogènes (TOURÉ *et al.*, 1989) à partir des CCD. Pour ce faire, une régression linéaire établie, dans chaque zone et pour les différents seuils de température, entre les données brutes de pluie d'une part et les CCD d'autre part, permet de déterminer les coefficients  $a_1$  et  $a_0$  respectivement pente et ordonnée à l'origine de la ligne de régression. Pour cette analyse les valeurs médianes (ou moyennes) de pluies de chaque classe et les valeurs centrales des classes de CCD correspondantes (FLITCROFT *et al.*, 1986) ont été utilisées en considérant l'ensemble des trois décades de chacun des mois analysés.

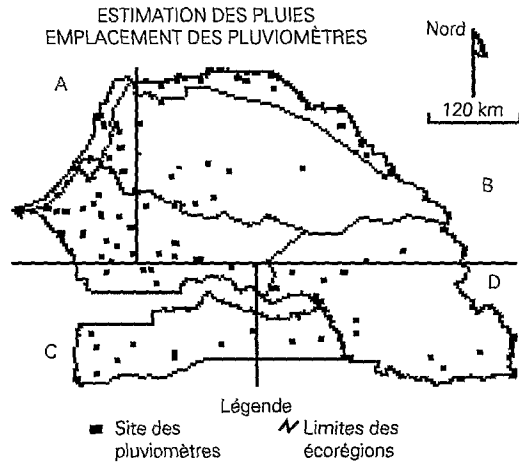
La ligne de régression jugée la meilleure pour chaque zone est alors utilisée pour produire des cartes décadaires, mensuelles et annuelles montrant la répartition de la pluie sur l'ensemble du pays selon la relation suivante :

$$\text{Pluie} = a_1 * \text{CCD} + a_0 \quad \text{pour CCD} > 0 \quad (\text{autrement Pluie} = 0)$$

La même procédure a été, également, appliquée pour l'analyse des totaux mensuels de pluies et de CCD.

C'est dans le souci d'avoir un nombre statistiquement valable d'enregistrements et parvenir éventuellement au développement d'équations de régression stables, qu'il a été utilisé toute la série de données de pluies et de CCD de 1989 à 1992 d'une part et celle de 1989 à 1993 d'autre part.

Figure 1 : Découpage du Sénégal en zones climatologiques homogènes à partir des données pluviométriques 1951-1987 et réseau pluviométrique suivi par la DMN.



### III - LES RÉSULTATS ET LEUR INTERPRÉTATION

#### 1 - Résultats

##### 1.1 - Analyse décadaire

La base de données décrite au chapitre II, a permis de faire des analyses de régression au niveau de chaque zone homogène, entre « médiane » et centre de classe de durée de nuages froids (CCD) correspondant, pour les trois décades de chacun des mois considérés (DUGDALE *et al.*, 1986).

Les données de 1989 à 1992 ont été traitées en premier lieu. L'allure du nuage de points représentant « pluie vs CCD » (dispersion), le coefficient de corrélation de la relation établie ainsi que les résultats de l'analyse de variance de la régression linéaire proposée ont conduit au choix du meilleur seuil de température et en conséquence la meilleure relation « pluie vs CCD » que l'on puisse espérer obtenir.

Le tableau 1 présente les modèles décadaires obtenus sur la base de la série de données de 1989 à 1992. Des différentes ordonnées à l'origine obtenues, seules celles des décades de juillet de la zone A affichent une valeur négative. Le seuil - 50 °C paraît plus fréquent pour les décades d'août et de septembre. Quant à celles de juillet, c'est plutôt celui de - 40 °C qui est prédominant. Les coefficients de corrélation semblent plus élevés dans la zone A durant les décades de juillet et août ; alors qu'en septembre,

Tableau 1 - Régressions à l'échelle décadaire de 1989 à 1992.

Mois	Zone A					Zone B					Zone C					Zone D				
	N	a <sub>1</sub>	a <sub>0</sub>	r	T	N	a <sub>1</sub>	a <sub>0</sub>	r	T	N	a <sub>1</sub>	a <sub>0</sub>	r	T	N	a <sub>1</sub>	a <sub>0</sub>	r	T
Juillet 123	438	2.66	-1.69	0.56	-40	323	2.73	48.6	0.41	-60	216	466	1.69	0.34	-60	298	27.9	1.99	0.48	-40
Août 123	459	2.37	0.80	0.58	-50	374	2.12	6.54	0.52	-50	168	564	1.88	0.34	-60	551	14.8	1.14	0.43	-40
Sept. 123	386	1.54	10.6	0.43	-50	313	1.56	28.4	0.49	-50	134	138	1.82	0.60	-50	134	13.8	1.82	0.60	-50

Tableau 2 - Régressions à l'échelle décadaire de 1989 à 1993.

Mois	Zone A					Zone B					Zone C					Zone D				
	N	a <sub>1</sub>	a <sub>0</sub>	r	T	N	a <sub>1</sub>	a <sub>0</sub>	r	T	N	a <sub>1</sub>	a <sub>0</sub>	r	T	N	a <sub>1</sub>	a <sub>0</sub>	r	T
Juillet 123	624	2.58	-3.07	0.60	-40	573	1.75	10.7	0.45	-50	413	46.7	2.9	0.41	-60	279	44.2	2.07	0.39	-60
Août 123	601	2.32	4.58	0.53	-50	432	2.14	2.15	0.53	-50	391	45.6	1.71	0.45	-40	228	48.3	2.4	0.41	-60
Sept. 123	695	0.99	15.7	0.13	-40	509	1.22	15.6	0.33	-50	409	36.6	1.06	0.14	-40	251	31.0	1.54	0.48	-50

ce sont plutôt les zones C et D qui ont les coefficients les plus élevés. On remarque également que plus l'ordonnée à l'origine est élevée, plus les coefficients de corrélation entre pluviométrie et CCD sont plus petits sauf en zone D, pour les décades de juillet et août. Par contre, les pentes des droites de régression ne semblent pas liées de manière aussi simple, aux coefficients de corrélation correspondants.

L'augmentation des effectifs « pluies décadaires et CCD » par l'inclusion des données de 1993 dans les séries de données considérées a permis d'avoir les résultats rassemblés dans le tableau 2.

Un premier examen des coefficients de corrélation « r » obtenus ne montre pas *a priori* une amélioration des relations déjà obtenues avec les séries de 1989 à 1992. Les coefficients ont même baissé dans 7 cas sur 12.

Une analyse plus approfondie devrait considérer les intervalles de confiance de ces coefficients, voire des pentes des droites de régression et des ordonnées à l'origine.

L'utilisation de l'abaque de FISHER pour apprécier la signification de « r » montre que les coefficients « r » obtenus avec la série 1989-1993 ne sont pas significativement différents de ceux issus de la série 1989-1992 sauf en septembre dans les zones B et C où les « r » ont baissé de manière significative. Les intervalles de confiance des « r » sont respectivement 0,43-0,55 et 0,48-0,71.

La stabilité des seuils de température sélectionnés, également, n'a été observée que dans 6 cas sur 12. De plus, rien ne semble prouver que cette stabilité est définitive.

## 1.2 - Analyse mensuelle

La même analyse faite dans la section 1.1 a été reprise à l'échelle mensuelle. Les résultats présentés dans les tableaux 3 et 4 ont été obtenus à partir des totaux mensuels de pluviométrie et de CCD à différents seuils de température (- 40 °C, - 50 °C, et - 60 °C), issus des données décadaires correspondantes de la base de données.

Le tableau 3 récapitulant les résultats obtenus sur les séries de 89-92 montre que les coefficients de corrélation calculés sont dans l'ensemble assez faibles. Quatre cas font exception : juillet et août, zone A - août zone B - septembre zone D. Nous constatons que les faibles corrélations sont encore liées à des ordonnées à l'origine très élevées.

Le seuil - 40 °C semble caractériser les zones A et C de juillet à septembre et celui de - 50 °C les zones B et D pour cette même période sauf en août pour la zone D avec - 60 °C.

L'incorporation des données de 1993 (tableau 4) n'apporte pas d'amélioration sensible. En effet, les corrélations affichent une augmentation dans 6 cas sur 12. Toutefois, seulement deux cas ont été significativement prouvés par l'abaque :

- septembre, zone A de 0.12 (zone d'indétermination) à 0.22 (avec un intervalle de confiance de 0.09-0.34),
- juillet, zone D de 0.17 (zone d'indétermination) à 0.32 (avec un intervalle de confiance 0.12-0.50).

Les seuils de température persistent, cependant, dans 8 cas sur 12, ce qui laisse entrevoir que la variabilité mensuelle est plus faible que celle de l'échelle décadaire.

D'autre part, l'abaque de FISHER indique une baisse significative des « r » dans 3 cas :

- août, zone A 0,75 à 0,65
- août, zone B 0,84 à 0,71
- août, zone D 0,86 à 0,46.

Tableau 3 - Régressions à l'échelle mensuelle de 1989 à 1992.

Mois	Zone A					Zone B					Zone C					Zone D				
	N	$a_1$	$a_0$	r	T	N	$a_1$	$a_0$	r	T	N	$a_1$	$a_0$	r	T	N	$a_1$	$a_0$	r	T
Juillet	167	1.96	-0.64	0.79	-40	140	1.25	44.16	0.34	-50	95	130.3	1.07	0.38	-40	65	194.0	0.27	0.17	-50
Août	142	1.71	-1.57	0.75	-40	120	2.24	15.02	0.84	-50	93	34.5	2.47	0.50	-40	52	97.3	3.76	0.52	-60
Sept.	170	0.23	87.82	0.12	-40	114	0.81	57.36	0.25	-50	96	106.6	1.06	0.64	-40	63	11.48	2.26	0.86	-50

Tableau 4 - Régressions à l'échelle mensuelle de 1989 à 1993.

Mois	Zone A					Zone B					Zone C					Zone D				
	N	$a_1$	$a_0$	r	T	N	$a_1$	$a_0$	r	T	N	$a_1$	$a_0$	r	T	N	$a_1$	$a_0$	r	T
Juillet	217	1.96	1.47	0.77	-40	183	1.28	43.52	0.38	-50	125	111.57	1.42	0.44	-40	86	173.29	0.64	0.32	-50
Août	192	2.17	19.76	0.65	-50	164	2.03	38.76	0.71	-50	124	2.94	4.15	0.51	-50	72	85.32	4.14	0.64	-60
Sept.	218	0.39	81.25	0.22	-40	155	0.46	69.90	0.21	-40	128	113.66	1.05	0.52	-40	79	115.53	0.95	0.46	-40

## 2 - Interprétation

Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail illustrent assez les limites de l'approche TAMSAT qui symbolisent les méthodes axées sur l'exploitation du canal infrarouge du satellite « géostationnaire MÉTÉOSAT ».

L'ordonnée à l'origine négative des décades de juillet constatée depuis la 1<sup>re</sup> année semble être caractéristique de la zone A. Elle peut s'interpréter par une surestimation systématique de la pluviométrie par les CCD. En effet, la période de juillet correspond à l'installation de l'hivernage au Sahel matérialisée par la reprise des phénomènes convectifs et une augmentation de la nébulosité. Toutefois, l'influence de l'anticyclone des Açores reste notable dans la zone A, à cette période, ce qui limite l'efficacité des systèmes pluviogènes.

Les différences de seuils de température constatées aussi bien dans l'espace que dans le temps témoignent, à cette échelle décadaire, de la grande variabilité spatio-temporelle du climat qui caractérise la zone d'étude et qui a déjà été observée par de nombreux auteurs dont DUGDALE *et al.* (1986).

Les cas de persistance constatés ne sont donc dus qu'au hasard. Par conséquent, les modèles de ce type gagneraient à inclure un module permettant le choix objectif et systématique du seuil de température d'une année à l'autre.

Les coefficients de corrélation obtenus sont dans l'ensemble faibles. En effet, une grande dispersion peut être notée dans les différents nuages de points qui caractérisent les relations établies. Cette dispersion a été en partie interprétée par MILFORD (1988) par la nature localisée des pluies de la zone. D'autre part, la pluviométrie moyenne sur un pixel MÉTÉOSAT ne peut pas être restituée de manière effective par un seul pluviomètre appartenant à ce pixel. Enfin, cette approche ne représente pas correctement, *a priori*, les années à pluviométrie exceptionnelle.

La relation observée entre les ordonnées à l'origine et le niveau de corrélation peut s'expliquer par le fait que d'autres types de nuages plus « chauds » que les seuils considérés donnent également des pluies appréciables, d'où une perte notoire d'informations qui sont filtrées dès le départ.

Toutes les considérations qui précèdent militent en faveur d'une exploitation rationnelle des données d'altitude (TOVS) afin de mieux caractériser au plan météorologique les événements pluvieux observés.

## IV - VALIDATION

Un essai de validation des estimations de pluies a été tenté dès la première année d'application de la méthodologie TAMSAT au Sénégal (TOURÉ *et al.*, 1989). La méthode de passage des données ponctuelles de pluies décadaires et mensuelles à des données correspondantes représentatives du pixel MÉTÉOSAT était celle proposée par FLITCROFT *et al.* (1989). Il s'agissait d'utiliser la relation :

$$\hat{a} = \lambda_1 p(x,y) + \lambda_2 P_{\text{moy}} \quad (1)$$

avec  $\hat{a}$  = pluie régionalisée à la taille du pixel MÉTÉOSAT,

$p(x,y)$  = pluie ponctuelle de la station (de coordonnées  $x ; y$ ),

$P_{\text{moy}}$  = moyenne pluviométrique de la station par jour pluvieux (obtenue à partir des données historiques),

$\lambda_1$  et  $\lambda_2$  coefficients liés par la relation  $\lambda_1 + \lambda_2 = 1$ .

La validation consistait à faire une analyse de régression pour établir des relations de la forme

$$P_{\text{est}} = u + vP_{\text{rég}}$$

et tester par analyse de variance, l'égalité des moyennes pluviométriques à partir des échantillons « satellitaires » et « régionalisés » obtenus.

Les résultats sont repris dans les tableaux 5, 6 et 7 qui montrent que la pluie estimée par satellite est significativement différente de la pluie régionalisée dans six cas sur douze en juillet, cinq cas sur douze en août et sept cas sur douze en septembre.

Ainsi le modèle présentait déjà des faiblesses pour restituer l'information dans les zones à forte pluviométrie (C et D). Et l'on s'est posé la question de savoir si le type de modèle proposé par TAMSAT n'est valable que dans la zone sahélienne « type » (pluviométrie < 500 mm) et pour les années à pluviométrie moyenne ? Ou si les limites constatées n'étaient dues qu'à la faiblesse du jeu de données disponibles (un an de données pluviométriques et satellitaires).

La considération de la deuxième hypothèse a conduit à l'utilisation des séries de données (décadaires, mensuelles et saisonnières) de 1989 à 1992 afin de déterminer les nouveaux coefficients  $a_0$  et  $a_1$  du modèle et d'estimer la pluviométrie de 1993 sur cette base.

## 1 - Méthodologie

La validation consiste dans un premier temps à spatialiser les données pluviométriques observées en 1993 et ensuite procéder à une comparaison des cartes ainsi obtenues à celles estimées par imageries satellitaires.

### 1.1 - Spatialisation des données observées

Le fichier de base est le fichier ASCII comportant les 170 stations pluviométriques sélectionnées ainsi que leurs coordonnées géographiques (latitude, longitude) et leurs pluviométries décadaires, mensuelles et saisonnières de juillet à septembre 1993.

Sous SURFER chaque colonne de données (décade, mois, saison) permet de générer une structure raster par krigeage et d'obtenir en sortie un fichier de données (extension GRD) avec des pixels de 5 km de côté (résolution MÉTÉOSAT). Un utilitaire GRD2IDR.EXE permet de passer du format GRID au format image (extension img) de IDRISI.

Ainsi ont été obtenues neuf images décadaires, trois images mensuelles et une image saisonnière de juillet à septembre 1993. Il faut préciser que la carte saisonnière a été, quant à elle, obtenue par sommation des trois cartes mensuelles.

### 1.2 - Validation des pluies estimées par satellite

Les relations établies précédemment ont conduit, à travers le logiciel CHIPS, à l'élaboration des 13 images de pluviométrie estimée par satellite. Celles-ci ont été par la suite converties en format IDRISI avec la même projection géométrique que les cartes issues des données régionalisées permettant ainsi de disposer de 13 paires d'images à comparer.

Tableau 5 - Juillet 1989. Régressions entre pluies estimées et pluies régionalisées (dixième de mm).

Décade	Zone	u	v	r	r <sup>2</sup>	F	Prob. (%)
Déc 1	A	331	- 0.13	0.167	0.028	1.29	26.19
Déc 2	B	934	- 0.20	0.154	0.024	0.89	35.30
Déc 3	C	63	1.26	0.929	0.863	82.00	0.00
Déc 1	D	428	0.35	0.600	0.360	8.45	1.05
Déc 2	A	636	0.17	0.399	0.159	8.13	0.66
Déc 3	B	471	0.10	0.242	0.059	2.30	13.38
Déc 1	C	832	0.01	0.027	0.001	0.01	91.73
Déc 1	D	423	0.41	0.660	0.436	11.59	0.39
Déc 2	A	1 576	0.16	0.227	0.052	2.56	11.21
Déc 3	B	124	0.40	0.544	0.296	15.55	0.04
Déc 2.	C	157	0.85	0.876	0.767	45.98	0.00
Déc 3	D	543	0.318	0.422	0.178	3.25	8.83

Tableau 6 - Août 1989.

Décade	Zone	u	v	r	r <sup>2</sup>	F	Prob. (%)
Déc 1	A	426	0.04	0.326	0.106	5.59	2.12
Déc 2	B	254	0.16	0.231	0.053	1.97	16.61
Déc 3	C	560	0.02	0.145	0.021	0.32	58.58
Déc 1	D	491	0.24	0.764	0.583	13.98	0.39
Déc 2	A	951	- 0.04	0.185	0.034	1.67	19.93
Déc 3	B	1 116	- 0.04	0.088	0.008	0.29	59.70
Déc 1	C	1 053	0.05	0.471	0.222	3.42	8.65
Déc 1	D	914	- 0.02	0.265	0.070	0.75	40.95
Déc 2	A	415	0.98	0.732	0.535	47.23	0.00
Déc 3	B	840	0.12	0.271	0.073	2.53	11.77
Déc 2	C	953	0.12	0.497	0.247	7.20	1.31
Déc 3	D	451	0.53	0.779	0.608	15.43	0.29

Tableau 7 - Septembre 1989.

Décade	Zone	u	v	r	r <sup>2</sup>	F	Prob. (%)
Déc 1	A	235	0.13	0.34	0.12	5.70	2.04
Déc 2	B	249	- 0.06	0.29	0.08	3.01	8.85
Déc 3	C	197	0.22	0.69	0.48	21.03	0.02
Déc 1	D	553	0.18	0.54	0.29	5.35	3.62
Déc 2	A	120	0.11	0.40	0.16	7.95	0.72
Déc 3	B	138	0.05	0.25	0.06	2.24	14.00
Déc 1	C	219	0.32	0.55	0.30	10.46	0.36
Déc 1	D	754	0.20	0.56	0.31	6.43	2.28
Déc 2	A	93	0.71	0.64	0.41	30.72	0.00
Déc 3	B	121	0.08	0.18	0.03	1.07	30.98
Déc 2	C	477	0.19	0.37	0.14	3.31	8.00
Déc 3	D	462	0.03	0.04	0.002	0.02	87.52

r<sup>2</sup> : coefficient de détermination du modèle - F : résultat du test d'analyse de variance - u et v : constantes issues de la régression entre la pluie estimée et la pluie régionalisée, v étant la pente de la droite de régression.

La démarche consiste à faire une analyse de régression entre deux images correspondantes (estimée et régionalisée) avec l'hypothèse que les pixels de chacune des « images » sont indépendants (absence d'auto-corrélation). Il est, ainsi, obtenu pour chaque paire d'images la relation :

$$P_{\text{reg}} = a P_{\text{est}} + b \quad (2)$$

avec  $P_{\text{est}}$  la valeur du pixel estimée par satellite,

$P_{\text{reg}}$  la valeur correspondante du pixel régionalisée à partir des données ponctuelles observées,

a et b sont respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression.

L'égalité parfaite entre deux cartes donnerait une pente non différente de l'unité et une ordonnée à l'origine égale à zéro.

## 2 - Résultats

Les résultats de cette analyse sont illustrés dans les tableaux 8 et 9. On peut y trouver, outre les paramètres de régression a et b, selon la relation (2), le coefficient de corrélation entre les deux variables  $P_{\text{reg}}$  et  $P_{\text{est}}$ . Le résultat t du test montre que toutes les pentes obtenues à différentes échelles (décadaire, mensuelle et saisonnière) sont significativement différentes de 1 au seuil de 5 %. L'erreur standard de ces pentes, le coefficient de détermination de la régression exprimé en pourcentage ainsi que l'appréciation sur la validité de l'estimation figurent également sur ces tableaux.

## 3 - Interprétation

Ainsi toutes les pentes obtenues sont significativement différentes de 1. Autrement dit, il existe une différence réelle entre chaque couple d'images considérées et que l'information satellitaire « pluie estimée » ne restitue pas encore la pluie réellement reçue.

Ce résultat peut être dû à plusieurs causes :

- d'abord notre hypothèse d'indépendance entre pixels peut ne pas être valide, compte tenu de la nature essentiellement mobile des systèmes pluvio-gènes (lignes de grains) de la zone (CHADWICK *et al.*, 1989),
- le modèle ne prend pas en considération la contribution des nuages moyens à caractère orageux du type altocumulus qui peut être appréciable ; ce qui tend à sous-estimer la pluviométrie réellement enregistrée,
- comme l'a fait remarquer d'ailleurs AUSTIN (1987), l'exploitation exclusive de l'imagerie infrarouge ne permet pas d'éliminer les cirrus dans la détermination des CCD,
- de manière générale, la validation des estimations de pluies par satellite se heurte à l'absence d'un référentiel fiable de validation. Concernant la présente étude, l'exercice d'interpolation des pluies ponctuelles devrait considérer une zone plus large que celle retenue jusqu'ici. En d'autres termes, il s'agit d'intégrer les données des pays environnants, pour une interpolation plus correcte. En outre, l'actuelle zone d'étude déborde à l'ouest sur l'océan Atlantique où l'on ne dispose pas de mesures pluviométriques. L'application d'un masque éliminant la partie océanique devrait être utilisée avant de procéder à l'analyse de régression.

Tableau 8 - Résultats statistiques de la validation des pluies décadaires estimées (en mm).

Pas de temps	a	b	r	t	s.e. (pente)	R <sup>2</sup> (%)	Validité
Déc 1 juillet	0.30	12.17	0.78	159.97	0.0019	60	oui
Déc 2 juillet	0.28	20.21	0.43	62.56	0.0045	18.77	non
Déc 3 juillet	0.15	32.40	0.51	76.51	0.0020	26.68	oui
Déc 1 août	0.60	15.07	0.68	121.29	0.0049	46.48	oui
Déc 2 août	0.44	15.11	0.65	111.91	0.0039	42.51	oui
Déc 3 août	0.39	21.67	0.74	143.06	0.0027	54.72	oui
Déc 1 sept.	0.15	31.72	0.37	51.62	0.0029	13.59	non
Déc 2 sept.	0.16	39.63	0.28	37.68	0.0043	7.74	non
Déc 3 sept.	0.15	25.92	0.22	29.69	0.0051	4.95	non

Tableau 9 - Résultats statistiques de la validation des pluies mensuelles et saisonnières estimées (en mm).

Pas de temps	a	b	r	t	s.e. (pente)	R <sup>2</sup> %	Validité
Mois de juillet	0.27	52.76	0.64	109.81	0.0025	41.59	oui
Mois d'août	0.59	27.13	0.76	153.74	0.0038	58.25	oui
Mois de sept.	0.15	90.13	0.32	44.58	0.0044	10.50	non
Cumul juil-sept.	0.40	145.85	0.71	131.67	0.0031	59.59	oui

a : pente de la droite de régression - b : ordonnée à l'origine de la droite de régression - r : coefficient de corrélation - t : valeur de t (student) observée par la régression - s.e. (pente) : erreur standard sur la pente - R<sup>2</sup> (%) : coefficient de détermination.

Malgré les limitations évoquées plus haut, les coefficients de détermination symbolisant les pourcentages de variance expliquée par les régressions sont dans l'ensemble non négligeables aussi bien pour les décades que les mois et la saison.

Ainsi, il a été sélectionné les cas où les R<sup>2</sup> sont supérieurs à 25 % non comme étant des cas où la validité est prouvée mais plutôt comme ceux pour lesquels les CCD, aux seuils choisis, font partie des estimateurs significatifs de la pluie reçue au sol.

Des estimateurs complémentaires restent donc à identifier. Il est envisagé, dans ce sens, d'exploiter ultérieurement les données TOVS de sondage verticale de l'atmosphère.

## V - CONCLUSION

Les tentatives d'estimation de pluies par télédétection se heurtent encore à des contraintes liées à l'incapacité des satellites à rendre compte des processus microphysiques des nuages observés.

L'approche TAMSAT a le mérite d'être simple et indépendante des données courantes de pluviométrie collectées sur le terrain. Toutefois, son application à l'échelle restreinte du Sénégal présente des difficultés d'ordre conceptuel. En effet, l'analyse

basée sur cinq années de données de pluies et de CCD a montré que ces seules CCD ne restituent souvent pas toute l'information pluviométrique recherchée. D'autre part, les paramètres de régression ainsi que les seuils de température n'ont pas affiché une stabilité constante. L'augmentation des effectifs de pluies et de CCD n'améliore pas, dans l'ensemble les relations proposées.

Ces résultats nous conduisent à considérer que la forte variabilité interannuelle du climat, quoique atténuée à l'échelle mensuelle, suggère, la définition d'une typologie d'hivernage plutôt que de faire référence à une situation « moyenne » induisant une surestimation ou une sous-estimation des pluies de l'hivernage en cours. En d'autres termes, les tendances de l'hivernage en cours devraient permettre de l'identifier à court terme (échelles décadaire, mensuelle) à un hivernage passé dont il emprunterait les différentes caractéristiques pour établir les paramètres de régression appropriés.

L'absence d'un référentiel fiable de validation limite encore de manière générale la portée des modèles d'estimation des pluies par satellites. Cependant, un compromis devrait être trouvé en tenant compte des objectifs d'estimation des pluies et des échelles spatiales et temporelles impliquées. La prise en compte en plus des CCD d'autres estimateurs physiques issus de données TOVS par exemple, devrait sensiblement améliorer, à des pas de temps décennaux et mensuels, l'information pluviométrique satellitaire à l'échelle du Sénégal.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AUSTIN G., 1988 - The role of models in techniques for the estimation of rainfall from Satellites. In *Report of the International workshop on Satellite Techniques for estimating precipitation*. December 6-8, Washington D.C.
- CHADWICK A.F., DUGDALE G., TRAORÉ A.F. and MILFORD J.R., 1989 - Operational rainfall mapping over the Sahel ODA/FAO/EEC.
- DUGDALE G., FLITCROFT I.D. and MCDUGALL V.D., 1986 - The calibration and interpretation of METEOSAT based estimates of Sahelian rainfall. Eumetsat; Proc. 6<sup>th</sup> METEOSAT Users Meeting, Amsterdam, Nov. 1986.
- FLITCROFT I.D., MCDUGALL V.D., MILFORD J.R. and DUGDALE G., 1986 - The calibration and interpretation of METEOSAT based estimates of Sahelian rainfall. Proc. 6<sup>th</sup> METEOSAT Sci. Users Meeting, Amsterdam, Nov. 1986.
- MCDUGALL V.D., SAUMBY M., DUGDALE G. and MILFORD J.R., 1988 - *Relationship between rainfall and cloud top temperature in Tropical Africa seasonal and regional effects*. Department of Meteorology, University of Reading, U.K.
- MILFORD J.R., 1988 - Potential and limit of rainfall estimates using cold cloud statistics. In *Report of the International workshop on Satellite Techniques for estimating precipitation*. December 6-8, Washington D.C.
- TOURÉ A., N'DIAYE N.D. et THIAO W., 1989 - *Estimation de la pluviométrie au Sénégal par MÉTÉOSAT*. Publications CSE/DMN.
- UICN, 1989 - *La pluviométrie dans le Sahel*. Dossier IIED n° 10 du Programme des Réseaux des Zones Arides, 13 pages.

# MÉTHODOLOGIE POUR DÉTERMINER LES ZONES À RISQUE POUR LES CULTURES CÉRÉALIÈRES PLUVIALES AU SAHEL

**M. MARTINI**

*(Centre régional AGRHYMET - BP 11011 - NIAMEY NIGER)*

## RÉSUMÉ

L'alimentation des populations du Sahel dépend en grande partie de la production agricole, qui est basée sur les céréales pluviales : mil, sorgho et maïs. L'utilisation d'entrants dans la région sahélienne est très limitée et la variabilité d'une année à l'autre et d'une zone à l'autre est déterminée par la distribution spatiale et temporelle des pluies. La méthodologie présentée vise à la détermination des « zones à risque » pour les céréales pluviales en utilisant les champs pluviométriques estimés à partir des images MÉTÉOSAT, l'indice de végétation fourni par les images NOAA et des analyses agroclimatiques de la région sahélienne.

## INTRODUCTION

La situation alimentaire de l'Afrique sub-saharienne est conditionnée par la disponibilité en produits alimentaires (qui dépend de la production agricole, des stocks de réserve et des importations), et leur accessibilité pour la population ; l'accessibilité est elle-même dépendante de la régularité de l'approvisionnement des marchés en produits alimentaires et des revenus de la population.

Le facteur qui détermine le plus la disponibilité en produits alimentaires est la production agricole, qui, au Sahel, est axée sur les cultures céréalières pluviales et est destinée surtout à l'autoconsommation. Les zones à risque alimentaire sont donc d'abord les zones où la production céréalière est déficitaire.

L'objectif de la méthodologie proposée est la détermination précoce des zones où l'évolution de la saison des pluies présente des anomalies dans la distribution spatiale et/ou temporelle des précipitations et laisse présager un déficit de la production agricole.

## LE FACTEUR HYDRIQUE ET LES PRODUCTIONS AGRICOLES AU SAHEL

Dans la région sahélienne, l'activité principale est l'agriculture pluviale destinée à l'autoconsommation et caractérisée par une utilisation très limitée des intrants tels que les engrais, les produits phytosanitaires, l'irrigation. Dans un tel contexte, le facteur hydrique détermine 70 à 90 % de la variation de la production agricole d'une année à l'autre et d'une région à l'autre.

Les précipitations de la région sahélienne sont caractérisées par une forte variabilité dans leur répartition spatiale et temporelle. Il en résulte que même pour les années où l'évolution de la saison des pluies est favorable aux cultures, il peut y avoir des zones plus ou moins vastes affectées par des sécheresses graves pour les cultures.

Il est évident que d'autres facteurs que la sécheresse qui sont liés à l'évolution de la saison des pluies ont une influence considérable sur les résultats de la campagne agricole. Par exemple, certaines météores particulièrement violentes peuvent endommager les cultures, ou une distribution temporelle des précipitations peut être favorable au développement de certains ennemis des cultures. Les facteurs sont difficiles à prendre en compte et cette étude est limitée à la seule mise au point d'une méthodologie pour la localisation des zones touchées par des sécheresses graves pour les cultures céréalières pluviales.

## **DÉTERMINATION DES ZONES À RISQUE POUR LES CULTURES CÉRÉALIÈRES PLUVIALES**

L'objectif de la méthodologie est de fournir un repérage précoce des zones où la production céréalière alimentaire risque d'être fortement déficitaire.

**Quand ?** Début août.

**À qui ?** a) aux systèmes d'alerte précoce nationaux, qui sont préposés à la détermination des lieux et du volume de l'aide alimentaire d'urgence à distribuer à la population concernée,

b) aux responsables de la sécurité alimentaire du CILSS,

c) aux bailleurs de fonds.

**Pourquoi ?** Pour qu'ils puissent respectivement

a) planifier les enquêtes sur le terrain pour vérifier la situation alimentaire des populations,

b) accomplir leur rôle d'interface entre les pays du CILSS et les bailleurs de fonds de l'aide alimentaire,

c) programmer très tôt l'aide alimentaire.

**Comment ?** En déterminant les zones où la sécheresse peut affecter d'une façon grave les cultures.

**Avec quelles données ?**

En utilisant les estimations des précipitations à partir des images MÉTÉOSAT, l'indice de végétation dérivé des images NOAA-HRPT et les analyses agroclimatiques de la région sahélienne faites par ICRISAT.

L'approche est axée sur les hypothèses suivantes :

- la période immédiatement après le semis des céréales pluviales est une phase très critique, et un déficit hydrique grave et prolongé à ce moment-là peut causer l'échec des semis,

- si la durée de la saison favorable aux cultures, c'est-à-dire la saison des pluies suivie de la période pendant laquelle les plantes peuvent exploiter les réserves hydriques du sol, ne permet pas de satisfaire les exigences phénologiques des plantes, il n'y aura pas de production finale.

***Qu'entend-on par « zone à risque » pour les céréales pluviales dans cette étude ?***

Une zone à risque est une zone où les cultures se sont installées en retard, à cause soit d'un début tardif de la saison des pluies, soit d'un échec des premiers semis, si bien qu'il ne reste pas assez de temps pour que les cultures puissent accomplir leur cycle complet.

La méthode se compose de trois étapes :

- la détermination pour chaque zone de la date de semis des céréales pluviales,
- la localisation des zones où la saison a commencé en retard et où il ne reste pas assez de temps avant la fin de la saison favorable aux cultures pour qu'elles puissent atteindre le stade de production,
- la localisation des zones où les premiers semis ont échoué et où il ne reste pas assez de temps avant la fin de la saison pour que les cultures ressemées puissent arriver à production.

Chaque étape est décrite à travers un exemple reposant sur l'analyse de la campagne agricole 1993 au Niger.

***Comment détermine-t-on la décade favorable au semis des céréales pluviales ?***

Le semis des cultures vivrières sahéliennes et en particulier du mil qui est la céréale la plus diffusée dans la bande soudano-sahélienne, est effectué selon deux techniques : « en humide », quand les paysans sèment après une pluie jugée suffisante pour le développement des plantes, ou « en sec », quand les grains sont semés avant le début des pluies.

Le choix d'une technique ou de l'autre dépend de l'appréciation de la situation par le paysan en fonction du retard dans l'installation de la saison des pluies, de la disponibilité en manœuvre pour le semis, de l'extension de la superficie à cultiver, de ses propres stratégies par rapport au risque climatique, etc.

Pour les semis en « humide » il faut au moins 15-20 mm de pluie pour que les paysans décident de semer au Niger. On a établi, comme hypothèse de travail, que la décade de semis est celle qui reçoit au moins 20 mm de pluie.

Pour ce qui concerne les semis « en sec », les grains germent si le sol est humecté jusqu'à la profondeur à laquelle le grain a été enfoui ; la couche de sol humecté après une pluie dépend du type de sol et de la quantité de pluie tombée. Pour les sols sablonneux qui sont très communs dans la région sahélienne, cette quantité peut être inférieure à 20 mm. Il faut donc savoir où et à partir de quelle date les paysans sèment « à sec » pour pouvoir définir le seuil de pluie à associer à la décade de semis dans chaque région. Dans le cas de cette étude, l'on a utilisé le seuil de 15 mm au Niger à partir de la deuxième décade de juin.

Les critères peuvent être modifiés en fonction des types de sols, des cultures et des systèmes culturels des régions où la méthodologie doit être appliquée.

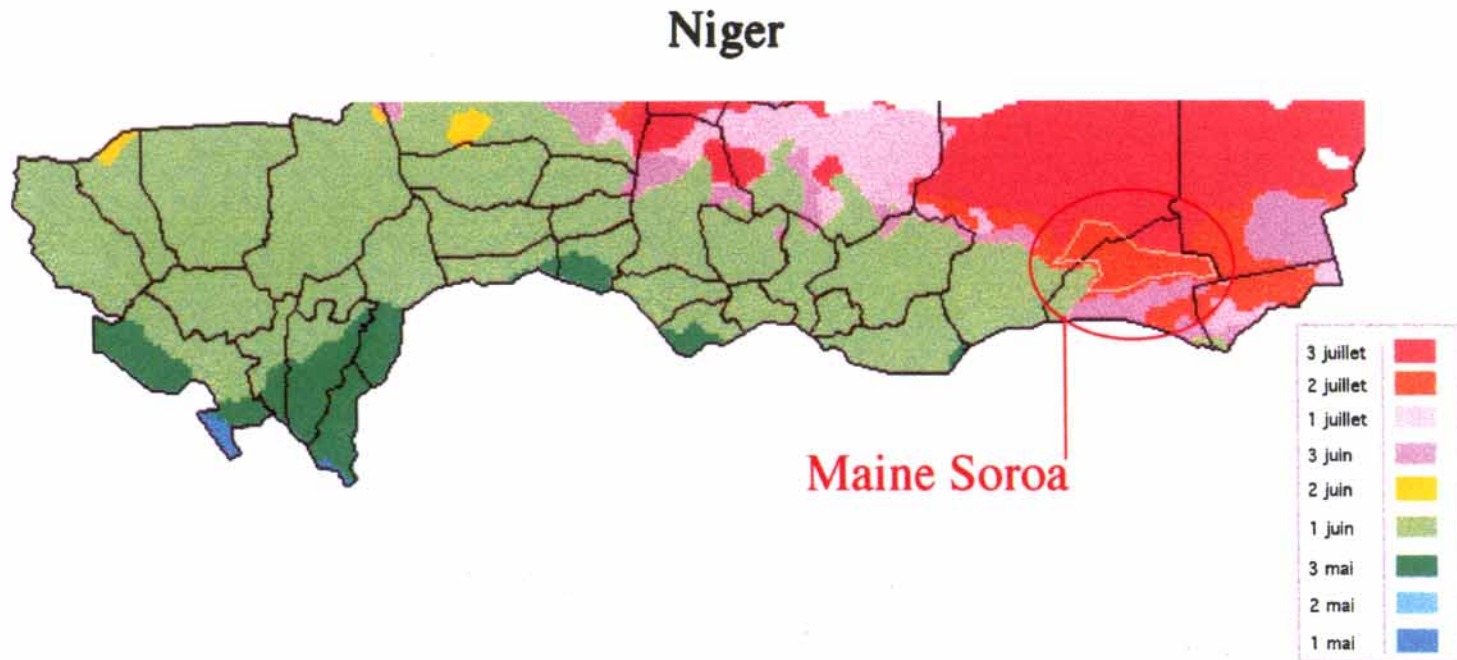


Figure 1 : Carte des dates de semis de la région cultivée du Niger en 1993 : chaque couleur correspond à une date de semis sur la zone.

L'échelle temporelle utilisée est la décade car les images d'estimation des pluies et de l'indice de végétation sont produites à AGRHYMET avec une périodicité décadaire. La figure 1 représente la partie cultivée du Niger découpée en zones qui ont été ensemencées à la même décade.

***Comment détermine-t-on les zones où la saison a commencé avec un retard tel que les cultures ne peuvent arriver à production ?***

On compare pour chaque zone la date de semis actuelle (qui est le jour médian de la décade de semis déterminée à l'étape précédente) avec la date normale du début de la saison favorable aux cultures, telle qu'elle a été déterminée dans les analyses agro-climatiques de la région sahélienne faites par ICRISAT.

Là où l'on met en évidence un retard très important par rapport à la normale, on vérifie combien de temps il reste jusqu'à la date normale de fin de la saison favorable aux cultures, qui a également été déterminée par ICRISAT.

Les zones où l'on prévoit une période trop brève par rapport aux exigences phénologiques des cultures (pour le mil, on a adopté la période minimale de 70 jours) sont classées comme des « zones à risque ».

Dans la figure 1, on a mis en évidence une zone dans l'arrondissement de Maine Soroa dans laquelle la saison a commencé en retard en 1993. La date normale du début de la saison, comme l'on peut voir dans le tableau 1, est le 11 juillet, alors qu'en 1993, la saison a débuté le 15 juillet (c'est-à-dire dans la deuxième décade de juillet). Il s'agit d'une zone où même en conditions normales, la saison favorable aux cultures est trop brève pour que les céréales puissent arriver à production, mais elle peut servir quand même comme exemple pour la méthodologie adoptée.

Pour vérifier si la décade indiquée comme la décade de semis correspond effectivement au début de la saison de croissance des cultures, on compare la courbe des précipitations décadaires moyennes de la zone de Maine Soroa, en figure 2, avec la courbe de l'indice de végétation, en figure 3. On remarque que le début de la croissance de la végétation commence bien à partir de la deuxième décade de juillet.

Le début tardif de la saison n'est pas une condition suffisante pour déclarer une zone comme une zone « à risque », il faut aussi que la production finale soit compromise. On estime donc la durée de la période qui reste avant la fin de la saison favorable aux cultures, en calculant le nombre de jours entre la date du début réel de la saison et

Tableau 1 - Estimation de la durée de la période favorable aux cultures en 1993 dans la zone-test de Maine Soroa : du 15 juillet, date du début, au 4 septembre, date de la fin normale de la saison, il y a 51 jours qui sont insuffisants pour satisfaire les exigences du mil.

Début normal de la saison	11 juillet
Début de la saison en 1993	15 juillet
Fin normale de la saison	4 septembre
Durée de la période favorable aux cultures en 1993	51 jours

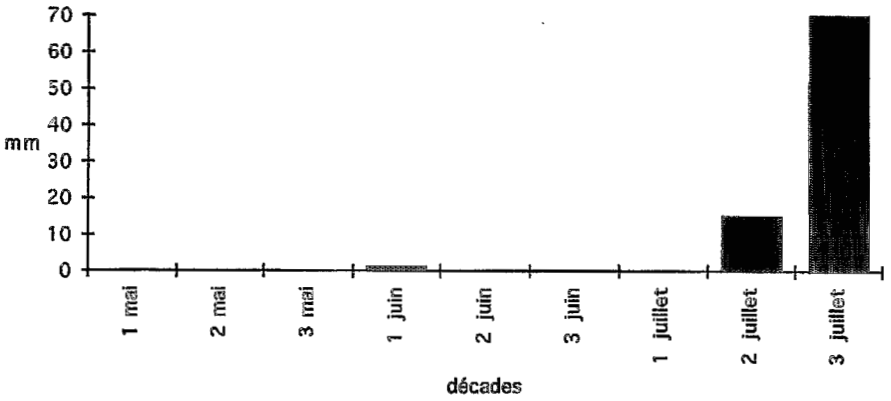


Figure 2 : Précipitations décadaires moyennes de la zone-test de Maine Soroa en 1993.

la date normale de la fin de la saison, et on le compare avec les exigences phénologiques des céréales pluviales pour ce qui concerne la durée minimale du cycle : 70 jours pour le mil.

Comme la durée estimée de la saison favorable aux cultures est de 51 jours en 1993 pour la zone-test de Maine Soroa, cette zone a été déclarée comme une « zone à risque ».

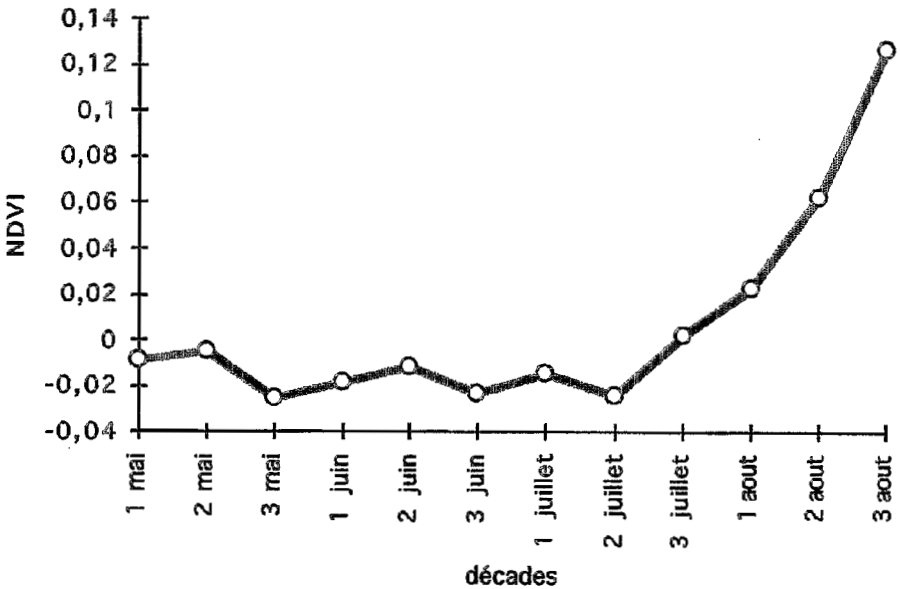


Figure 3 : Indice de végétation moyen de la zone-test de Maine Soroa en 1993.

***Comment détermine-t-on les zones où les premiers semis ont échoué et où il ne reste pas assez de temps avant la fin de la saison pour que les céréales pluviales puissent arriver au stade de production ?***

La période qui suit le semis est une phase critique pour les plantes : si leurs exigences hydriques ne sont pas satisfaites d'une façon adéquate, elles peuvent mourir. Pour estimer les besoins des cultures dans cette phase, on a procédé de la façon suivante :

- l'évapotranspiration potentielle (ETP) dans la période mai-juin varie entre 60 et 70 mm par décade dans la région ;
- les consommations hydriques des plantes en situation de disponibilité en eau optimale (ou évapotranspiration maximale ETM), dans la phase de la levée, sont 35 % de l'ETP, c'est-à-dire entre 21 et 25 mm par décade ;
- les besoins minima pour assurer la survie des plantes pendant la levée correspondent à 50 % de l'ETM, c'est-à-dire entre 10 et 12 mm par décade ;
- deux décades consécutives avec une disponibilité hydrique insuffisante pour garantir la survie des plantes pendant la phase de la levée sont une condition nécessaire et suffisante pour la mort des plantes.

Donc les zones où les semis ont échoué sont celles où le total des précipitations des deux décades qui suivent le semis est inférieur à 20 mm.

L'échec des premiers semis sur certaines zones ne suffit pas pour affirmer que ces zones sont « à risque », car les paysans du Sahel ont l'habitude de ressemer les champs où les semis ont échoué et il est encore possible que les cultures ressemées atteignent le stade de production. Il est donc nécessaire de vérifier s'il y a assez de temps avant la fin de la saison pour que les cultures ressemées accomplissent leur cycle.

Pour expliquer la méthodologie on a choisi trois zones-test où on a estimé que les premiers semis avaient échoué (figure 4). Pour vérifier cette hypothèse, on a analysé l'évolution des précipitations décadaires (figure 5) et de l'indice de végétation en valeurs moyennes sur les trois zones (figure 6).

L'évolution des précipitations indique que les premiers semis ont eu lieu à la première décade de juin. Il y a eu une phase de sécheresse pendant la deuxième et la troisième décades de juin, qui permet d'affirmer que les semis ont échoué, et ensuite une augmentation significative des précipitations à partir de la première décade de juillet, qui a permis les ressemis. L'évolution de l'indice de végétation confirme qu'il y a eu une croissance initiale de la végétation à la suite des précipitation de fin mai-début juin, une baisse successive en correspondance avec la période de sécheresse, et une reprise définitive à la suite des précipitations du début juillet. Les résultats de cette analyse montrent que le vrai début de la saison favorable aux cultures dans ces zones a eu lieu dans la première décade de juillet.

Pour vérifier si les cultures ressemées ont la possibilité d'arriver à production, on estime la durée de la période entre la date du ressemis et la date normale de la fin de la saison favorable aux cultures, comme on peut voir dans le tableau 2. La durée estimée de la période favorable pour les cultures dans les zones-test en 1993 varie entre 67 et 70 jours, durée proche de la durée minimale du cycle pour le mil. On ne peut donc pas retenir ces zones comme zones « à risque », elles sont seulement « vulnérables », et l'issue favorable ou non de la campagne agricole dépend de la date effective de la fin

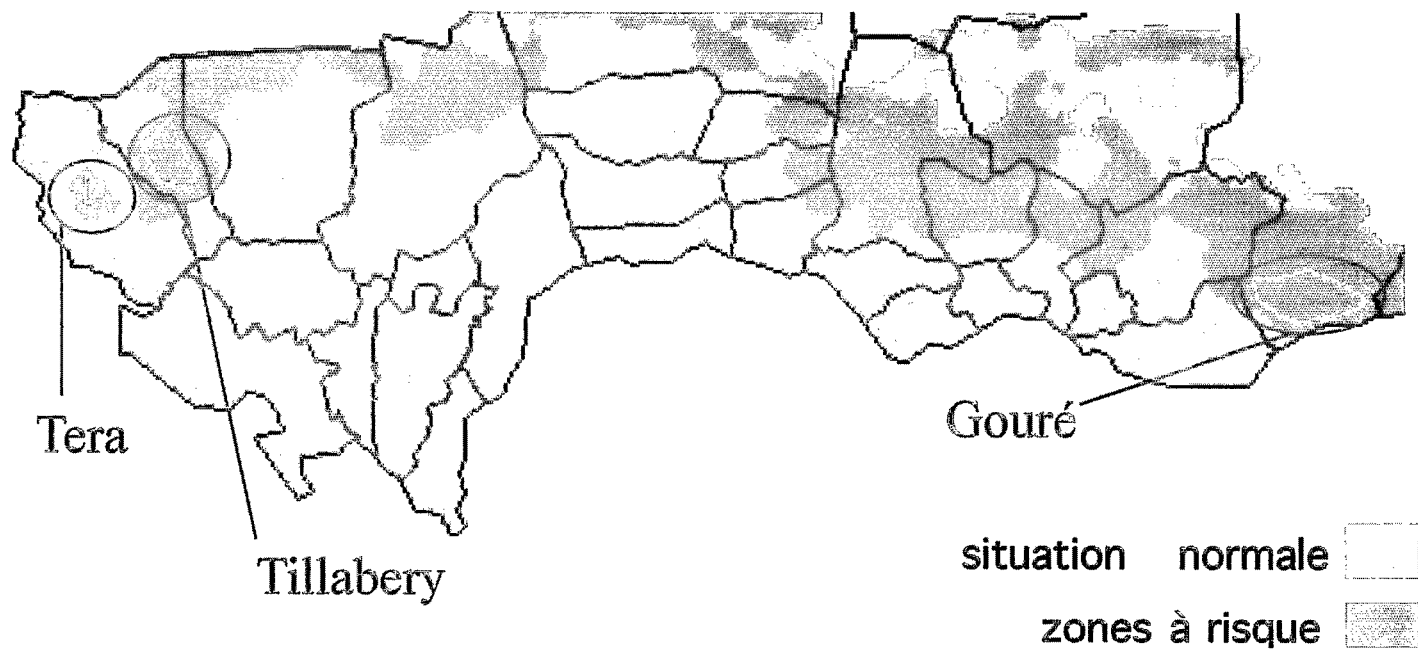


Figure 4 (en gris foncé les zones où les premiers semis ont échoué en 1993).

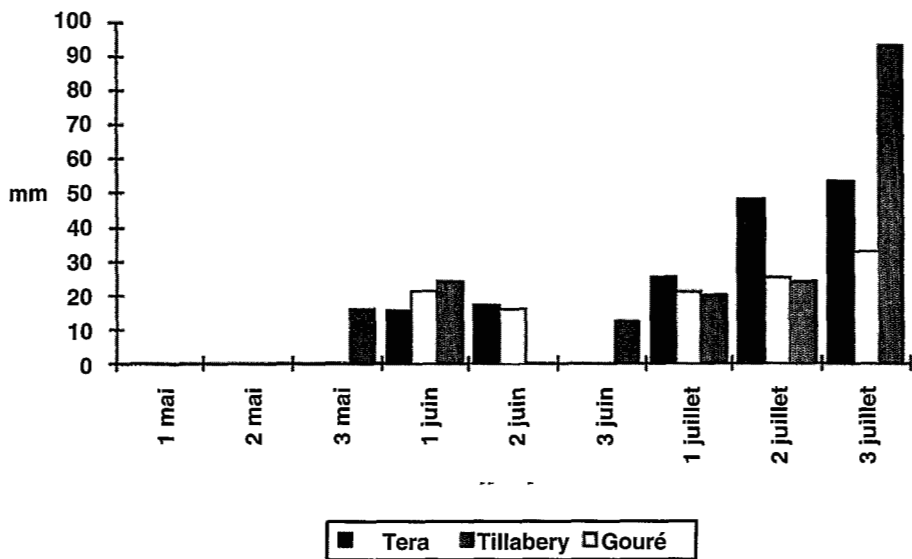


Figure 5 : Évolution des précipitations décadaires moyennes sur les trois zones-test en 1993. On remarque les premières pluies de fin mai - début juin, la période de sécheresse des deuxième et troisième décades de juin et la reprise des pluies à partir de la première décade de juillet.

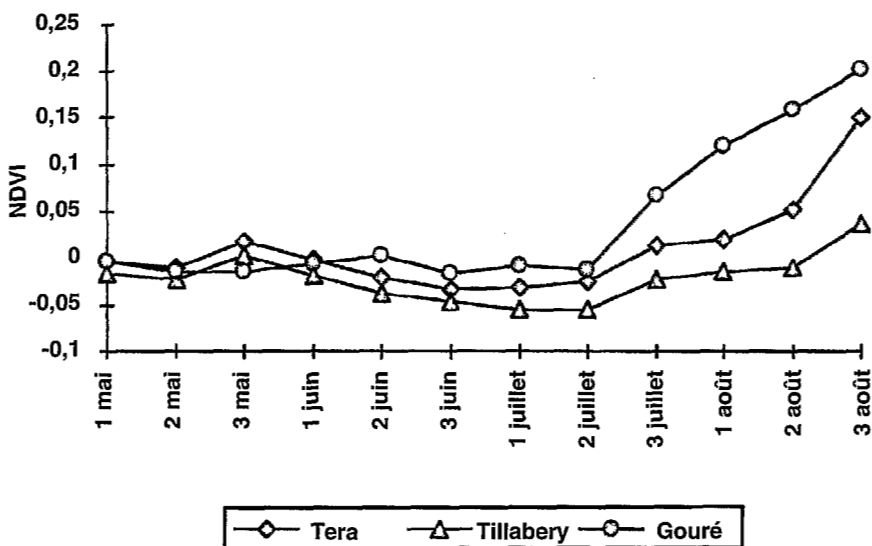


Figure 6 : Évolution de l'indice de végétation moyen des trois zones-test en 1993. L'évolution de l'indice de végétation confirme qu'il y a eu un début de croissance de la végétation à la suite des précipitation de fin mai - début juin, une baisse successive en correspondance de la période de sécheresse et une reprise définitive à la suite des précipitations du début juillet.

Tableau 2 - Estimation de la durée de la période favorable aux cultures en 1993 dans les zones-test de Tera, Tillabery et Gouré : du 5 juillet, date du début en 1993, respectivement aux 13, 10 et 10 septembre, date de la fin normale de la saison, il y a 70, 67 et 67 jours qui sont à peine suffisants pour satisfaire les exigences du mil.

	Tera	Tillabery	Gouré
Début normal de la saison	28 juin	3 juillet	2 juillet
Date des ressemis en 1993	5 juillet	5 juillet	5 juillet
Fin normale de la saison	13 septembre	10 septembre	10 septembre
Durée de la période favorable aux cultures en 1993	70 jours	67 jours	67 jours

de la saison. Il s'agit de toute façon de zones qu'il faut tenir sous observation car, au cas où les pluies s'arrêteraient en avance par rapport à la date normale, la production agricole de ces zones est compromise.

***Pourquoi utiliser les estimations des pluies à la place des données des stations météorologiques ?***

Il y a plusieurs raisons :

- les services météorologiques nationaux ont des difficultés considérables à centraliser les données pluviométriques au niveau national et à les transmettre au centre régional AGRHYMET ;
- même s'il est possible d'envisager une amélioration importante des systèmes de transmission des données des postes, les stations météorologiques des pays sahéliens sont trop peu nombreuses et localisées dans les centres les plus importants, il y a donc de vastes régions qui ne sont pas couvertes par le réseau météorologique. Dans ce contexte, la spatialisation des données des postes à travers les méthodologies d'interpolation classique ne permettent pas de localiser des anomalies d'extension spatiale limitée, qui sont fréquentes au Sahel ;
- les images MÉTÉOSAT sont captées par des équipements qui sont désormais à la portée des services météorologiques nationaux, soit du point de vue des coûts d'installation, d'entretien et de fonctionnement, soit du point de vue de la gestion technique ;
- l'estimation des précipitations à partir des images des nuages à sommet froid est déjà suffisamment opérationnelle, surtout pour ce qui concerne la détermination de la distribution spatiale des pluies.

## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La méthodologie présentée ici comporte les aspects suivants qui méritent d'être soulignés :

- la localisation des zones à risque pour les céréales pluviales à un niveau sub-national n'existe pas à l'heure actuelle ;

- la date à laquelle les informations doivent être disponibles a été fixée en fonction de la chronologie des activités des systèmes d'alerte précoce qui opèrent au niveau national, et elle s'insère facilement dans le processus de production des informations sur les zones à risque alimentaire ;
- il s'agit d'une méthodologie opérationnelle au centre régional AGRHYMET qui, d'ores et déjà, peut fournir la localisation des zones à risque pour tous les pays du CILSS dont l'agriculture est axée sur les céréales pluviales ;
- les critères utilisés dans les analyses peuvent être adaptés facilement aux caractéristiques des cultures et des systèmes cultureux des différents pays du CILSS.

Il est évident que l'information sur la localisation des zones à risque pour les cultures céréalières pluviales peut être beaucoup plus efficace si l'on peut lui ajouter une évaluation, même grossière, de la surface cultivée concernée par le risque, des types de cultures ou systèmes cultureux présentés, et enfin de la population résidente. On est déjà en train de travailler pour rendre ces informations à la fois disponibles et exploitables en temps réel au centre AGRHYMET pendant la campagne agricole. Enfin, le cadre des zones à risque peut être mis au jour une fois que la date réelle de la fin de la saison est disponible. On envisage donc de fournir une deuxième situation des zones à risque fin-septembre et mi-octobre.



# VALIDATION DE DEUX MÉTHODES D'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE (EPSAT-LANNION ET TAMSAT-READING) À L'AIDE DU RÉSEAU DENSE DE PLUVIOGRAPHES DE L'EXPÉRIENCE EPSAT-NIGER

**Y. ARNAUD, J.-D. TAUPIN, H. LAURENT**

*(ORSTOM, Mission technique télédétection, NIAMEY, NIGER*

*ORSTOM, Groupe PRAO, NIAMEY, NIGER*

*ORSTOM, Groupe PRAO, MONTPELLIER, FRANCE)*

Deux méthodes opérationnelles d'estimation des pluies par satellite (EPSAT-Lannion simplifiée et TAMSAT-Reading) utilisant le canal infrarouge du satellite MÉTÉOSAT ont été validées à l'aide des données du réseau dense de l'expérience EPSAT-Niger, pour les saisons des pluies de 1990 à 1994. Les estimations de pluie par satellite sont calibrées à l'aide des données pluviométriques des pays sahéliens, pour des périodes de dix jours. Pour valider ces estimations, on calcule les valeurs moyennes de la pluie au sol à l'aide du réseau dense de pluviographes du degré carré d'EPSAT-Niger. Les validations sont effectuées à trois échelles spatiales différentes :  $5 \times 5 \text{ km}^2$ ,  $50 \times 50 \text{ km}^2$ ,  $100 \times 100 \text{ km}^2$ . Les résultats montrent que la corrélation entre l'estimation de pluie par satellite et l'observation au sol augmente avec la surface de validation. À la résolution de  $5 \times 5 \text{ km}^2$  (ce qui correspond à la taille du pixel MÉTÉOSAT) la corrélation est très faible. À l'échelle du degré carré les estimations semblent assez bonnes.

## 1 - INTRODUCTION

Depuis plusieurs années différentes méthodes d'estimation des précipitations par satellite ont vu le jour (BARRETT, 1981) pour pallier l'absence de réseaux denses de mesure au sol, surtout dans les régions tropicales. Cependant, la validation de ces estimations par satellite est difficile du fait même de l'absence de référence au sol. Dans cet article, nous proposons d'effectuer une telle validation à l'aide des données de l'expérience EPSAT-Niger (TAUPIN et LEBEL, 1993). Trois échelles spatiales d'analyse seront considérées afin d'étudier l'influence de la taille de la surface de validation sur les indicateurs de qualité des estimations.

On s'intéresse aux estimations décennales, c'est-à-dire cumulées sur des périodes de dix jours pendant la saison des pluies (juin à septembre) pour les années 1990 à 1994.

Les données de validation proviennent du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger (100 stations sur  $16\,000 \text{ km}^2$ ). À partir de ces données ponctuelles on a calculé par krigeage les valeurs de pluie moyenne sur des mailles de  $5 \times 5 \text{ km}^2$

de surface (1 pixel MÉTÉOSAT), 50 x 50 km<sup>2</sup> (10 x 10 pixels) et 100 x 100 km<sup>2</sup> (20 x 20 pixels). Le krigeage est un outil statistique d'interpolation spatiale qui prend en compte la totalité des informations disponibles sur le réseau. Il est basé sur le calcul d'une fonction spatiale de structure permettant de connaître, d'une part, la répartition en tout point ou sur toute surface de la pluie ainsi que de son écart type d'estimation, et d'autre part, la distance maximale de corrélation entre les stations.

Nous avons cherché à valider deux méthodes d'estimation de pluie par satellite qui sont utilisées de façon opérationnelle au centre AGRHYMET :

1 - La méthode EPSAT-Lannion (CARN *et al.*, 1989). Il s'agit ici d'une version simplifiée qui ne tient pas compte de la température de l'air comme terme correcteur.

La pluie s'estime avec la formule suivante :

$$P = a \text{ OCC40} + b \text{ TMAX} + c \text{ LAT} + d$$

$$P = 0 \text{ SI OCC40} = 0$$

avec OCC40 : Occurrence à - 40° C, TMAX : Température radiative maximale, LAT : Latitude.

Le calcul des coefficients est basé sur une régression par rapport à des données de calibration en temps réel, c'est-à-dire disponibles à la fin de la décennie. Ces données de calibration sont celles des stations du réseau synoptique et les données des réseaux des DMN (Direction de la météorologie nationale) de certains pays du CILSS. Cette méthode est donc tributaire de la réception des données, ce qui limite parfois le nombre de stations disponibles par rapport au potentiel réel des pays (DROUET, 1993).

2 - La méthode TAMSAT (MILFORD et DUGDALE, 1989)

La pluie s'estime avec la formule suivante :

$$P = a \text{ OCC} + b$$

$$P = 0 \text{ si OCC} = 0$$

OCC peut prendre les valeurs OCC40, OCC50, OCC60, en fonction de la région et du mois considéré.

Les coefficients ont été ajustés chaque année par le groupe TAMSAT de Reading à l'aide des données sol et satellitaires des années précédentes. Il n'y a pas d'ajustement en cours de saison.

Les différentes images nécessaires au calcul des indices ont été fournies par le centre AGRHYMET pour 1993 et 1994 par l'ORSTOM-Dakar pour 1992 et par l'ESOC pour 1990 et 1991. Les indices utilisés par les algorithmes d'estimation de pluie (OCC 40, OCC 50, OCC 60, TMAX) ont été calculés au centre AGRHYMET conformément à la méthodologie décrite par TALL (1993).

## 2 - RÉSULTATS

- Échelle d'analyse du pixel MÉTÉOSAT (5 km)

La figure 1 présente les résultats obtenus en comparant les estimations de pluie par satellite aux valeurs moyennes de pluie au sol calculées sur chaque surface de 5 x 5 km<sup>2</sup> correspondant à chaque pixel. La dispersion est très importante. On observe également que la relation n'est pas linéaire. Dans ces conditions, calculer le coefficient de corréla-

tion linéaire est de peu d'utilité pour évaluer la qualité des estimations. Le nuage de points excentré sur la figure 1 est dû à deux décades (1<sup>re</sup> décade d'août 1992 et 1<sup>re</sup> décade d'août 1994). Pour ces deux décades très pluvieuses, la méthode EPSAT-Lannion donne une meilleure estimation que la méthode TAMSAT : ceci pourrait être expliqué par la calibration à l'aide des données pluviométriques de la décade en cours. Si on compare les estimations en considérant chaque décade séparément, on obtient des résultats très différents. Les résultats présentés par ARNAUD *et al.* (1994) montrent que, pour certaines décades, les relations sont linéaires avec des coefficients de corrélation de l'ordre de 1,7 à 0,8 mais pour d'autres, il n'existe pas de relation (coefficient de corrélation proche de 0) entre les estimations satellite et les données de validation. Lorsque toutes les décades sont mélangées, comme c'est le cas pour la figure 1, la corrélation augmente du fait de l'augmentation de la dynamique (décades peu pluvieuses en début et en fin de saison des pluies, et décades très pluvieuses en milieu de saison des pluies).

- Échelle d'analyse du 1/4 de degré carré (50 km)

La figure 2 montre les résultats obtenus en comparant les estimations par satellite moyennes aux valeurs moyennes relevées au sol, la moyenne s'effectuant sur des surfaces de 10 x 10 pixels (50 x 50 km<sup>2</sup>). Par rapport à la figure précédente, la dispersion a été fortement réduite et la relation est d'avantage linéaire.

- Échelle d'analyse du degré carré (100 km)

En prenant une surface de validation de 100 x 100 km<sup>2</sup> (figure 3) la dispersion des points est encore légèrement réduite et la relation reste linéaire.

- Effet de l'augmentation des surfaces d'estimation/validation

Le tableau 1 montre les coefficients de corrélation linéaire entre les méthodes satellitaires et la pluie au sol pour l'ensemble des décades de 1990 à 1994. La corrélation augmente avec la surface, comme déjà montré par I. JOBARD et M. DESBOIS (1992). La corrélation des deux estimations entre elles n'apparaît pas dépendante de la surface

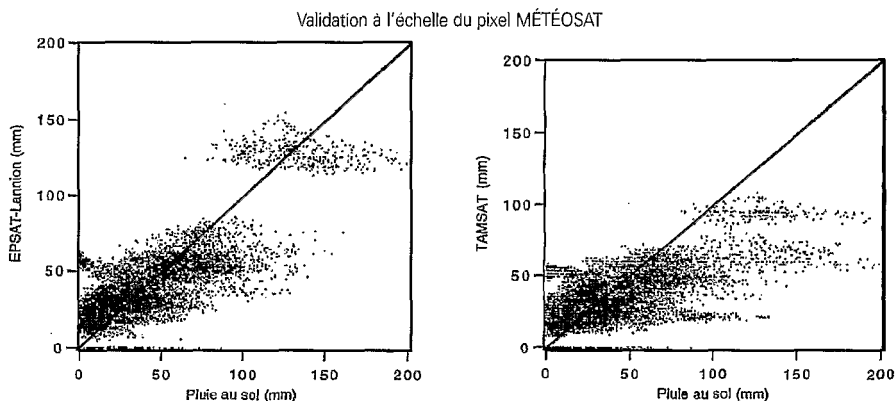


Figure 1 : Pluies décadaires estimées (mm) par les méthodes EPSAT et TAMSAT en fonction de la pluie calculée au sol (mm) sur une surface de 25 km<sup>2</sup> pour les saisons des pluies 1990-1994.

Validation sur les 1/4 de degré carré

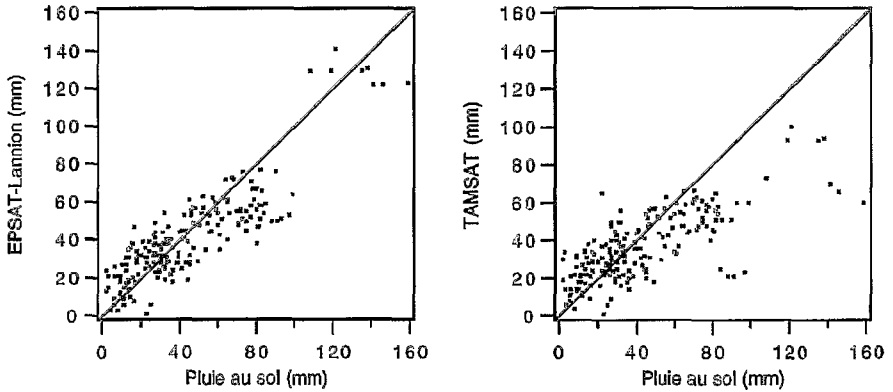


Figure 2 : Pluies décadaires estimées (mm) par les méthodes EPSAT et TAMSAT en fonction de la pluie calculée au sol (mm) sur une surface de 2 500 km<sup>2</sup> pour les saisons des pluies 1990.

d'estimation. Il semble donc que l'augmentation du coefficient de corrélation entre estimation par satellite et pluie au sol ne soit pas un simple artefact mais traduise plutôt une meilleure aptitude de l'information satellitaire à estimer la pluie sur des surfaces assez grandes plutôt qu'à la résolution du capteur.

Validation sur le degré carré

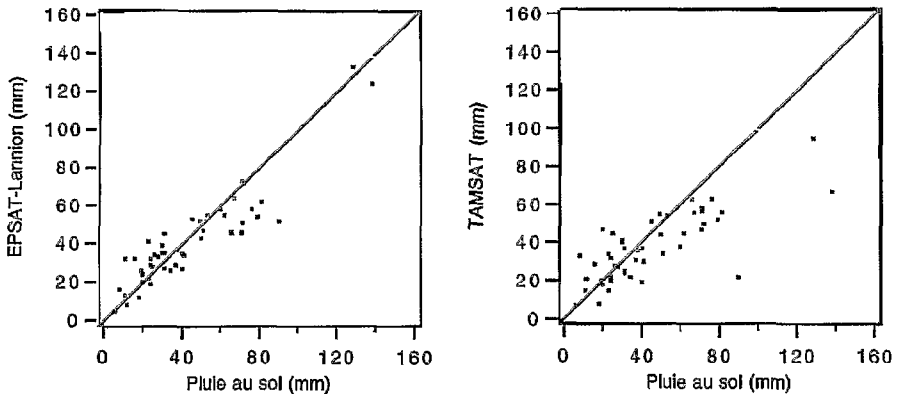


Figure 3 : Pluies décadaires estimées (mm) par les méthodes EPSAT et TAMSAT en fonction de la pluie calculée au sol (mm) sur une surface de 10 000 km<sup>2</sup> pour les saisons des pluies 1990-1994.

Tableau 1 - Coefficients de corrélation entre les méthodes EPSAT-Lannion, TAMSAT et la pluie au sol, pour trois tailles de surfaces.

	Pixel	1/4 de degré carré	degré carré
EPSAT/SOL	0.78	0.87	0.92
TAMSAT/SOL	0.65	0.74	0.78
EPSAT/TAMSAT	0.82	0.80	0.81
Nombre de points	19 200	192	48

Les deux méthodes EPSAT-Lannion et TAMSAT ne peuvent vraisemblablement pas donner une information quantitative réaliste de la pluie à l'échelle du pixel MÉTÉOSAT (5 km) pour des périodes de dix jours. En revanche, aux échelles de 50 ou 100 km, toujours pour des périodes de dix jours, les estimations satellitaires semblent pertinentes. Le type de travail présenté ici (validation avec un réseau dense indépendant du réseau opérationnel) devrait être étendu à d'autres zones climatiques de validation et à d'autres méthodes d'estimation.

Les deux méthodes sont sensiblement équivalentes avec cependant de meilleurs coefficients de corrélation pour EPSAT-Lannion par rapport à TAMSAT. Ceci pourrait être expliqué par la prise en compte de l'observation au sol ; en effet, l'algorithme EPSAT-Lannion se calibre à l'aide des données pluviométriques du réseau opérationnel. Par contre, compte tenu des difficultés rencontrées dans la collecte des données pluviométriques et de leur fiabilité (DROUET, 1993), il semblerait préférable, dans un cadre opérationnel, d'utiliser des méthodes ne nécessitant pas une calibration en temps réel. Il apparaît donc particulièrement important d'étudier l'impact de la prise en compte des données pluviométriques dans les estimations de pluie par satellite.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARNAUD Y., TAUPIN J.-D. et LAURENT H., 1994 - Validation d'estimations de précipitation par satellite avec le réseau dense d'EPSAT-Niger. In HOEPPFNER M., LEBEL T., MONTENY B. (Editors), *Interactions Surface Continentale/Atmosphère : l'expérience HAPEX-Sahel*. (Actes des 10<sup>es</sup> Journées hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier, septembre 1994). ORSTOM, Paris, sous presse.
- BARRETT E.C. et MARTIN D.N., 1981 - *The use of satellite data in rainfall monitoring*, Academic Press, 340 p.
- CARN M., DAGORNE D., GUILLOT B. et LAHUEC J.-P., 1989 - Estimation des pluies par satellite en temps réel en Afrique sahélo-soudanienne. *Veille climatique satellitaire*, ORSTOM/ministère de la Coopération, n° 28, pp. 47-55.
- DROUET J.-L., 1993 - La collecte des données pluviométriques pendant la campagne pluviale 1993 et leur fiabilité. *Actes de l'atelier estimation des pluies*, AGRHYMET, 2-4 décembre 1993, Niamey, Niger.

- JOBARD I. et DESBOIS M., 1992 - Remote sensing of rainfall over tropical Africa using Meteosat infrared imagery: sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote sensing*, vol. 13, n° 14, 2683-2700.
- MILFORD J.R. et DUGDALE G., 1989 - Estimation of rainfall using geostationary satellite data. In application of remote sensing in agriculture. Proceedings of 48<sup>th</sup> eastern school in agricultural science, university of Nottingham, July 1989, Butterworth, London, 16 p.
- TALL F., 1993 - Description de la base de données utilisée pour la validation des méthodes d'estimation des pluies. *Actes de l'atelier estimation des pluies*, AGRHYMET, 2-4 décembre 1993, Niamey, Niger.
- TAUPIN J.-D. et LEBEL T., 1993 - Estimation des précipitations en zone sahélienne : l'expérience EPSAT-Niger, une vérité sol adaptée. *Actes de l'atelier estimation des pluies*, AGRHYMET, 2-4 décembre 1993, Niamey, Niger.

# UTILISATION DES SATELLITES À L'OFFICE NATIONAL DE LA MÉTÉOROLOGIE (ONM) À ALGER

**A. KIROUANE**

*(Office national de la météorologie, BP 153- DAR EL BEIDA, ALGER ALGÉRIE)*

Dans le domaine de l'utilisation des satellites, le programme scientifique de recherche/développement de l'Office national de météorologie (ONM) vise les objectifs suivants :

- estimer les pluies dans la zone agricole de l'Algérie, pluies convectives d'été et pluies liées à des systèmes frontaux en hiver ;
- repérer les averses et leur intensité dans les zones très arides, en particulier pour les besoins du centre de lutte anti-acridienne de Tamanrasset par l'utilisation des images MÉTÉOSAT et NOAA ;
- déterminer les zones qui sont susceptibles de retenir l'eau nécessaire à la reproduction du criquet à partir d'observations satellitaires après les passages des systèmes pluvieux (index de végétation, NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) et SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index).

À cet effet, un réseau de stations météorologiques automatiques (DCP) a été mis en place en Algérie, en majeure partie dans le Sud désertique. Dans le Nord, il est prévu la numérisation du radar d'Alger et sa calibration par un réseau de pluviomètres.

La validation des mesures satellitaires de la végétation et de l'humidité du sol se fait par un suivi de certains sites (sous-régions) repérées par des lettres, de A à E (fig. 1 à 3), qui ont été sélectionnés en collaboration avec le groupe TAMSAT de l'université de Reading en Grande-Bretagne et l'Institut national de la protection des végétaux. La région étudiée, autour de Tamanrasset, va de 0° E à 10.24° E et de 18.88° N à 24° N (fig. 1 à 3).

Un « Bulletin de veille acridométéorologique » est édité régulièrement par le centre de Tamanrasset depuis 1993. Il est élaboré à partir du traitement journalier des images NOAA/HRPT qui sont reçues quotidiennement au niveau de Tamanrasset ainsi qu'à partir d'autres renseignements fournis par les stations météorologiques des réseaux professionnels et automatiques de l'ONM.

Une autre partie importante de ce programme s'inscrit dans les objectifs du réseau EPSAT et devrait être conduit par l'ONM en concertation avec d'autres institutions, en particulier l'ORSTOM (antenne de Lannion), MÉTÉO-FRANCE et le laboratoire d'Aérodologie de l'université Paul Sabatier de Toulouse. Un projet détaillé, pluriannuel, rédigé avec B. GUILLOT, coordinateur du réseau, et intitulé « Estimation des Précipitations par SATELLITE » a été mis au point, qui en décrit tous les aspects, aussi bien de formation et de savoir-faire, de recherche pour la mise au point des méthodes et des algorithmes d'interprétation, que le transfert vers les applications.

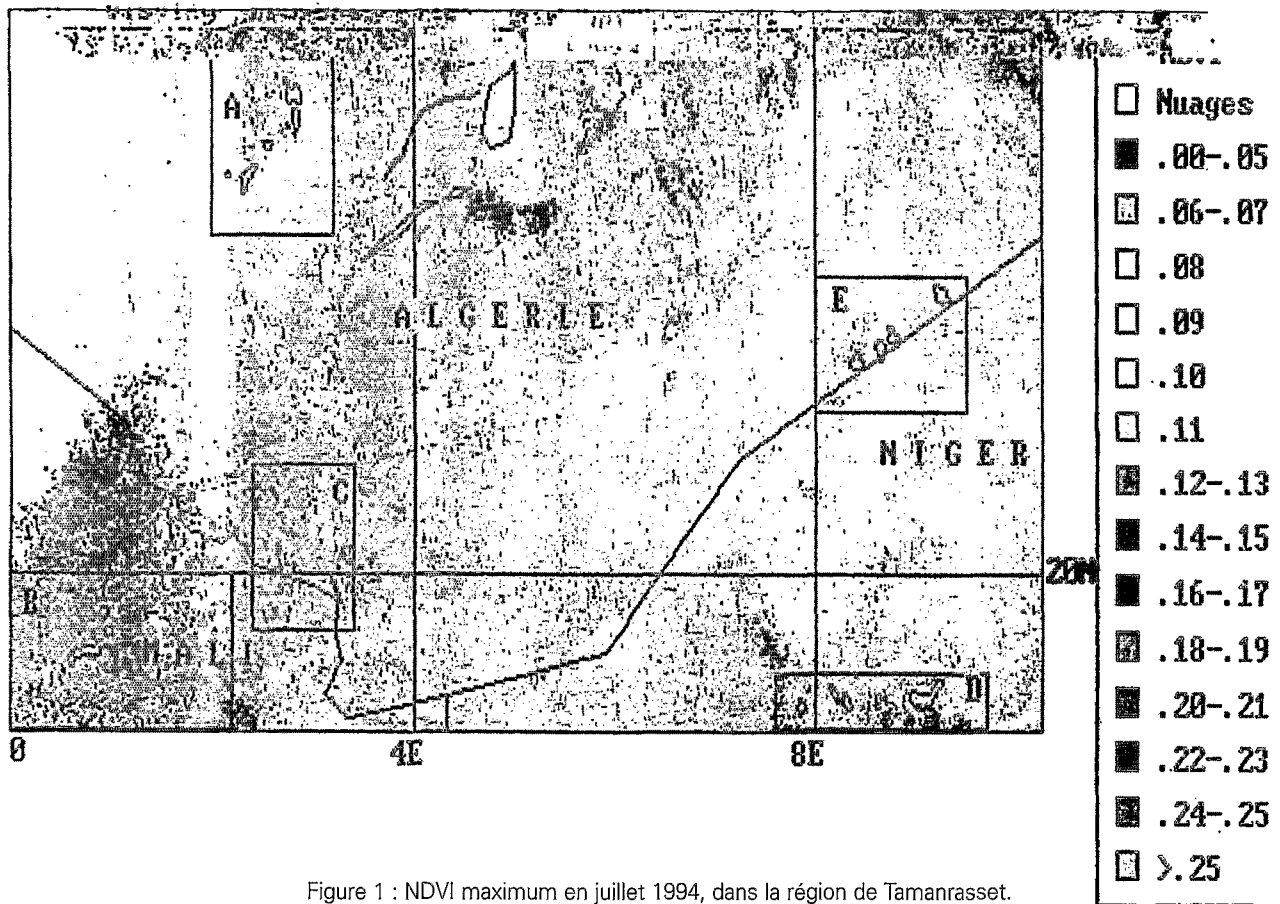


Figure 1 : NDVI maximum en juillet 1994, dans la région de Tamanrasset.

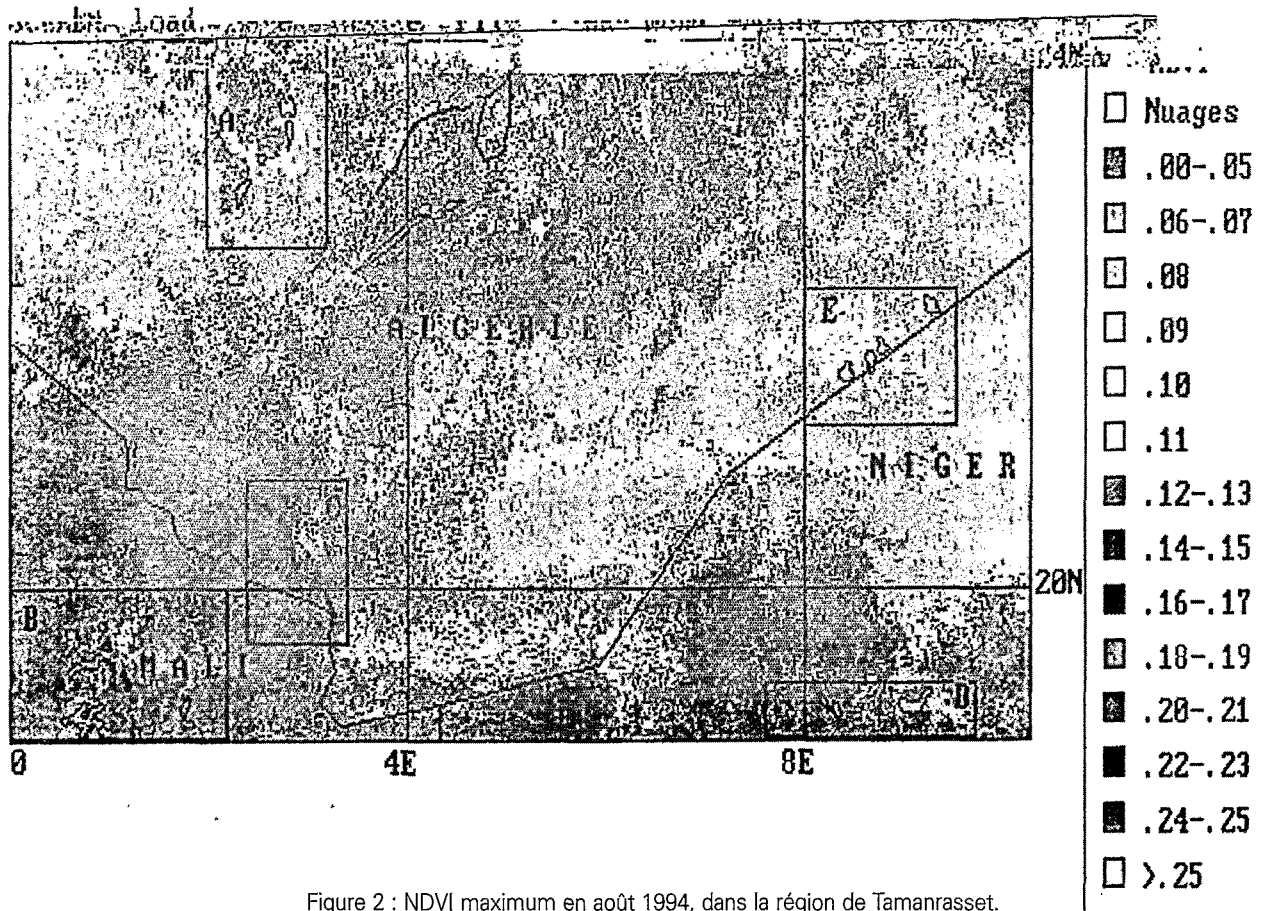


Figure 2 : NDVI maximum en août 1994, dans la région de Tamanrasset.

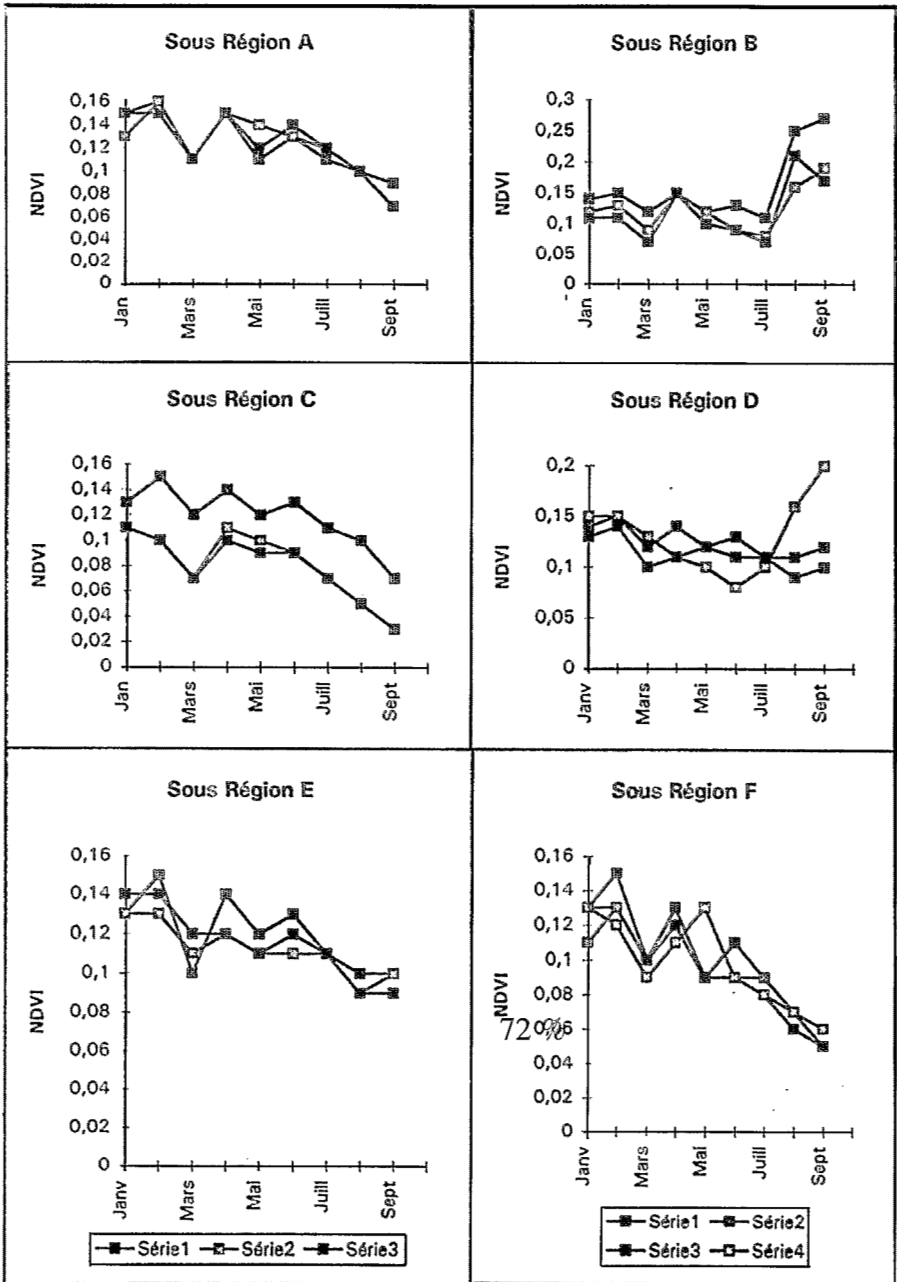


Figure 3 : Évolution de janvier à septembre du NDVI, dans les sites sélectionnés.

# ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS EN ZONE SAHARIENNE ET PÉRI-SAHARIENNE

A. KIROUANE, B. GUILLOT

## 1 - MOTIVATIONS

La connaissance du champ des averses et de leur intensité dans les régions saharienne et péri-saharienne est d'un intérêt primordial pour l'établissement d'un bilan hydrologique dans la région, pour la surveillance climatique en général et pour apporter une assistance météorologique au programme de lutte contre les acridiens.

Cependant, l'expérience montre que c'est un problème difficile car aucune des méthodes élaborées à partir des données des satellites actuels n'est applicable pour cela.

Les méthodes statistiques mises au point pour la zone sahélo-soudanienne ne fournissent pas le champ des averses isolées et ne donnent des résultats corrects que sur de grandes périodes de temps (de l'ordre du mois) à des échelles géographiques réduites (3 x 3 pixels MÉTÉOSAT, soit environ 200 km<sup>2</sup>). De plus, la précision de l'estimation se dégrade rapidement avec l'augmentation de l'aridité et ces méthodes sont inutilisables dans les zones désertiques. Par ailleurs, il apparaît que les différents tests conduits jusqu'ici montrent que les méthodes de suivi des averses isolées (« cloud tracking methods ») donnent des résultats médiocres au Sahel et qu'elles n'ont pas été testées dans les régions les plus arides, pour lesquelles on ne dispose pas de bonnes données de validation.

Enfin, les pluies hivernales dépendent de systèmes précipitants (perturbations liées au front polaire) pour lesquels les méthodes d'estimation par satellite sont différentes de celles que l'on emploie pour les systèmes convectifs tropicaux.

Il est donc nécessaire, pour l'application considérée, de repenser complètement le problème, en ne négligeant aucune source d'information, ce qui sous-tend la nécessité de mettre en œuvre une importante activité de recherche, notamment à l'Office national de la météorologie (ONM) à Alger.

En parallèle, il est possible de recenser les différents paramètres susceptibles d'apporter une aide immédiate au suivi des événements et de promouvoir dans ce but un appui technique et l'apport d'équipements, de savoir-faire et d'une formation des personnels.

## 2 - ACTIONS À COURT TERME

### 1 - Suivi des averses en zone désertique

En 1988, une campagne de suivi sur les zones désertiques avait été organisée en commun entre le Centre de météorologie spatiale (CMS) de Lannion et l'Office national de la météorologie (ONM) d'Alger. Elle peut être reprise assez vite de la même manière en Algérie.

Cette action devrait comporter :

- une analyse systématique de tous les développements nuageux repérés par satellite (classification automatique), afin de déterminer les types de nuages ;
- une exploitation des fichiers du type de ceux élaborés pour le compte du programme Veille climatique : nuages à sommet froid ( $T < - 40^{\circ}$ ) (Cb) et température maxima de brillance MÉTÉOSAT (TbMax), afin d'avoir un repérage quotidien des zones susceptibles d'avoir connu des pluies (fichier Cb) ou de présenter la trace au sol des pluies par le refroidissement des surfaces consécutif à leur humidification (TbMax) ;
- l'exploitation des données sol (pluviométrie aux stations) et des données météo, à titre de comparaison-validation ;
- la transcription des analyses sous forme de cartes, sur une base pentadaire par exemple.

En attendant l'équipement de la station MÉTÉOSAT de logiciels permettant d'obtenir à Alger les fichiers Cb et TbMax, ceux-ci pourraient être fournis par le CMS à l'ONM par fax ou par courrier.

## **2 - Matériels et logiciels à mettre en œuvre**

Un certain nombre d'outils seront à mettre en place. Il faut prévoir d'implémenter :

- les procédures permettant d'obtenir les fichiers Cb et Tbmax à partir de l'application ;
- les outils de visualisation et de traitement de données multi-sources nécessaires pour entrer dans le système de suivi à développer tous les éléments utiles à l'estimation des précipitations, dans les différents cas de figure possibles présentés par les systèmes précipitants. Il faudra être capable de superposer les données sur les nuages et sur le sol tirées des satellites (Température de surface, indice de végétation, etc.), des données météo issues des modèles et du réseau et les données radar là où elles seront disponibles.

Les mêmes outils devraient équiper un volet recherche, dont le rôle sera important étant donné notre ignorance et l'étendue du problème.

Pour mener à bien le projet, il est jugé nécessaire de disposer d'une station PDUS entièrement consacrée au programme de recherche/développement.

Il faut prévoir à Alger une configuration capable d'utiliser l'information nécessaire à la solution des diverses questions posées (cf. chapitre suivant sur la recherche), soit une station de travail équipée de moyens d'archivage et de reproduction de documents et reliée par réseau au Cyber de l'ONM et à la station PDUS MÉTÉOSAT.

## **3 - ACTIONS DE RECHERCHE ET DE DÉVELOPPEMENT**

### **1 - Remarques générales**

Étant donné l'acuité et l'urgence du problème, les actions de recherche à mettre en œuvre doivent être directement soumises à l'exploitation et prendre une forme recherche-développement en prise directe avec les opérations de routine. Cela implique comme il est stipulé ci-dessus que les matériels soient identiques à ceux qui serviront aux campagnes de suivi, avec des logiciels adaptés.

Cela suppose aussi un certain classement des priorités en fonction non seulement de l'intérêt scientifique des problèmes étudiés, mais aussi de l'estimation qui sera faite de leur apport à l'exploitation.

L'exposé des thèmes qui sont développés ci-dessous ne prétend par ailleurs pas à l'exhaustivité et le classement qui en est proposé devra être soumis aux principes précédemment énoncés.

La complexité du problème et son extrême difficulté tiennent au fait que l'on se trouve confronté à des conditions climatiques également extrêmes. En zone très aride, les événements pluvieux sont rares, ce qui élimine d'entrée beaucoup des possibilités qu'offrent les régularités sur lesquelles s'appuient ordinairement la statistique et ses outils que sont les climatologies, bâties autour de divers paramètres.

D'autre part, l'identification par le haut des nuages ne permet en aucun cas d'en déduire, en l'absence de données de terrain, leur efficacité pluviogénique, qui est très réduite par les conditions du milieu, notamment les fortes températures et la sécheresse de l'air. Dans ces conditions, aucune piste ne peut être négligée et la réponse aux questions sur l'occurrence de pluie et son intensité doit être cherchée par l'utilisation combinée de divers paramètres.

## **2 - Thèmes de recherche à développer**

Nous en dressons une liste provisoire ; ils seront conduits par l'ONM en concertation avec le réseau EPSAT.

### **2.1. Caractérisation des nuages précipitants**

Le repérage des types de nuages préconisés ci-dessus doit servir pour une comparaison avec les précipitations enregistrées au sol (pluviomètres et pluviographes) et par les radars, de façon à rechercher la possibilité de définir des types de précipitation (coefficients en mm/h) associés à des types de nuages, dans les différents systèmes précipitants (polaires et tropicaux).

### **2.2. Recherche sur les relations entre certains paramètres d'environnement atmosphérique (température et humidité de l'air) et l'efficacité des systèmes précipitants**

Deux sources au moins sont utilisables : les données issues du réseau et celles que fournissent les modèles, d'une part, et les sondeurs verticaux des satellites NOAA, d'autre part. La première source est immédiatement accessible par télécommunications, la seconde nécessite la mise en place de logiciels ad hoc pour l'établissement des champs désirés. Des compétences existent sur ce point au CMS, qui peuvent être utilisées à titre de conseil-formation au niveau de la recherche et des indispensables validations.

Les deux thèmes que nous venons de citer devraient aboutir à la mise en place progressive d'un catalogue de types d'événements, organisé en vue d'une aide au diagnostic de l'occurrence de pluie.

### **2.3. Suivi des paramètres de surface**

L'utilisation de paramètres sol, tels que la température de surface et la végétation, est de toute première importance par la modification des états de surface que provoquent les averses en fonction de leur intensité.

La température de surface est accessible par satellite moyennant diverses corrections. L'infrarouge MÉTÉOSAT permet d'établir des synthèses thermiques (TbMax) de façon à écarter les nuages. Nous disposons également d'une climatologie établie sur

dix ans qui peut servir de référence en cas d'écran atmosphérique par les aérosols. Elle pourra être complétée par des données optiques fournies par le réseau de mesures photométriques qui est en cours de constitution sous l'égide de l'association africaine pour l'étude de la physique de l'atmosphère.

La température de surface peut aussi permettre d'accéder au bilan hydrique mais dans ce cas il conviendra d'effectuer une correction atmosphérique, pour tenir compte des effets sur le signal provoqués par la vapeur d'eau (absorption atmosphérique). On pourra s'inspirer pour cela des travaux de SAVANE *et al.* (1989) et de V. BOCQUET (1994).

Un indice de végétation est calculé à Tamanrasset, depuis que l'ONM dispose de sa propre station de réception. Il conviendra de recourir à des corrections pour améliorer ce produit : problèmes d'angle de visée, détection automatique des nuages par adaptation aux conditions locales d'algorithmes existants, détection des aérosols.

L'utilisation du radar météorologique, telle qu'elle est réalisée au sein du réseau EPSAT (radar de Niamey, EPSAT-NIGER, CHAMSI - SAUVAGEOT, 1989), permet d'obtenir le champ des averses et une appréciation de leur intensité par calibration avec des pluviographes.

L'intérêt du radar est très grand car il permet de superposer l'information sur les averses à l'information satellitaire, notamment dans la détermination de l'efficacité des types de nuages qui auront pu être distingués à l'aide de l'imagerie satellitaire.

H. SAUVAGEOT, auteur de la mise en œuvre de l'information radar dans EPSAT, a effectué en Algérie une « mission d'expertise ayant pour objet l'étude des conditions de mise en œuvre des techniques radar pour l'estimation des précipitations dans les régions sahariennes » (SAUVAGEOT, rapport, mai 1991), mission réalisée pour le compte de l'Agence nationale des ressources hydrauliques dans le cadre du projet-pilote de l'oued el Rharbi.

Il préconise, en raison de la difficulté d'une mesure de pluie correcte dans le cas des nuages convectifs dont la structure est composée d'éléments cellulaires de taille inférieure à 3 km, une « association radar + réseau pluviométrique au sol, le second étant utilisé pour l'étalonnage du premier, l'ensemble constituant en quelque sorte un super pluviographe ». On obtiendrait ainsi une mesure de la pluviométrie à une échelle comparable à la résolution au sol de l'imagerie satellitaire (5 x 5 km). Cette instrumentation, utilisée dans une configuration de recherche (car il est bien entendu hors de question de couvrir le désert de radars et de pluviographes), permettrait de déduire de ces expériences des relations entre l'apparence des nuages vus par satellite et la pluie, relations susceptibles d'améliorer l'estimation.

Nous proposons donc, comme H. SAUVAGEOT l'écrit dans son rapport, un rapprochement avec le réseau EPSAT et le développement d'une expérience autour du site de Dar el Beida. Celle-ci « pourrait s'appuyer sur une instrumentation existante ... : le radar de Dar el Beida, dont la localisation est très favorable, qui devra être numérisé et le réseau pluviométrique local qui ... est déjà conséquent ».

Avec le site de El Abiod (Oued el Rharbi), le site sub-saharien de Niamey et le site de Dakar, on aurait réalisé un réseau de validation satellitaire global d'un grand intérêt, organisé sur les principes du réseau EPSAT, comprenant des réunions régulières et la mise en place de bases de données accessibles à tous.

# ESTIMATION DES PLUIES PAR RADAR ET RÉSEAU PLUVIOMÉTRIQUE

**P. ONDONGO**

*(Météorologie du Congo, BP 208 - BRAZZAVILLE, CONGO)*

Au cours de ces deux dernières années, le Congo a connu à plusieurs reprises des aléas climatiques d'une importance non négligeable, perturbant ainsi le rythme de vie des populations et surtout celui des paysans : petite saison sèche quasi inexistante au nord, grande saison sèche pluvieuse et enfin la grande saison de pluie très excédentaire. Ces aléas climatiques ont entraîné les météorologistes à réfléchir afin de trouver des aménagements pour ces cas de variation brusque du climat.

Ces aléas ont entraîné un déséquilibre dans les domaines suivants :

- production agricole (cultures maraîchères) ;
- pêche artisanale, pratiquée sur les fleuves et les rivières ;
- érosion très active dans les zones urbaines, etc.

## **I - DE L'ESTIMATION DES PLUIES**

En avril 1993, nous avons lancé l'opération « estimation des pluies par satellite, radar et mesures au sol ». Cette opération devait comporter deux étapes :

- étalonnage et préparation des structures. Nous avons d'abord fait identifier les lieux, choisi le site, placé les pluviomètres ;
- une phase d'exécution.

Durant la première étape de l'opération le laboratoire d'Aérodologie de l'université Paul Sabatier (Toulouse) a numérisé le radar en l'équipant du système SASSANDRA.

Ceci a permis de faire de la veille météorologique 24/24 heures, en enregistrant sur disquette à chaque 15 minutes le déplacement d'une ligne de grains ou d'amas pluvio-orageux. Après cela, les échantillons étaient envoyés à Toulouse pour contrôle.

## **II - ORGANISATION DU TRAVAIL**

Afin de calibrer le radar, les pluviomètres ont été installés dans un rayon de 100 km, dans la zone s'étendant du nord au sud-est, zone choisie parce qu'elle est la zone d'arrivée des lignes de grains ou des amas nuageux pluvio-gènes.

Quand une ligne de grains ou un amas nuageux pluvio-orageux était perçue au radar, sa réflectivité donnait des valeurs qui définissaient la quantité en eau dans les différentes parties du système.

La corrélation entre la quantité d'eau mesurée au sol et les différentes réflectivités observées lors du passage de la perturbation par les pluviomètres, permettait de calibrer l'information radar.

### **III - AVANTAGES**

Le suivi des pluies par radar et par le réseau pluviométrique a permis de :

- renforcer la protection civile. Comme Brazzaville est très mal urbanisée et traversée par beaucoup de cours d'eau, cela a permis avec beaucoup de sûreté de lancer des avis de temps significatifs aux populations : alerte au coup de vent fort, sur les érosions éventuelles, sur les inondations des habitations situées le long des cours d'eau qui baignent la ville ;
- de donner un avis aux agriculteurs, surtout à ceux qui pratiquent le maraîchage. L'expérience a montré que près de 90 % de la population était satisfaite du service.

### **IV - PERSPECTIVES**

Le but est de comparer les données des radars, des satellites et des pluviomètres afin de déterminer le rapport entre la durée des perturbations par rapport aux différentes intensités de réflectivité radar et de définir la corrélation entre la quantité d'eau et la réflectivité radar des amas nuageux.

Mais une série de problèmes se pose :

- la station APT-WEFAX est très vieille, d'où des pannes fréquentes et elle n'est pas adaptée, car elle ne fournit pas de données numériques ; des données satellitaires ont été fournies par l'ORSTOM (Lannion) pour une pré-campagne. L'acquisition d'une station haute résolution (ASECNA ou autre origine) est souhaitable ;
- la station SASSANDRA (numérisation du radar) a été évacuée durant les troubles politiques qui ont affecté le pays ;
- pour les mêmes raisons, les logiciels promis par l'ORSTOM en France pour l'utilisation du produit ne nous sont jamais parvenus ;
- les résultats des premiers échantillons ne nous ont pas été retournés.

### **V - RÉSULTATS ATTENDUS**

Bien que le travail paraisse fastidieux et soit encore inachevé, nous avons déjà pu tirer quelques indices assez importants.

Pour la prévision météorologique immédiate l'expérience a permis :

- de voir le comportement des systèmes à partir de 100 km, c'est-à-dire leur évolution ;
- de définir les trajectoires préférentielles des différentes perturbations ;
- de déterminer les zones à forte pluviosité lors des passages des perturbations et les heures préférentielles d'arrivée.

Une classification a permis de regrouper de prime abord d'une manière sommaire les perturbations en quatre groupes selon leur intensité :

- les phénomènes à vent fort, mais non pluviogènes ;
- les phénomènes à vent fort, mais à faible pluviosité ;
- les phénomènes à vent modéré et à forte pluviosité mais à durée relativement courte (1 à 3 heures) ;
- les phénomènes à vent modéré, à forte pluviosité et à durée relativement longue : 2 à 6 heures.

L'absence de véhicule pour la collecte des données fait que les données pluviométriques nous parviennent en retard. En espérant la reprise du projet, et pour des besoins prévisionnels, nous envisageons d'étendre le réseau pluviométrique jusqu'à 200 km de rayon.

### *Note de la rédaction*

Il est hélas exact que, suite aux troubles politiques qui ont affecté le Congo en 1993-1994, la chaîne de numérisation et d'acquisition des données radar SASSANDRA a été évacuée et l'opération d'estimation des précipitations interrompue. Cependant, rien ne s'oppose à sa reprise si les diverses parties en cause en expriment le désir et s'entendent pour proposer la poursuite du projet et obtenir les financements nécessaires.



# INTÉRÊT DES CHAMPS PLUVIOMÉTRIQUES ESTIMÉS À PARTIR DE MÉTÉOSAT POUR LE BILAN HYDRIQUE DES CULTURES

**X. GIRARD, E. BOURNEUF**

*(Centre régional AGRHYMET, BP 11011 - NIAMEY, NIGER)*

## RÉSUMÉ

Dans le cadre de l'alerte précoce, le centre AGRHYMET dispose d'un outil de diagnostic de l'état hydrique des cultures et de prévision des rendements du mil. L'analyse est basée sur la simulation du bilan hydrique à partir des données pluviométriques journalières fournies tous les dix jours par les météorologies nationales des pays du CILSS.

La spatialisation des termes du bilan hydrique ou des estimations de rendements peut être considérablement améliorée en remplaçant les données de postes, disponibles en nombre insuffisant en cours de campagne par les champs pluviométriques estimés à partir des images MÉTÉOSAT.

L'intégration de ce modèle dans un système d'information géographique est envisagée et permettra de prendre en compte des données agronomiques spatialisées (capacité de rétention en eau des sols, occupation des sols par les cultures...).

## INTRODUCTION

Le centre AGRHYMET dispose d'un outil pour des estimations de rendements du mil dans les pays du CILSS : le modèle diagnostic hydrique des cultures ou DHC4. Les données de base du programme sont les précipitations journalières par poste saisies au centre au fur et à mesure de leur réception.

Outre le retard à la réception et compte tenu de l'hétérogénéité de la distribution spatiale des précipitations entre deux points de mesure, le nombre de postes (150 au moins en cours d'hivernage pour l'ensemble des pays du CILSS) est insuffisant pour assurer avec une précision satisfaisante un suivi de l'état hydrique des cultures pluviales (cf. figure 1).

Pour plus de fiabilité, il est donc nécessaire d'utiliser les données les plus représentatives possible de la distribution spatiale des précipitations.

À l'heure actuelle, les champs pluviométriques décadaires dont la résolution est de 5 km offrent une meilleure représentativité de la distribution spatiale des précipitations. Leur intégration comme donnée d'entrée dans un modèle de bilan hydrique offre plusieurs avantages :

- gain de précision et meilleure spatialisation de l'information pluviométrique issue des champs pluviométriques estimés par rapport aux valeurs stationnelles en cours de campagne ;
- intégration possible du modèle dans un système d'information géographique.

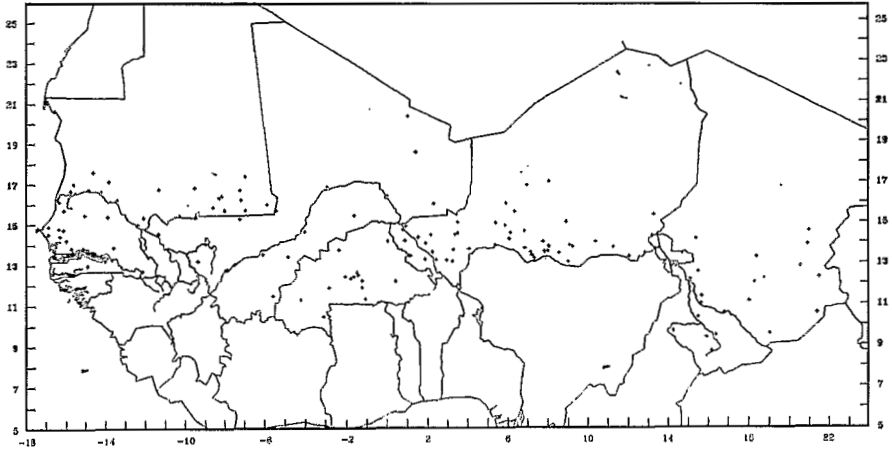


Figure 1 : Réseau pluviométrique pour le suivi de campagne pays du CILSS.

## I - AMÉLIORATION DE LA QUALITÉ D'INFORMATION PLUVIOMÉTRIQUE ISSUE DES DONNÉES MÉTÉOSAT PAR RAPPORT AUX DONNÉES STATIONNELLES

Pour comparer les deux types d'informations (champs pluviométriques estimés, données poste) nous avons utilisés les résultats du bilan hydrique simulé par le modèle DHC. Les algorithmes de ce modèle sont présentés dans le manuel d'utilisation du DHC (GIRARD X., BARON C., CORTIER B., 1994). Le calcul du bilan hydrique est basé sur la variation du stock d'eau dans le sol au pas de temps pentadaire.

$$\Delta S = P - Dr - ETR - \text{Ruis}$$

$\Delta S$  : variation du stock hydrique du sol

P : précipitations en mm pendant la période de cinq jours

Dr : perte par drainage (excès d'eau par rapport à la capacité de rétention en eau du sol pour la couche de sol considérée)

Ruis : ruissellement

ETR : évapotranspiration réelle de la plante

Cette dernière variable est calculée à partir de la formule polynomiale d'EAGLEMAN tenant compte de l'humidité du sol et des besoins en eau de la culture ( $ETM = ETP \times Kc$  (coefficient cultural)).

L'ETP décadaire provient des moyennes établies sur la période 1951-1980 interpolées suivant une grille de 0,25 degrés (Atlas AGRHYMET). Ces données ainsi spatialisées peuvent être utilisées dans le cas d'un modèle stationnel ou d'un modèle intégrant les champs pluviométriques MÉTÉOSAT.

Les valeurs d'ETP pour chaque station géoréférencées sont interpolées à partir des quatre points de la grille autour de la station.

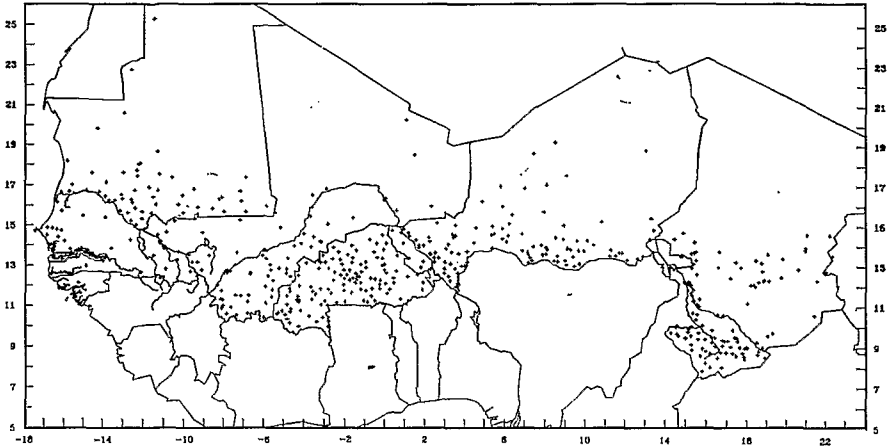


Figure 2 : Réseau pluviométrique disponible en fin d'année pour la CILSS.

Dans le cadre de l'utilisation des champs pluviométriques, les ETP sont calculées par interpolation une fois pour toute pour chaque pixel MÉTÉOSAT. Les coefficients culturaux régionalisés sont calculés à partir d'un algorithme prenant en compte la latitude.

Notre hypothèse de travail est que l'information pluviométrique fournie par les champs pluviométriques estimés par MÉTÉOSAT est de qualité supérieure aux données pluviométriques disponibles en cours de campagne à l'échelle régionale et dans le cadre d'un bilan hydrique.

Pour tester cette hypothèse, nous avons utilisé deux types de données :

#### 1 - Données stationnelles

- données de référence actuelle : données journalières de 1993 pour l'ensemble du réseau sur la zone CILSS (600 postes, cf. fig. 2) ;
- hypothèse suivi de campagne : données de 150 postes envoyées tous les dix jours par les Directions de météorologie nationales au centre AGRHYMET 1993 et 1994 (cf. fig. 1).

#### 2 - Champs pluviométriques estimés par MÉTÉOSAT

- champs pluviométriques estimés pour 1994 et calibrés dans le cadre du suivi de campagne par la climatologie (médiane des précipitations décadaires établie sur la série 1951-1980) ;
- champs pluviométriques estimés pour 1993 et calibrés par les données réelles récupérées en cours de campagne (150 postes).

Les estimations de pluies à partir des données MÉTÉOSAT sont obtenues en décomposant la zone d'étude en trois zones climatiques définies à partir de la climatologie :

- une zone sèche délimitée par l'isohyète décadaire 30 mm, l'estimateur utilisé est la somme des carrés des différences entre les nuages froids à -35 °C et la valeur de synthèse quotidienne ;

- une zone humide de pluviométrie moyenne décadaire > 75 mm, l'estimation est basée sur la somme des occurrences des nuages à - 40 °C. Entre ces deux zones, les estimations sont calculées par moyennes pondérées à partir des estimations suivant les deux méthodes précitées.

Dans le cadre de l'utilisation de données pluviométriques estimées à partir de MÉTÉOSAT à l'échelle décadaire se posait le problème du pas de temps de calcul. Une étude précédente (GIRARD X., BALLU S., 1993) a montré que dans le cadre d'un bilan hydrique, les données pluviométriques cumulées pour chaque décade pouvaient être divisées en deux données pentadaires sans dégradation de l'information.

Vu la quantité de données à traiter (1 024 x 512 = 524 288 pixels) et pour éviter des calculs inutiles, un masque couvrant les pays hors CILSS, l'océan et les zones désertiques permet de ne travailler que sur les pays du CILSS dans le domaine des cultures pluviales.

La variable en sortie utilisée pour cette comparaison est l'ETR cumulée pendant le cycle de la culture. Dans un souci de simplification et de rapidité de calculs, nous n'avons simulé le bilan que pour une seule longueur de cycle : 90 jours et pour une seule date de semis : 1<sup>er</sup> juin. La réserve utile (capacité de rétention en eau pour 1 m de sol) a été fixée arbitrairement à 80 mm.

Afin de comparer les résultats issus de données postes et ceux issus des images MÉTÉOSAT, on a extrait les valeurs d'ETR calculées à partir des champs pluviométriques pour les coordonnées correspondant aux stations du réseau pluviométrique fourni en cours de campagne. Les couples de valeurs sont comparées par régression linéaire.

Les résultats sont donnés dans le tableau suivant :

	ETR postes 1993	ETR postes 1994
ETR champs pluv. 1993	$r^2 = 0,69$ F = 152 a = 0,21 b = 81	
ETR champs pluv. 1994		$r^2 = 0,82$ F = 406 a = 0,77 b = 36

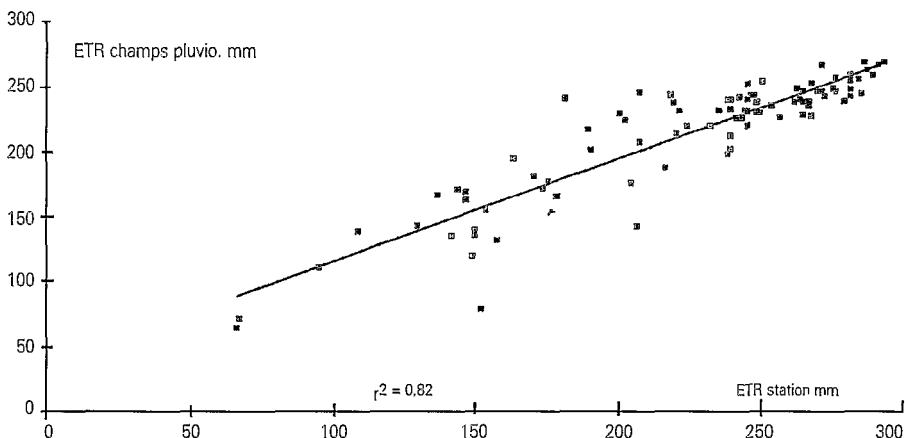


Fig 3 : Comparaison entre les ETR issues des données pluviométriques des DMN et ETR issues des champs pluviométriques pour 1994.

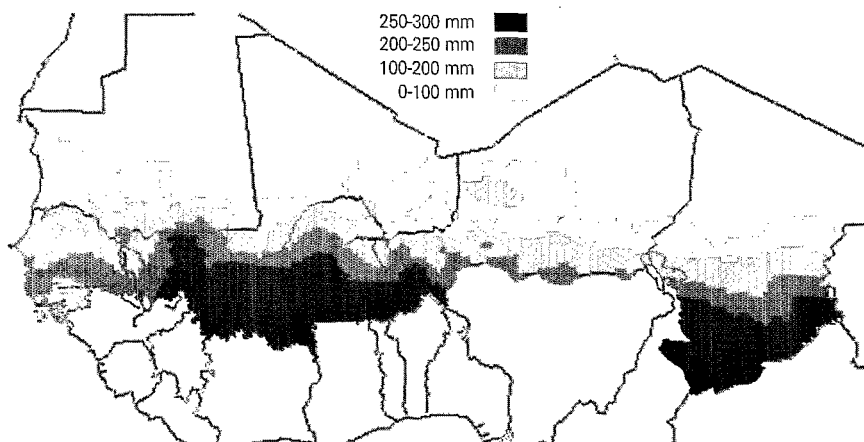


Figure 4 : Bilan hydrique simulé à partir des données pluviométriques de 150 postes sur la zone CILSS ETR en mm pour une culture de mil 90 jours semée le 1<sup>er</sup> juin 1993 ; simulation par le programme DHC4 et krigeage des valeurs suivant une grille de 0,25°.

D'après les résultats du tableau illustrés par la figure 3, on peut conclure que les champs pluviométriques comme données d'entrée dans un bilan hydrique permettent d'obtenir des résultats très proches de ceux obtenus à partir des données stationnelles. La spatialisation des termes du bilan hydrique à l'échelle régionale ne se heurte donc pas au problème de validité des champs pluviométriques. L'image des ETR obtenue à partir des champs pluviométriques pouvant être considérée comme la référence par rapport aux images obtenues à partir de données postes interpolées.

La comparaison des images de valeurs d'ETR pour 1993 issues de l'interpolation par krigeage (maille de 0,25 degrés) à partir des données de 150 postes (cf. figure 4) et de 600 postes (cf. figure 5) permet de visualiser l'incertitude sur l'estimation des ETR

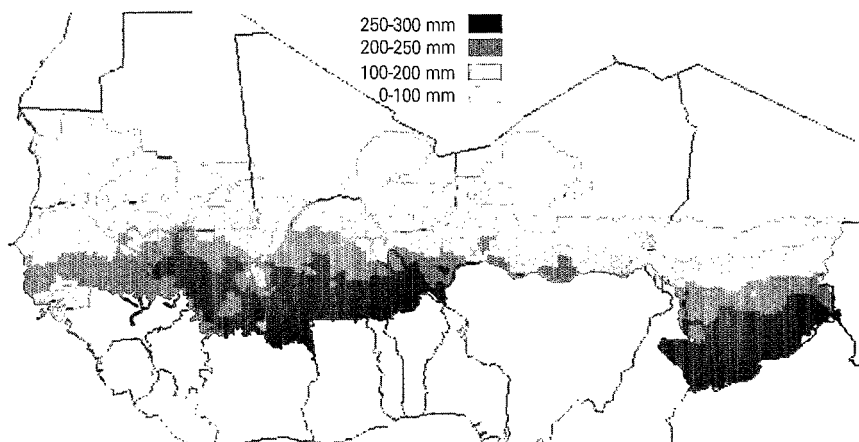


Figure 5 : Bilan hydrique simulé à partir des données pluviométriques de 600 postes sur la zone CILSS ETR en mm pour une culture de mil 90 jours semée le 1<sup>er</sup> juin 1993 ; simulation par le programme DHC4 et le krigeage des valeurs suivant une grille de 0,25°.

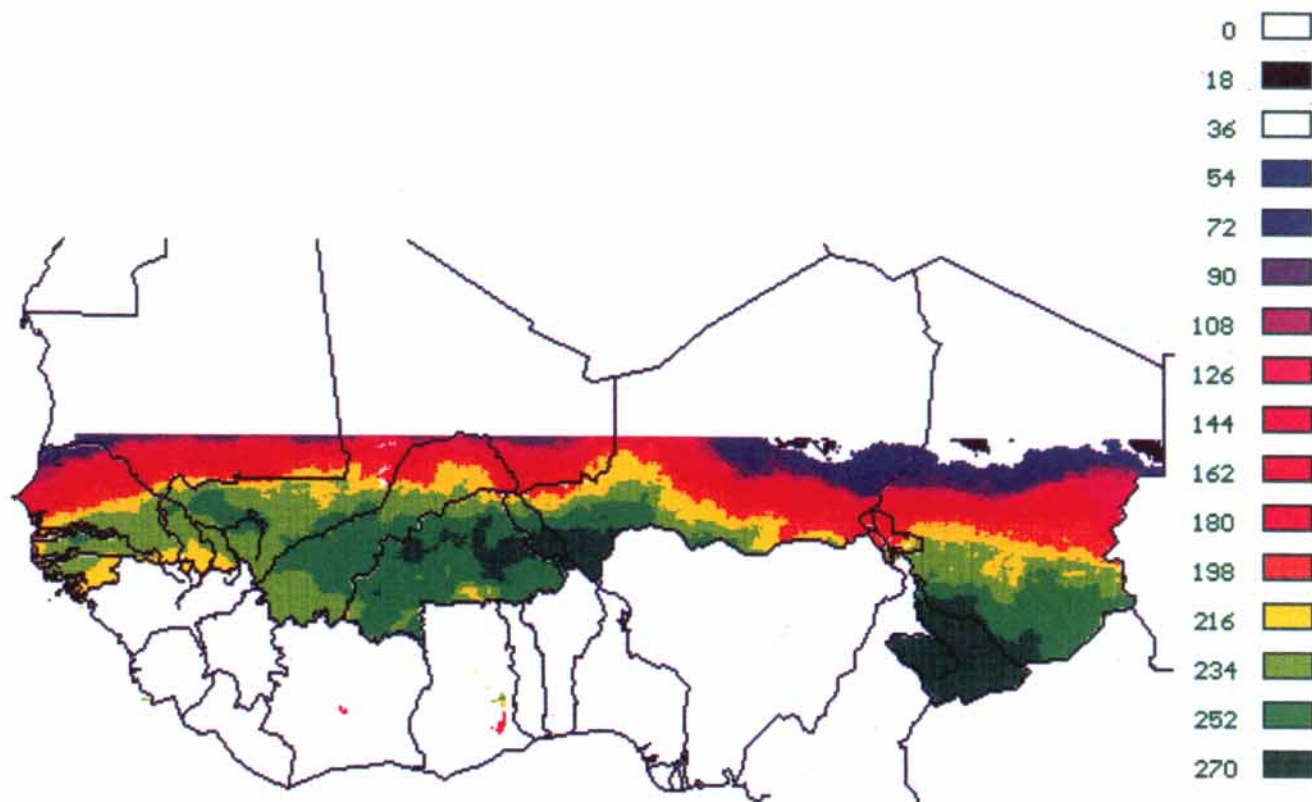


Figure 6 : Bilan hydrique simulé à partir des données pluviométriques estimées à partir de MÉTÉOSAT ETR en mm pour une culture de mil 90 jours semée le 1<sup>er</sup> juin 1994 ; les algorithmes de calcul sont ceux du programme DHC4.

entre chaque poste. L'analyse statistique par régression linéaire entre les deux images au niveau du Burkina Faso confirme cette hypothèse, étant donné que le coefficient de corrélation est de 0.74.

D'après ces premiers résultats, on note que l'interpolation des données à partir de données de postes pluviométriques ne permet pas d'approcher avec fiabilité la distribution spatiale des précipitations comme cela peut être possible à partir de champs pluviométriques (cf. figure 6).

Dans le cadre de notre sujet d'intérêt, à savoir le diagnostic hydrique des cultures en cours de campagne, la méthode des champs pluviométriques apporte un bien meilleur degré de fiabilité que celui fourni par l'interpolation des données de postes disponibles. L'information fournie par MÉTÉOSAT est de plus disponible en temps réel.

Enfin, cette méthode permet de connaître les conditions agroclimatiques en vigueur dans les zones éloignées où l'information n'est pas disponible en cours de campagne voire des zones dépourvues de point de mesure.

### *Défauts de la méthode*

Si l'on compare les valeurs champs pluviométriques aux valeurs postes, l'estimation des pluies par satellite n'est pas d'une très bonne précision. À l'heure actuelle, les méthodes de mesure au sol ne permettent pas d'estimer avec fiabilité la variabilité spatiale des précipitations. L'expérience EPSAT Niger a montré que même en disposant d'un réseau de mesure très dense (plus de 100 pluviomètres sur un degré carré) la pluviométrie est une variable difficile à régionaliser.

La relation qui permet de passer des occurrences de nuages à sommet froid aux précipitations sur l'ensemble de la zone du CILSS est une relation linéaire qui peut se décomposer en plusieurs sous-relations correspondant respectivement à des zones climatiques homogènes mais distinctes. Ces sous-relations sont au départ d'assez mauvaise qualité si les paramètres d'estimation sont les mêmes pour toute la zone. La difficulté est d'identifier ces zones et de calculer les paramètres d'estimation spécifiques à chacune de ces zones.

En cours de campagne, l'estimation des précipitations est réalisée en se basant sur la climatologie, à défaut de données sur la saison en nombre suffisant. Cette méthode qui donne d'ailleurs de meilleurs résultats que les estimations calibrées sur les données en cours d'année (réseau lâche) ne permet pas, toutefois, de rendre compte des événements exceptionnels (précipitations supérieures à 100 mm).

Quand on compare les données de pluies estimées par rapport aux valeurs de postes, on note que les valeurs issues des champs pluviométriques sont souvent sous-estimées pour les cumuls décennaux dépassant 70 mm.

Dans le cadre de la simulation du bilan hydrique, les termes du bilan ne varient plus quand l'eau disponible dans le sol est égale à la capacité de rétention en eau du sol. Seul le terme drainage peut varier et être alors sous-estimé.

## II - INTÉGRATION DANS UN SYSTÈME D'INFORMATION GÉOGRAPHIQUE

L'utilisation d'images de résolution moyenne comme données d'entrée dans le modèle de bilan hydrique permet aussi d'intégrer d'autres paramètres d'entrée sous forme de plans d'information digitalisés.

Ces paramètres nécessaires au modèle sont :

- la réserve utile du sol ;
- les coefficients culturaux en fonction de la longueur de cycle, de la culture et de sa situation géographique.

Les cartes pédologiques au 1/500 000 interprétées en termes de réserve utile et digitalisées (base de données AGRHYMET) permettent de prendre en compte le facteur sol avec une bien meilleure précision que dans le cas d'un modèle avec données stationnelles.

Les plans d'information disponibles sur les taux d'occupation du sol par les différentes cultures peuvent être intégrés afin de simuler le bilan hydrique pour chaque culture dans les limites de son aire de production.

La régionalisation des résultats (moyenne par unité administrative) est réalisée par l'extraction des pixels présents dans les limites du vecteur de l'unité administrative.

Cette représentation permet d'avoir une appréciation du déroulement de la campagne adaptée aux exigences de la gestion du territoire.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- GIRARD X., BARON C., CORTIER B., 1994 - DHC4 Logiciel de diagnostic hydrique des cultures. *Manuel d'utilisation*, AGRHYMET.
- GIRARD X., BALLU S., 1993 - Évolution du DHC pour l'intégration des champs pluviométriques : sensibilité des termes du bilan hydrique simulé au pas de temps de calcul. *Atelier Estimation des pluies par satellite*. Centre AGRHYMET, Niamey, décembre 1993.
- FOREST F., CORTIER B., 1990 - *Le diagnostic hydrique des cultures et la prévision du rendement régional du mil cultivé dans les pays du CILSS*. IRAT/CIRAD/AGRHYMET/IAHS. Publication n° 199 : 547-557.
- CORTIER B., 1994 - Le diagnostic hydrique des cultures et la prévision précoce des rendements en zone sahélienne. *Le bilan hydrique agricole et sécheresse en Afrique tropicale*. J. Libbey Eurotext, Paris.
- GOZE E., 1990 - *Modèle stochastique de la pluviométrie au Sahel. Application à l'agronomie*. Thèse de doctorat, USTL Montpellier.

# ANALYSE DES SÉQUENCES SÈCHES AU NIGER DE 1950 A 1991

M. FODÉ, O. M. ADAMOU

(Faculté des Sciences, dépt de Physique, université Abdou Moumouni - NIAMEY, NIGER)

## RÉSUMÉ

Dans cette étude nous essayons d'ajuster les distributions empiriques (observées) des séquences sèches à l'aide de modèles de la chaîne de MARKOV. Nous utilisons à cet effet les données de pluviométrie journalière de certaines stations du Niger pour les deux périodes 1950-1970 et 1971-1991. Il est apparu que la chaîne de MARKOV de 2<sup>e</sup> ordre donne un meilleur ajustement de la distribution des probabilités empiriques d'occurrence des séquences sèches ; cet ajustement est d'autant meilleur que les fréquences des précipitations sont élevées et que la longueur de la série des données est limitée au dernier jour pluvieux de la saison. Nous avons aussi déduit que la saison des pluies s'installe effectivement au Niger en juillet ; que le FIT amorce sa descente vers l'équateur en septembre et que les stations d'Agadez et de N'guigmi appartiennent à une même zone climatique (sahélo-saharienne).

## I - INTRODUCTION

Les aspects typiques de la variabilité interannuelle des précipitations au Sahel sont leur persistance et leur amplitude. La dernière sécheresse au Sahel qui persiste encore a commencé vers les années 1966-1968 et le déficit pluviométrique a atteint environ 50 % (NICHOLSON, 1983). L'importance de cette variabilité interannuelle des précipitations est marquée par une descente de 100 à 150 km vers le sud des isohyètes correspondant à la période 1945-1969 par rapport aux isohyètes de la période 1969-1990 (SHIVAKUMAR, *et al.*, 1993). On constate ainsi que des zones sont devenues plus arides que par le passé hypothéquant ainsi leur avenir agricole et accentuant les processus de désertisation (FODÉ et ADAMOU, 1993). La prévision de certains événements météorologiques n'est pas chose facile. Néanmoins, par l'utilisation d'outils statistiques, il est possible de mettre en évidence certaines caractéristiques. La chaîne de MARKOV est l'un de ces outils statistiques qui permet de calculer la probabilité d'occurrence d'un événement à un instant donné sachant qu'il s'est produit l'instant avant. La détermination de ces probabilités d'occurrence nous amène à considérer les précipitations comme des processus stochastiques survenant de manière aléatoire. SHIVAKUMAR *et al.* (1993) ont fait une étude statistique des périodes de sécheresse de plus de 7, 10, 15 et 30 jours suivant le premier jour de chaque décade pour différentes stations du Niger. Une étude statistique des périodes de sécheresse de plus de 15 et 30 jours suivant le premier jour des décades d'octobre n'a pas une importance significative pour la grande majorité des stations du Niger. L'analyse statistique des séquences sèches et pluvieuses prenant en compte des données d'années entières ne nous semble pas réaliste

pour un pays sahélien où le régime des précipitations est nettement séparé en saisons sèche et humide. Notre objectif ici est d'étudier les séquences de sécheresses pour certaines stations du Niger en déterminant la probabilité qu'une séquence sèche dure n jours pendant la saison des pluies que nous avons limitée du 1<sup>er</sup> mai au 31 octobre. L'étude que nous proposons ici, vise à donner des informations supplémentaires aux planificateurs principalement dans le domaine agricole. Nous présentons tout d'abord dans le paragraphe 2 les caractéristiques de la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest pendant la saison des pluies puis dans le paragraphe 3 nous présentons le modèle statistique utilisé et enfin les résultats et discussions dans le paragraphe 4.

## II - QUELQUES TRAITS CARACTÉRISTIQUES DE LA CIRCULATION GÉNÉRALE EN AFRIQUE DE L'OUEST

La météorologie dans les régions sahéliennes en particulier et dans les régions ouest-africaines en général est marquée, d'après ce qui ressort des études climatologiques, par la structure de l'équateur météorologique schématisant la zone de discontinuité entre des flux d'air provenant des hémisphères nord et sud. Sa trace au sol est connue en Afrique sous le nom de front intertropical (FIT).

De l'hémisphère nord souffle en direction de l'équateur d'une part l'alizé du nord-ouest frais et humide, ayant pour origine l'anticyclone des Açores, d'autre part l'alizé du nord-est (ou harmattan) sec et chaud provenant des régions sahariennes et ayant pour origine l'anticyclone de Libye. Alors que l'alizé du nord-ouest intéresse surtout le Sénégal et la Mauritanie, l'alizé du nord-est intéresse plus particulièrement les pays continentaux du Sahel.

De l'hémisphère sud souffle, comme aspiré par la dépression thermique continentale, l'alizé transéquatorial dévié. C'est un flux du sud-ouest, humide et plus frais appelé flux de mousson. Ce flux est lié à l'anticyclone de Sainte-Hélène migrant vers l'équateur.

La structure moyenne verticale du champ de vent en août est caractérisée par :

- un flux de mousson (air humide et chaud d'origine océanique et équatoriale dont l'épaisseur dépasse rarement 2 000 mètres dans les régions sahéliennes ;
- un premier tube de vent fort (Jet d'Est Africain : JEA) ayant son maximum vers le niveau de pression 600 hpa ;
- un deuxième tube de vent fort situé au niveau supérieur (Jet d'Est Tropical : JET) ; (200 hpa) : c'est un élément de la circulation générale dont la source géographique est la mousson indienne (CADET et GUILLOT, 1991).

La structure de l'équateur météorologique dans les basses couches continentales (structure FIT) est, selon LEROUX (1986), « *stérilisante en raison du cisaillement et des contrastes de caractères entre la mousson des basses couches et l'alizé supérieur ; ainsi dans la majorité des cas il peut ne pas pleuvoir. Des précipitations sont toutefois déversées par des perturbations mobiles* ». Les pays du Sahel connaissent, de ce fait, un régime pluviométrique très variable.

### III - PRÉSENTATION DU MODÈLE STATISTIQUE ET LES DONNÉES DE L'ANALYSE

Vers les années 1950, de nombreux chercheurs se sont penchés sur l'étude statistique des distributions de probabilité de séquences de jours secs et de jours pluvieux de durée quelconque. Dans ces travaux, des modèles de distributions géométriques et logarithmiques sont utilisés pour la description des fréquences d'occurrence des séquences de jours secs et pluvieux (WILLIAMS, 1952 ; LONGLEY, 1953 ; GABRIEL et NEUMANN, 1957 ; GABRIEL, 1959). Dans toutes ces études les séquences sont considérées comme des événements indépendants. CASKEY (1963), WEISS (1964), HOPKINS et ROBILLARD (1964) et FEYERHERM et BARK (1965) ont montré la possibilité d'utiliser le modèle de calcul des probabilités par la chaîne de MARKOV du 1<sup>er</sup> ordre pour décrire les séquences sèches et pluvieuses. La chaîne de MARKOV du 1<sup>er</sup> ordre fait dépendre la probabilité qu'un jour soit sec/pluvieux de ce qui est arrivé la veille. Par contre, celle du 2<sup>e</sup> ordre fait dépendre la probabilité que survienne un jour sec/pluvieux de ce qui est arrivé la veille et l'avant-veille. La persistance de la sécheresse étant supérieure à celles des jours pluvieux, il a été montré que la chaîne de MARKOV du 2<sup>e</sup> ordre est un modèle théoriquement plus acceptable que celle du 1<sup>er</sup> ordre (GARCIA et MARTIN-VIDE, 1993).

#### 1 - Le modèle statistique

Soit donc à considérer une séquence de  $n$  jours consécutifs et soit

$$x_i \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n)$$

une série de  $n$  variables aléatoires prenant les valeurs  $x_i = d$  ou  $x_i = w$  où  $d$  et  $w$  sont utilisés pour désigner respectivement sec (dry) et humide (wet) en anglais. Nous posons  $P(x_1, x_2, \dots, x_n)$  la probabilité que la séquence  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$  se produise. Nous supposons de plus que d'une année à l'autre ces probabilités sont constantes. L'emploi de la chaîne de MARKOV revient à résoudre un problème de probabilité conditionnelle. La loi de multiplication en théorie des probabilités nous donne alors :

$$P(x_1, x_2, \dots, x_n) = P(x_1) \cdot P(x_2/x_1) \cdot P(x_3/x_2, x_1) \cdot \dots \cdot P(x_n/x_{n-2}, x_{n-1}) \quad (1)$$

où  $P(x_1)$  est la probabilité initiale et les autres termes sont les probabilités conditionnelles. La barre (/) se lit « sachant que ».

Si la probabilité conditionnelle apparaissant dans l'équation (1) ci-dessus dépend seulement de la veille, alors :

$$P(x_1, x_2, \dots, x_n) = P(x_1) \cdot P(x_2/x_1) \cdot P(x_3/x_2) \cdot \dots \cdot P(x_n/x_{n-1}) \quad (2)$$

Cette équation décrit une séquence connue sous le nom de chaîne de MARKOV du 1<sup>er</sup> ordre et les probabilités conditionnelles sont appelées les probabilités de transitions du fait qu'elles indiquent le passage au cours du temps d'un jour sec à un jour pluvieux (ou la persistance dans le même état) et vice-versa. La détermination de (2) revient à se donner les probabilités initiales et conditionnelles. S'il s'avère que la chaîne de MARKOV du 1<sup>er</sup> ordre est insuffisante pour décrire le processus en cours on pourrait tenter de voir si les probabilités conditionnelles dans (1) après le deuxième terme du membre de droite dépendent de ce que la veille et l'avant-veille ont été pluvieuses ou

sèches. On détermine alors la probabilité  $P(x_1, x_2, \dots, x_n)$  à l'aide de la chaîne de MARKOV d'ordre 2. Ainsi comme nous l'avons annoncé ci-dessus pour la chaîne de MARKOV du 2<sup>e</sup> ordre, la probabilité d'avoir un jour sec/pluvieux ( $d/w$ ) sachant que la veille et l'avant-veille ont été pluvieuses/sèches (c'est-à-dire les séquences  $wwd/ddw$ ) est identique à l'équation (1). On déduit alors de la même façon les probabilités pour la chaîne de MARKOV du 3<sup>e</sup> ordre où les états pluvieux et secs des trois jours précédant le jour considéré sont pris en compte.

## 2 - Les données

Les données utilisées dans ce travail sont celles de la base de données CLICOM du service de la Météorologie nationale du Niger. Pour les stations considérées ici (tableau 1), nous avons utilisé les données de précipitations journalières des années 1950 à 1991. En raison de la grande période de sécheresse que connaît le Niger et qui a débuté vers les années 1966-1968 nous avons considéré séparément pour chaque station les données allant de 1950 à 1970 puis de 1971 à 1991 afin de mettre en évidence un quelconque effet (s'il existe) de cette période de grande sécheresse climatique. Malgré l'existence de nombreuses études (BENOÎT, 1977 ; SHIVAKUMAR *et al.*, 1993) sur le début et la fin de la période de pluies au Niger, nous voyons encore des paysans semer au mois d'avril. D'après les études de SHIVAKUMAR *et al.*, 1993, le début le plus précoce des précipitations au Niger est le 20 mai avec un écart-type de 17,7 jours (Gaya) et la fin des précipitations la plus tardive le 4 octobre avec un écart-type de 6,2 jours.

C'est pour cette raison que nous avons choisi les dates de début et de fin de la saison des pluies respectivement au 1<sup>er</sup> mai et au 31 octobre.

## 3 - Le traitement des données

Pour des études sur les séquences sèches et humides il est tout d'abord nécessaire de définir un seuil de hauteur de précipitations à partir duquel on peut considérer que le jour est pluvieux ou sec selon que ce seuil est dépassé ou non. Comme le besoin en

Tableau 1 - Coordonnées géographiques des stations et cumul des précipitations pour les périodes 1950-1970 et 1971-1991.

Stations	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Précipitations (mm)	
				1950-1970	1971-1991
Agadez	7° 59' E	16° 58' N	501	3 539,1	2 140,4
Gaya	3° 27' E	11° 53' N	202	17 784,8	15 701,6
Konni	5° 17' E	13° 48' N	272	12 973,6	9 300,7
Mainé	11° 59' E	13° 14' N	338	8 997,2	6 284,7
Magaria	8° 56' E	12° 59' N	360	11 440,6	10 328,6
Maradi	7° 05' E	13° 28' N	368	13 178,8	9 129,2
N'guigmi	13° 07' E	14° 15' N	286	3 345,1	3 653,6
Niamey	2° 10' E	13° 29' N	222	13 275,3	9 995,4
Tahoua	5° 15' E	14° 54' N	386	9 343,5	6 891,5
Tillabéry	1° 27' E	14° 12' N	209	10 659	7 626,3
Zinder	8° 59' E	13° 47' N	451	10 886,6	8 005,3

eau dépend du cycle végétatif de la plante d'une part et qu'au Niger le type de sol prédominant est latéritique, ferrugineux, formant une croûte imperméable et à faible capacité de réserve en eau utile aux plantes d'autre part, nous avons choisi de mener cette étude pour le seuil de minimum de 0,1 mm. Nous ne considérerons que les chaînes de MARKOV des 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> ordres.

Déterminons pour la chaîne de MARKOV de 2<sup>e</sup> ordre le nombre de séquences sèches de longueur supérieure ou égale à deux jours étant donné un état initial noté (wd) de probabilité  $P_{wd}$ . Cet état initial est défini comme étant un jour sec précédé d'un jour pluvieux. En considérant que l'état pluvieux ou sec d'un jour donné dépend seulement de ceux des deux jours précédants, la probabilité d'avoir deux jours secs encadrés par deux jours pluvieux est donnée par :

$$P(wd, d, w) = P(d/wd) \cdot P(w/dd)$$

Cette probabilité est notée :  $q_2 = P_{wdd} P_{ddw}$

De même, les probabilités d'avoir respectivement trois et quatre jours secs sont :

$$q_3 = P(d/wd) \cdot P(d/dd) \cdot P(w/dd)$$

$$= P_{wdd} P_{ddd} P_{ddw}$$

$$q_4 = P(d/wd) \cdot P(d/dd) \cdot P(d/dd) \cdot P(w/dd)$$

$$= P_{wdd} P_{ddd}^2 P_{ddw}$$

d'où en généralisant pour n jours secs on obtient :

$$q_n = P(d/wd) \cdot \underbrace{P(d/dd) \dots P(d/dd)}_{n-2} \cdot P(w/dd)$$

$$= P_{wdd} \cdot P_{ddd}^{n-2} \cdot P_{ddw}$$

$P_{wdd}$  est la probabilité d'avoir deux jours secs après un jour pluvieux,

$P_{ddd}$  la probabilité d'avoir un jour sec après deux jours secs,

$P_{ddw}$  la probabilité d'avoir un jour pluvieux après deux jours secs,

$P_{wdw}$  la probabilité d'avoir un jour sec encadré par deux jours pluvieux.

La probabilité  $P_{ddd}$  est la même que  $P_{wddd}$  puisque pour la chaîne de MARKOV d'ordre deux, l'état d'un jour donné ne dépend que de ceux des deux jours précédants, d'où les relations :

$$P_{wdd} = 1 - P_{wdw}, \quad P_{ddd} = P_{wddd} = 1 - P_{wddw}, \quad P_{ddw} = P_{wddw}$$

Ainsi pour la chaîne de MARKOV du 2<sup>e</sup> ordre, la probabilité qu'une séquence sèche dure n jours est donnée par :

$$q_n = (1 - P_{wdw})(1 - P_{wddw})^{n-2} P_{wddw} \quad (3)$$

et pour la chaîne de MARKOV du 3<sup>e</sup> ordre

$$q_n = (1 - P_{wddw})(1 - P_{wdddw})^{n-3} P_{wdddw} \quad (4)$$

avec :

$$P_{wdw} = \frac{\text{Nombre de séquences } wdw}{\text{Nombre de séquences } wd\dots} \quad (5)$$

la probabilité d'avoir un jour sec encadré de jours de pluie,

$$P_{wddw} = \frac{\text{Nombre de séquences } wddw}{\text{Nombre de séquences } wdd\dots} \quad (6)$$

la probabilité d'avoir deux jours secs encadrés de jours de pluie,

$$P_{wdddw} = \frac{\text{Nombre de séquences } wdddw}{\text{Nombre de séquences } wddd\dots} \quad (7)$$

la probabilité d'avoir trois jours secs encadrés de jours de pluie.

Les points de suspension (...) indiquent que la séquence peut comporter une succession de jours secs jusqu'à la fin de la saison des pluies que nous avons fixée ici au 31 octobre. Ce qui nous a amené à tenir compte des séquences sèches même après le dernier jour de pluie de la saison. Le nombre de séquences d'au moins un jour sec précédé d'un jour pluvieux est la somme de toutes les séquences  $wdw, wddw, wdd\dots$

Nombre de séquences  $wd\dots = \Sigma$  (des séquences de type  $wdw, wddw, \dots wdd\dots d$ )

Le nombre de séquences d'au moins deux jours secs précédés d'un jour pluvieux est donné par :

Nombre de séquences  $wdd\dots =$  Nombre de séquences  $wd\dots -$  Nombre de séquences  $wdw$

Pour le calcul des probabilités empiriques nous nous sommes limités aux séquences sèches encadrées par des jours pluvieux. Ce qui fait que, contrairement au calcul des probabilités dans le cas de la chaîne de MARKOV, nous ne prenons pas en compte ici les séquences  $wd\dots$ . Ces probabilités sont définies par :

$$q_n = \frac{\text{Nombre de séquences de } n \text{ jours secs}}{\sum_{m=1}^{30} \text{Nombre de séquences } wd\dots dw \text{ } m \text{ fois}} \quad (8)$$

## IV - RÉSULTATS

Avant de présenter les résultats expérimentaux, il faut tout d'abord regarder comment varient les probabilités des séquences sèches calculées à partir des chaînes de MARKOV selon que nous prenons en compte ou pas les séquences sèches du type  $wdd\dots$ . En effet, comme nous avons eu à le dire dans l'introduction, les pays du Sahel dont le Niger sont caractérisés par une saison des pluies et une saison sèche bien distinctes l'une de l'autre, sans limites parfaitement définies. Aussi la détermination de la fin de la saison des pluies ne peut être qu'arbitraire. Le nombre de séquences sèches du type  $wdd\dots$  est donc variable et sa prise en compte ou non affecte de façon notable le calcul des probabilités  $P_{wd\dots w}$  et par conséquent les probabilités  $q_n$  estimées à partir des chaînes de MARKOV ; mais est sans effet sur les probabilités empiriques définies par l'équation (8).

### 1 - Distribution des probabilités d'occurrences des séquences sèches pour le seuil de 0,1 mm

#### a) Ajustement par les modèles de la chaîne de MARKOV

Nous présentons sur les figures (fig. 1a, b, c, d) les distributions de probabilités (observées) empiriques pour le seuil 0,1 mm et celles données par les chaînes de MARKOV d'ordres 2 et 3 respectivement pour les périodes 1950-1970 et 1971-1991. Nous pouvons remarquer que pour des séquences sèches de plus de 13 jours toutes les courbes des probabilités empiriques et des chaînes de MARKOV indiquent de très faibles valeurs de probabilités approximativement les mêmes. Les chaînes de MARKOV des 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> ordre sous-estiment les probabilités empiriques d'occurrence des séquences sèches de longueur inférieure à 4, 5 ou 6 jours selon les stations et surestiment celles

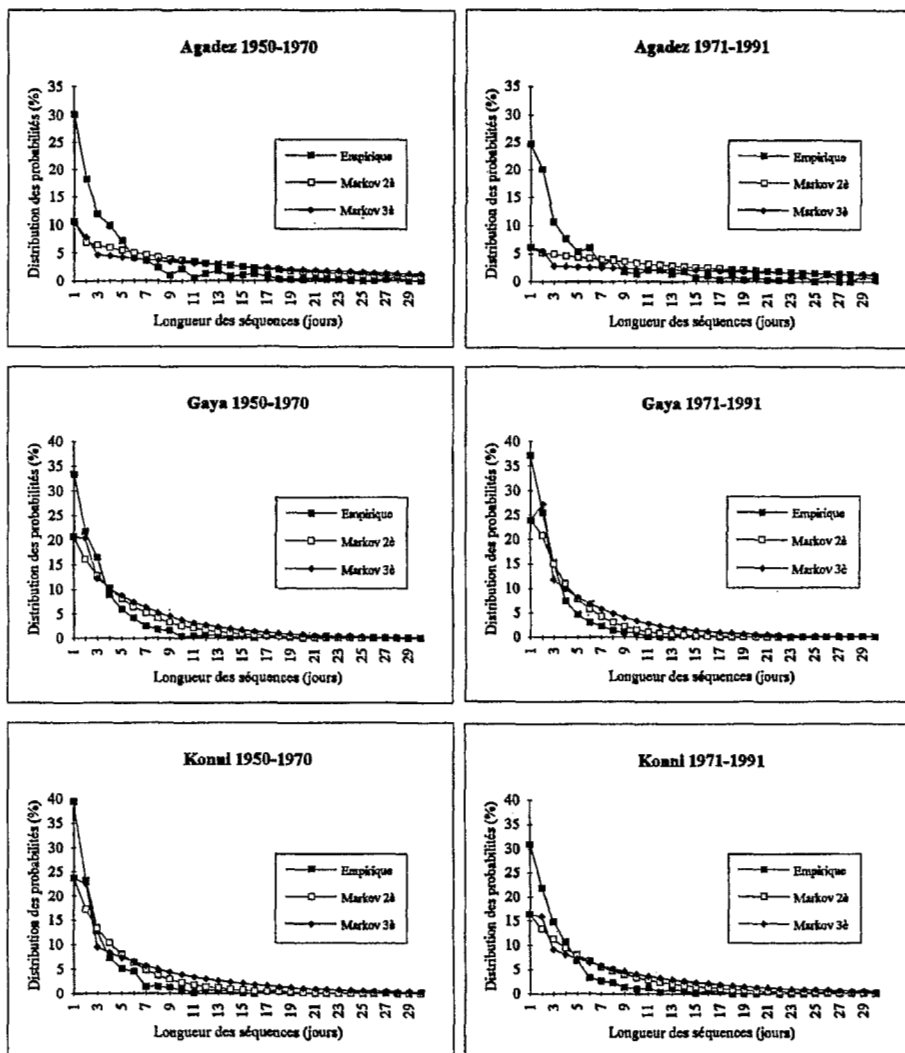


Figure 1a : Distributions des probabilités empiriques et celles données par le modèle de MARKOV pour le seuil 0,1 mm en prenant en compte les séquences sèches après la dernière pluie.

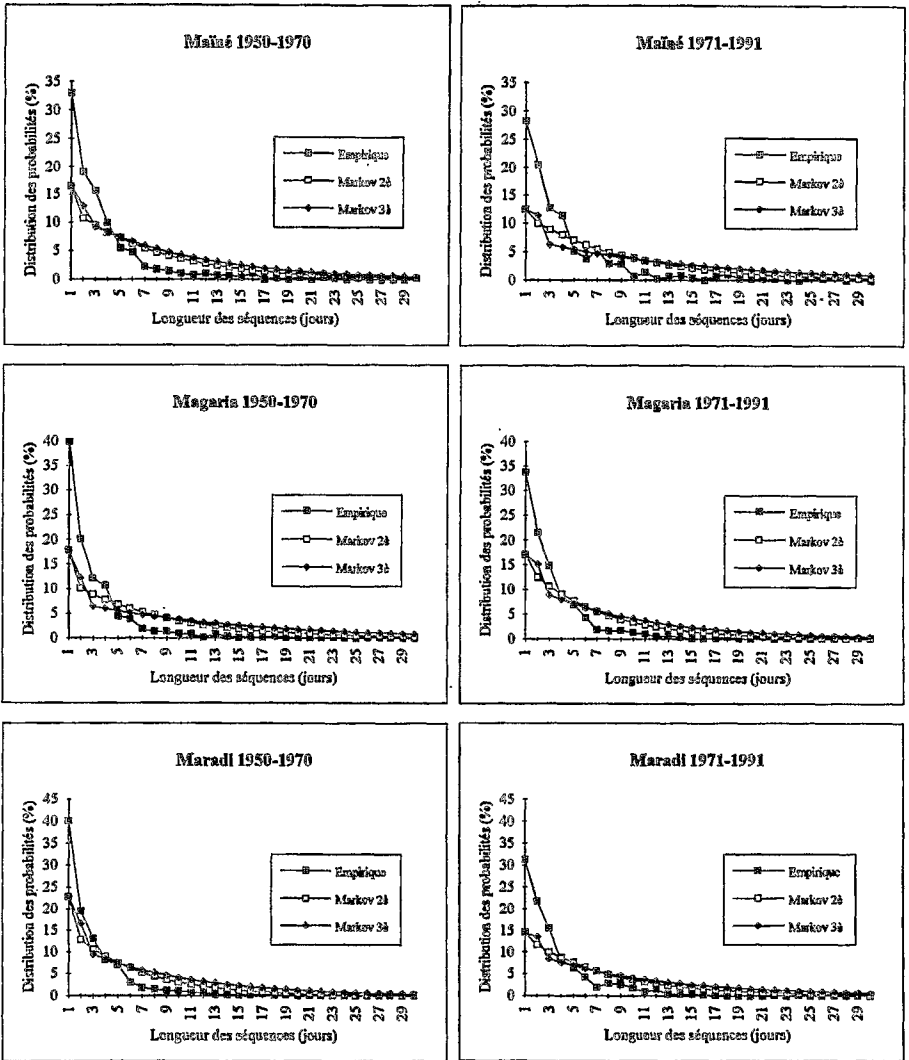


Figure 1b : Distributions des probabilités empiriques et celles données par le modèle de MARKOV pour le seuil 0,1 mm en prenant en compte les séquences sèches après la dernière pluie.

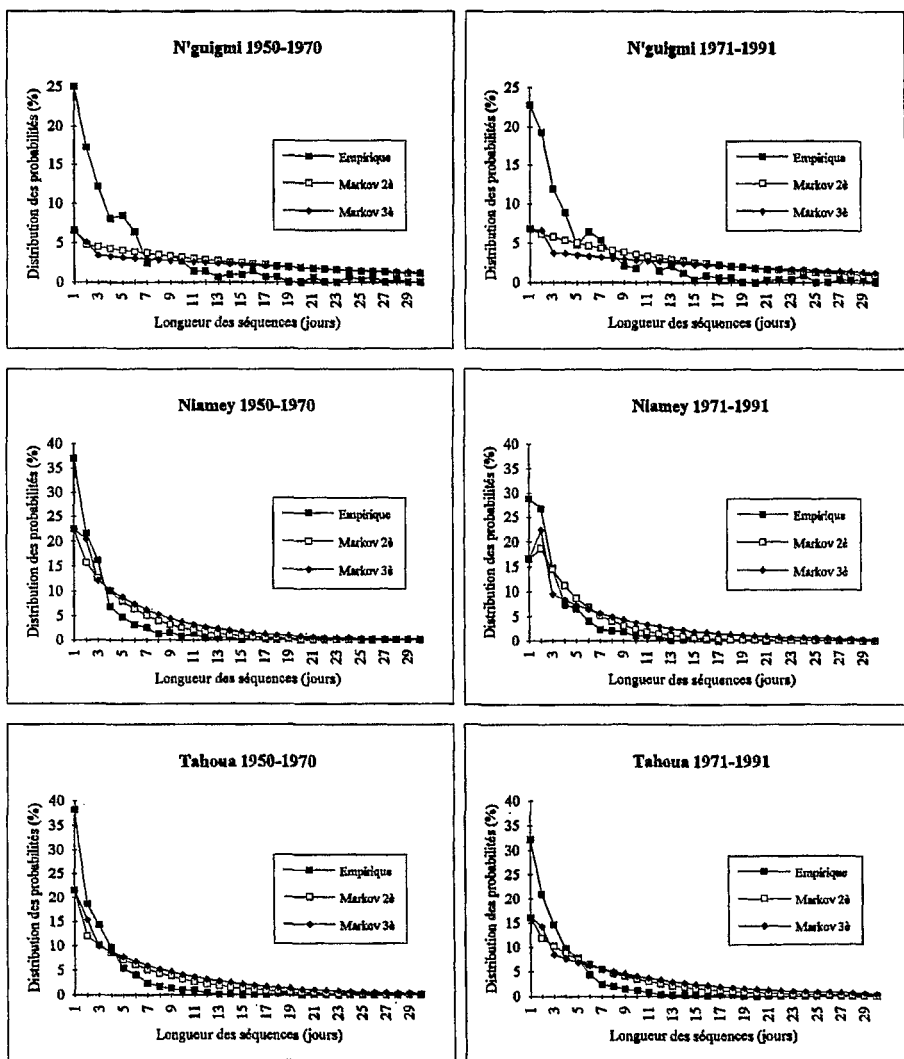


Figure 1c : Distributions des probabilités empiriques et celles données par le modèle de MARKOV pour le seuil 0,1 mm en prenant en compte les séquences sèches après la dernière pluie.

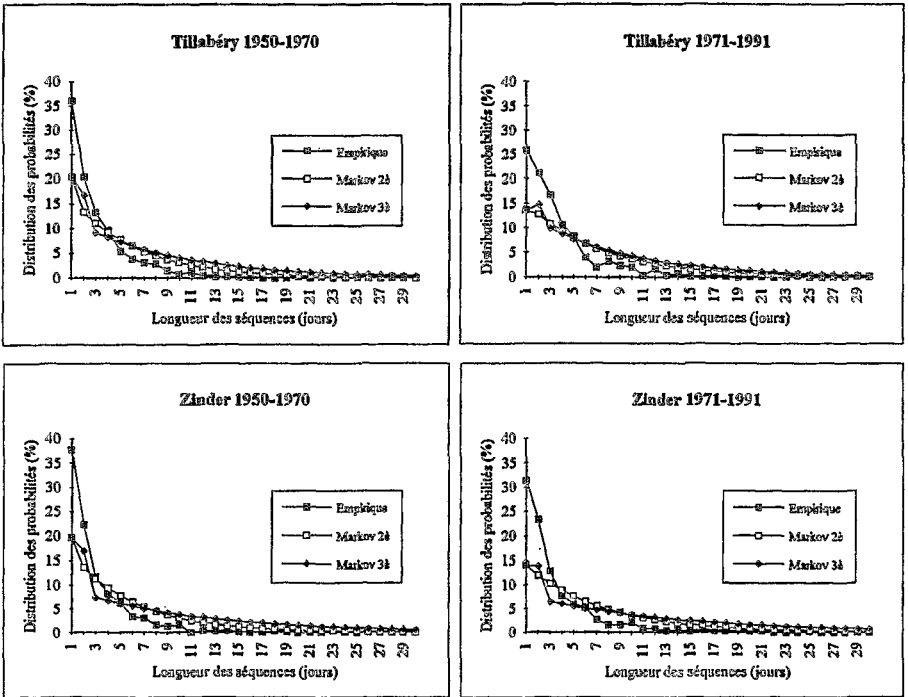


Figure 1d : Distributions des probabilités empiriques et celles données par le modèle de MARKOV pour le seuil 0,1 mm en prenant en compte les séquences sèches après la dernière pluie.

de toutes les séquences sèches de longueur supérieure à 6 jours. L'ajustement étant meilleur pour le 2<sup>e</sup> ordre. Cependant, il est à noter que ces surestimations ne sont réellement pas appréciables pour les séquences de plus de 13 jours secs pour l'ensemble des stations, les probabilités étant très faibles (< 5 %). Nous pouvons également observer que pour toutes les stations les distributions empiriques des séquences sèches décroissent rapidement pour des séquences inférieures ou égales à 7 jours. Ceci est valable aussi bien pour la période de 1950-1970 que pour la période 1971-1991. Ces résultats sont également consignés dans les tableaux 2a et 2b. On peut noter à partir de ces tableaux que 90 % et plus des séquences sèches ont une longueur inférieure ou égale à 7 jours sauf pour les stations d'Agadez, de Maïné et de N'guigmi pour lesquelles ce taux est compris entre 80 et 90 %.

Nous remarquons de plus que l'approximation des probabilités empiriques par des chaînes de MARKOV d'ordres 2 et 3 est beaucoup moins bonne pour les séquences de longueurs inférieures ou égales à 7 jours essentiellement pour les stations d'Agadez et de N'guigmi (qui sont des stations appartenant à des zones climatiques sahélo-

Tableau 2a - Valeurs absolues (va) et probabilités (%) observées et calculées au moyen des chaînes de MARKOV des 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> ordres pour les séquences sèches de longueur 1,2, ..., 10 jours pour le seuil 0,1 mm.

n jours secs	1950-1970						1971-1991					
	Observées		MARKOV 2 <sup>e</sup>		MARKOV 3 <sup>e</sup>		Observées		MARKOV 2 <sup>e</sup>		MARKOV 3 <sup>e</sup>	
	va	%	va	%	va	%	va	%	va	%	va	%
Agadez												
1	119	30,13	42	10,63	42	10,63	74	24,75	18,2	6,09	18,2	6,09
2	72	18,23	27,4	6,93	30,6	7,75	60	20,07	15,6	5,21	16,6	5,55
3	47	11,9	25,2	6,39	18,4	4,67	32	10,7	14,7	4,92	8,4	2,79
4	39	9,87	23,3	5,89	17,5	4,43	23	7,69	13,9	4,65	8,1	2,71
5	28	7,09	21,5	5,44	16,6	4,21	16	5,35	13,1	4,39	7,9	2,63
6	16	4,05	19,8	5,02	15,8	3,99	18	6,02	12,4	4,15	7,6	2,55
7	14	3,54	18,3	4,63	15	3,79	8	2,68	11,7	3,92	7,4	2,48
8	9	2,28	16,9	4,27	14,2	3,6	12	4,01	11,1	3,7	7,2	2,40
9	4	1,01	15,6	3,94	13,5	3,42	5	1,67	10,4	3,49	7	2,33
10	8	2,03	14,3	3,63	12,8	3,25	4	1,34	9,9	3,3	6,8	2,26
Gaya												
1	234	33,38	144,7	20,63	144,7	20,63	271	37,23	174	23,9	174	23,90
2	152	21,68	113,1	16,13	142,4	20,32	185	25,41	151,2	20,77	198,6	27,29
3	115	16,41	90,1	12,85	85,9	12,25	111	15,25	109,9	15,1	86,7	11,90
4	62	8,84	71,8	10,24	72,7	10,37	55	7,55	79,9	10,98	72,5	9,96
5	42	5,99	57,2	8,16	61,5	8,77	34	4,67	58,1	7,98	60,6	8,33
6	29	4,14	45,6	6,5	52	7,42	22	3,02	42,3	5,81	50,7	6,96
7	17	2,43	36,3	5,18	44	6,28	17	2,34	30,7	4,22	42,4	5,82
8	13	1,85	28,9	4,13	37,3	5,32	10	1,37	22,3	3,07	35,4	4,87
9	11	1,57	23,1	3,29	31,5	4,5	7	0,96	16,2	2,23	29,6	4,07
10	2	0,29	18,4	2,62	26,7	3,81	7	0,96	11,8	1,62	24,8	3,41
Konni												
1	273	39,34	164,6	23,72	164,6	23,72	190	30,94	100,1	16,3	100,1	16,30
2	161	23,2	118,9	17,13	155,8	22,45	134	21,82	81,8	13,32	97,7	15,91
3	88	12,68	92,2	13,28	66,1	9,52	91	14,82	68,8	11,2	55,8	9,09
4	50	7,2	71,5	10,3	57,9	8,35	66	10,75	57,8	9,42	49,8	8,11
5	35	5,04	55,4	7,99	50,8	7,32	42	6,84	48,6	7,92	44,4	7,23
6	31	4,47	43	6,19	44,6	6,43	20	3,26	40,9	6,66	39,6	6,45
7	9	1,3	33,3	4,8	39,1	5,64	16	2,61	34,4	5,6	35,3	5,75
8	10	1,44	25,8	3,72	34,3	4,95	14	2,28	28,9	4,71	31,5	5,13
9	8	1,15	20	2,89	30,1	4,34	7	1,14	24,3	3,96	28,1	4,58
10	5	0,72	15,5	2,24	26,4	3,81	6	0,98	20,4	3,33	25,1	4,08
Mainé												
1	180	33,03	90	16,51	90	16,51	143	28,21	62,7	12,36	62,7	12,36
2	104	19,08	58,7	10,77	70,3	12,9	104	20,51	50,8	10,02	57,9	11,43
3	85	15,6	51,1	9,38	50,1	9,19	64	12,62	45	8,87	31,6	6,23
4	54	9,91	44,5	8,17	44,8	8,22	57	11,24	39,8	7,86	29,4	5,79
5	30	5,5	38,8	7,12	40,1	7,35	26	5,13	35,3	6,96	27,3	5,38
6	26	4,77	33,8	6,2	35,8	6,57	19	3,75	31,3	6,16	25,4	5,01
7	12	2,2	29,4	5,4	32,1	5,88	26	5,13	27,7	5,46	23,6	4,65
8	9	1,65	25,6	4,7	28,7	5,26	14	2,76	24,5	4,84	21,9	4,33
9	8	1,47	22,3	4,1	25,6	4,71	14	2,76	21,7	4,28	20,4	4,02
10	5	0,92	19,4	3,57	22,9	4,21	3	0,59	19,2	3,79	19	3,74
Magaria												
1	222	39,86	98,8	17,73	98,8	17,73	209	33,71	106	17,09	106	17,09
2	112	20,11	55,9	10,04	68	12,2	133	21,45	77,6	12,52	93,6	15,10
3	67	12,03	49,1	8,81	35,7	6,41	92	14,84	65,9	10,63	55	8,87
4	59	10,59	43,1	7,74	33,1	5,94	52	8,39	55,9	9,02	49,2	7,94
5	25	4,49	37,8	6,79	30,7	5,51	43	6,94	47,5	7,66	44,1	7,11
6	22	3,95	33,2	5,96	28,4	5,1	27	4,35	40,3	6,5	39,5	6,37
7	10	1,8	29,2	5,24	26,4	4,73	12	1,94	34,2	5,52	35,4	5,70
8	7	1,26	25,6	4,6	24,4	4,39	10	1,61	29,1	4,69	31,7	5,11
9	7	1,26	22,5	4,04	22,7	4,07	11	1,77	24,7	3,98	28,4	4,57
10	5	0,9	19,7	3,54	21	3,77	8	1,29	21	3,38	25,4	4,10

Tableau 2b - Valeurs absolues (va) et probabilités (%) observées et calculées au moyen des chaînes de MARKOV des 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> ordres pour les séquences sèches de longueur 1,2, ..., 10 jours pour le seuil 0,1 mm.

n jours secs	1950-1970						1971-1991					
	Observées va %		MARKOV 2 <sup>e</sup> va %		MARKOV 3 <sup>e</sup> va %		Observées va %		MARKOV 2 <sup>e</sup> va %		MARKOV 3 <sup>e</sup> va %	
Maradi												
1	263	40,09	149	22,71	149	22,71	182	31,11	84,9	14,51	84,9	14,51
2	127	19,36	83,8	12,78	108,5	16,54	128	21,88	67,8	11,59	79,3	13,56
3	86	13,11	70	10,67	61,3	9,35	91	15,56	58,6	10,02	48,7	8,33
4	53	8,08	58,4	8,9	54,4	8,3	47	8,03	50,7	8,66	44	7,53
5	46	7,01	48,7	7,43	48,3	7,37	37	6,32	43,8	7,49	39,8	6,8
6	20	3,05	40,7	6,2	42,9	6,54	25	4,27	37,9	6,47	36	6,15
7	12	1,83	34	5,18	38,1	5,81	11	1,88	32,7	5,59	32,5	5,56
8	9	1,37	28,3	4,32	33,9	5,16	16	2,74	28,3	4,84	29,4	5,02
9	8	1,22	23,7	3,61	30,1	4,58	15	2,56	24,5	4,18	26,5	4,54
10	7	1,07	19,7	3,01	26,7	4,07	10	1,71	21,1	3,61	24	4,1
N'guigmi												
1	74	25	19,5	6,57	19,5	6,57	77	22,85	23,1	6,85	23,1	6,85
2	51	17,23	14,1	4,76	15,1	5,09	65	19,29	20,8	6,17	22,3	6,62
3	36	12,16	13,4	4,52	10,1	3,41	40	11,87	19,4	5,76	12,8	3,8
4	24	8,11	12,7	4,29	9,7	3,29	30	8,9	18,1	5,38	12,3	3,65
5	25	8,45	12	4,07	9,4	3,17	16	4,75	16,9	5,02	11,8	3,5
6	19	6,42	11,4	3,86	9,1	3,06	22	6,53	15,8	4,69	11,3	3,36
7	7	2,36	10,8	3,66	8,7	2,95	18	5,34	14,8	4,38	10,9	3,22
8	10	3,38	10,3	3,48	8,4	2,84	12	3,56	13,8	4,09	10,4	3,09
9	10	3,38	9,8	3,3	8,1	2,74	7	2,08	12,9	3,82	10	2,96
10	8	2,7	9,3	3,13	7,8	2,64	6	1,78	12	3,56	9,6	2,84
Niamey												
1	246	36,99	149,3	22,45	149,3	22,45	182	28,89	104,2	16,55	104,2	16,55
2	144	21,65	105,2	15,82	135,6	20,4	168	26,67	117,8	18,69	141,1	22,4
3	108	16,24	83,7	12,59	81	12,18	93	14,76	91,4	14,51	60,6	9,62
4	46	6,92	66,7	10,02	68,6	10,31	47	7,46	70,9	11,26	53,1	8,43
5	32	4,81	53,1	7,98	58,1	8,74	42	6,67	55	8,74	46,5	7,38
6	21	3,16	42,2	6,35	49,2	7,4	26	4,13	42,7	6,78	40,8	6,47
7	17	2,56	33,6	5,06	41,7	6,27	15	2,38	33,1	5,26	35,7	5,67
8	8	1,2	26,8	4,02	35,3	5,31	13	2,06	25,7	4,08	31,3	4,96
9	10	1,5	21,3	3,2	29,9	4,5	12	1,9	20	3,17	27,4	4,35
10	5	0,75	17	2,55	25,3	3,81	6	0,95	15,5	2,46	24	3,81
Tahoua												
1	253	38,16	142,3	21,46	142,3	21,46	199	32,2	99,7	16,14	99,7	16,14
2	124	18,7	80,5	12,14	102,5	15,46	129	20,87	73,9	11,95	88,1	14,25
3	95	14,33	68,1	10,27	66,4	10,01	90	14,56	63,3	10,25	52,7	8,53
4	65	9,8	57,5	8,68	58,5	8,83	60	9,71	54,3	8,79	47,5	7,68
5	36	5,43	48,6	7,34	51,6	7,78	48	7,77	46,6	7,54	42,7	6,92
6	27	4,07	41,1	6,2	45,5	6,86	27	4,37	39,9	6,46	38,5	6,23
7	16	2,41	34,8	5,24	40,1	6,05	15	2,43	34,2	5,54	34,7	5,61
8	11	1,66	29,4	4,43	35,3	5,33	12	1,94	29,4	4,75	31,2	5,05
9	8	1,21	24,8	3,75	31,2	4,7	9	1,46	25,2	4,07	28,1	4,55
10	7	1,06	21	3,17	27,5	4,14	7	1,13	21,6	3,49	25,3	4,1
Tillabéry												
1	226	36,16	127,6	20,42	127,6	20,42	147	25,79	77,3	13,56	77,3	13,56
2	127	20,32	83,8	13,4	105,3	16,84	120	21,05	72,4	12,7	83,7	14,69
3	83	13,28	69,7	11,15	57,2	9,15	95	16,67	61,7	10,83	56,5	9,92
4	60	9,6	57,9	9,27	50,9	8,15	60	10,53	52,7	9,24	50	8,77
5	34	5,44	48,2	7,71	45,3	7,25	46	8,07	44,9	7,88	44,2	7,75
6	24	3,84	40,1	6,41	40,3	6,45	22	3,86	38,3	6,73	39	6,85
7	19	3,04	33,3	5,33	35,9	5,74	11	1,93	32,7	5,74	34,5	6,05
8	17	2,72	27,7	4,43	31,9	5,11	18	3,16	27,9	4,89	30,5	5,35
9	9	1,44	23	3,69	28,4	4,55	13	2,28	23,8	4,18	26,9	4,73
10	5	0,8	19,2	3,06	25,3	4,05	11	1,93	20,3	3,56	23,8	4,18
Zinder												
1	231	37,68	120,5	19,66	120,5	19,66	172	31,39	77	14,05	77	14,05
2	137	22,35	83,6	13,64	104,1	16,98	128	23,36	65,2	11,91	75,9	13,85
3	72	11,75	69,4	11,32	45,4	7,41	70	12,77	56,2	10,26	35,8	6,53
4	50	8,16	57,6	9,4	41,4	6,75	42	7,66	48,4	8,84	33,1	6,03
5	38	6,2	47,8	7,81	37,7	6,14	33	6,02	41,7	7,61	30,6	5,57
6	21	3,43	39,7	6,48	34,3	5,6	29	5,29	35,9	6,56	28,2	5,15
7	19	3,1	33	5,38	31,2	5,1	15	2,74	31	5,65	26,1	4,76
8	9	1,47	27,4	4,47	28,5	4,64	9	1,64	26,7	4,87	24,1	4,4
9	8	1,31	22,7	3,71	25,9	4,23	9	1,64	23	4,19	22,3	4,07
10	10	1,63	18,9	3,08	23,6	3,85	11	2,01	19,8	3,61	20,6	3,76

sahariennes recevant donc des précipitations beaucoup moins fréquentes et en faibles quantités). Si nous regardons les courbes correspondant aux autres stations, et principalement pendant la période 1950-1970 qui est relativement plus humide que la période 1971-1991, nous remarquons que l'ajustement est meilleur.

Comme nous l'avons fait remarquer ci-dessus, les probabilités des séquences sèches peuvent être déterminées à l'aide des chaînes de MARKOV sans tenir compte des séquences du type wd... après la dernière pluie de la période de 6 mois. Sur les figures (figures 2a, b, c, d) nous présentons pour le seuil 0,1 mm les distributions des probabilités empiriques ainsi que les ajustements pour ce cas. Nous voyons que les ajustements sont bien meilleurs pour toutes les stations sans exception. Il apparaît néanmoins pour ces courbes une augmentation assez significative des probabilités estimées à l'aide des chaînes de MARKOV quand on passe de 1 à 2 jours secs. Il faut cependant noter que comme le disait GARCIA *et al.* (1993) « une sécheresse d'un jour ne peut pas être considérée même au prix d'un abus de langage, comme une séquence sèche ». Ainsi dans les deux cas si nous nous limitons aux séquences sèches de longueurs supérieures à un jour, nous pouvons dire que les modèles de chaînes de MARKOV d'ordres 2 et 3 peuvent être utilisés pour décrire la distribution des séquences sèches au Niger pendant la période de la mousson. Cet ajustement est meilleur si on ne prend pas en compte les séquences sèches après la dernière pluie de la période considérée.

#### ***b) Variations des distributions empiriques des séquences sèches pour les périodes 1950-1970 et 1971-1991***

Dans ce paragraphe nous nous proposons de voir comment les distributions des probabilités empiriques ont varié quand nous sommes passés de la période 1950-1970 à la période 1971-1991 qui est relativement plus sèche que la précédente. Nous montrons à partir de certaines de ces stations quelques caractéristiques de cette évolution. Le nombre des séquences sèches de longueur inférieure à 7 jours a diminué durant la période 1971-1991 pour toutes les stations (figures 3a, b, c, d). Pour les stations de Gaya et de Magaria, respectivement pour les séquences de 1 et 2 jours et 2, 3 et 5 jours nous remarquons essentiellement une augmentation du nombre de ces séquences.

Afin de mieux comprendre les caractéristiques saisonnières des variations des séquences sèches nous présentons sur les figures (fig. 4a, b, c, d, e et f) les distributions mensuelles des séquences sèches pour chaque station de 1950 à 1991. Nous pouvons constater que :

- les séquences sèches de 7 jours pratiquement absentes durant le mois d'août de la période 1950-1970 sont des caractéristiques observables au cours de ce mois de la période 1971-1991 (Tahoua, Gaya, Maradi, Konni, Maïné, Niamey, Tillabéry), alors qu'elles sont en diminution pour le mois de juillet pour certaines de ces stations (Gaya, Magaria, Tillabéry et Zinder) ;
- durant la période de 1950-1991, aucune séquence sèche de 7 jours n'est observée au cours du mois de juin à la station d'Agadez ;
- au cours du mois de juin, l'absence quasi totale des séquences sèches de 1, 3 et 5 jours à la station de N'guigmi de 1950 à 1970 suivie de leur apparition durant la période de 1971-1991 suggère une précocité de la saison des pluies pendant cette dernière période.

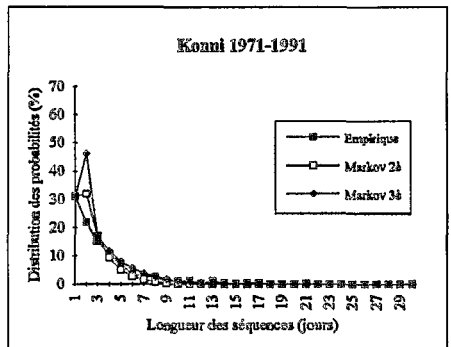
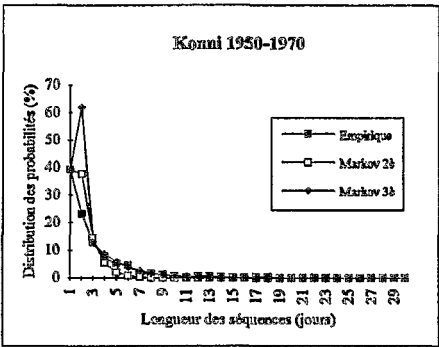
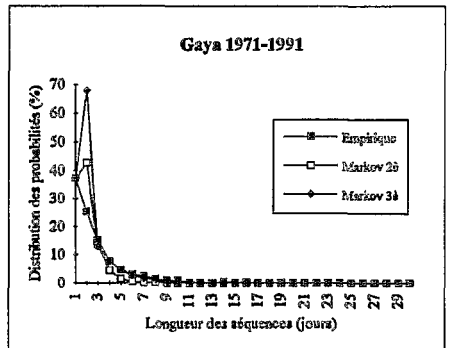
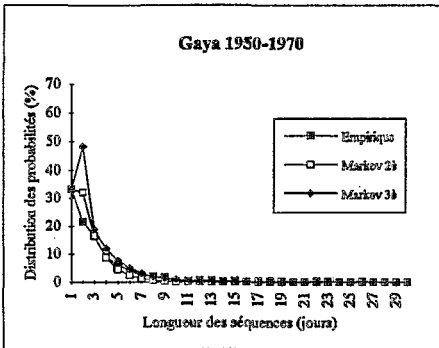
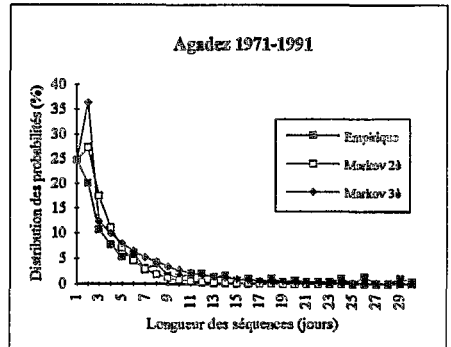
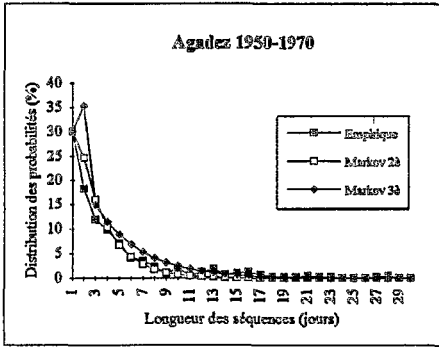


Figure 2a : Distributions des probabilités empiriques et celles données par le modèle de MARKOV pour le seuil 0,1 mm sans prendre en compte les séquences sèches après la dernière pluie.

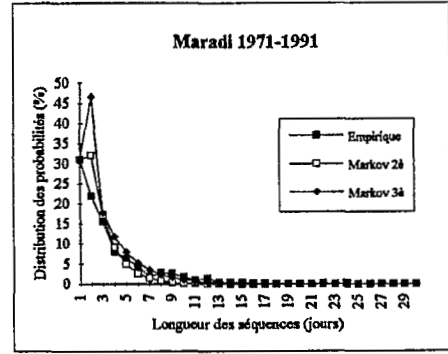
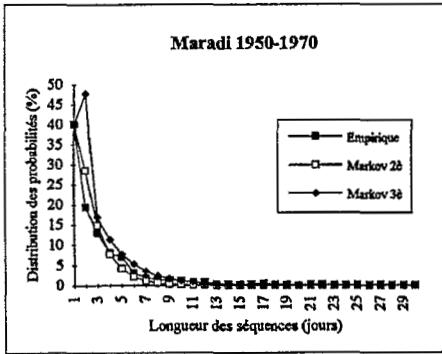
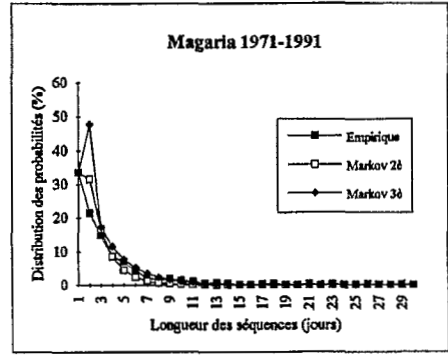
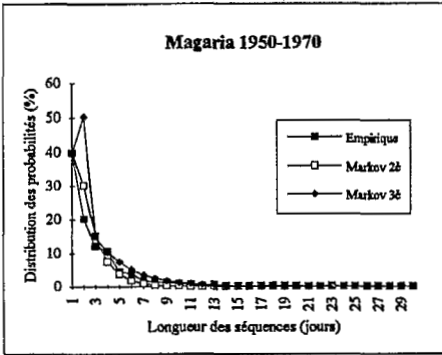
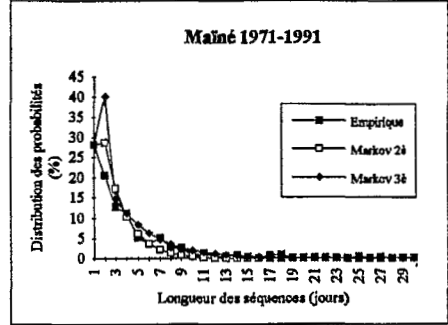
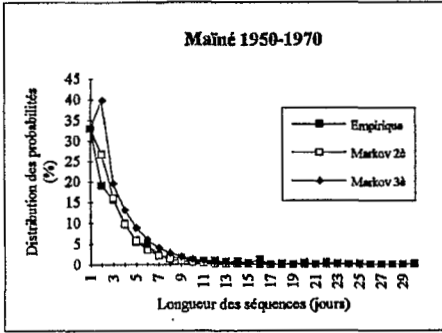


Figure 2b : Distributions des probabilités empiriques et celles données par le modèle de MARKOV pour le seuil 0,1 mm sans prendre en compte les séquences sèches après la dernière pluie.

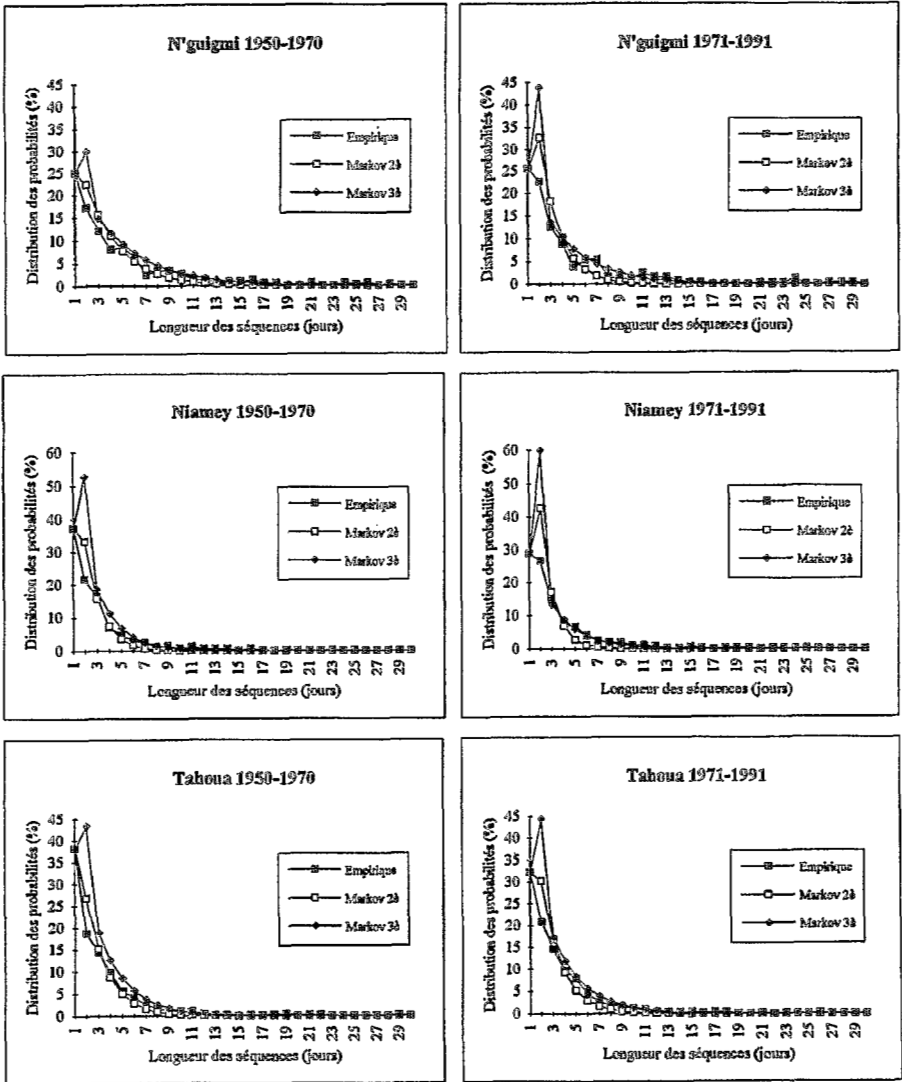


Figure 2c - Distributions des probabilités empiriques et celles données par le modèle de MARKOV pour le seuil 0,1 mm sans prendre en compte les séquences sèches après la dernière pluie.

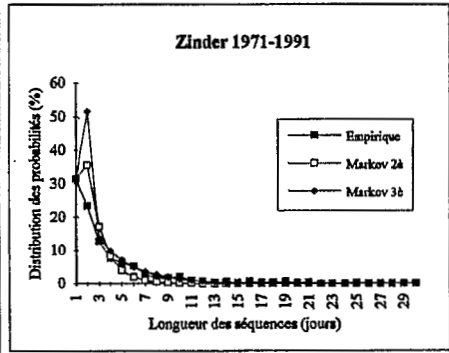
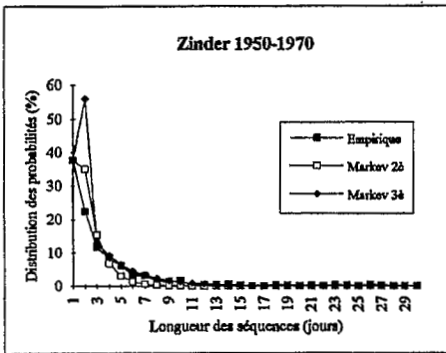
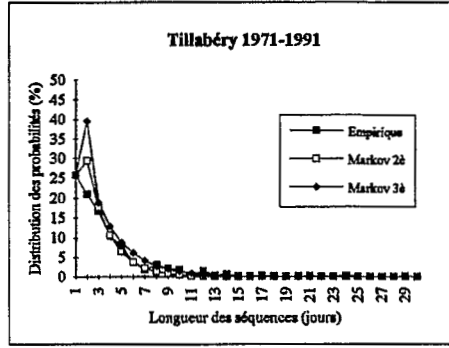
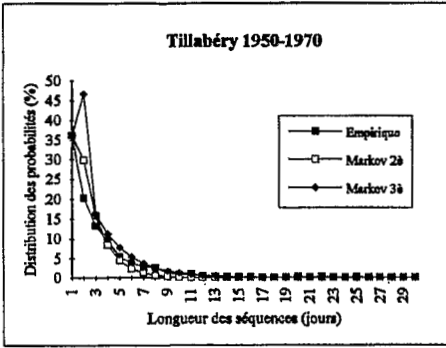


Figure 2d - Distributions des probabilités empiriques et celles données par le modèle de MARKOV pour le seuil 0,1 mm sans prendre en compte les séquences sèches après la dernière pluie.

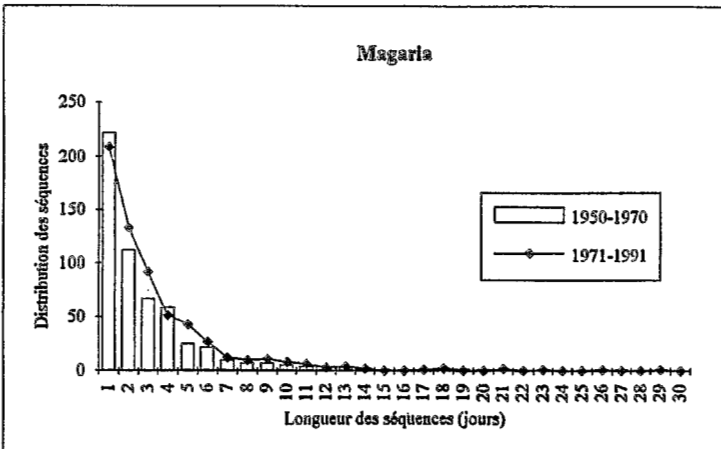
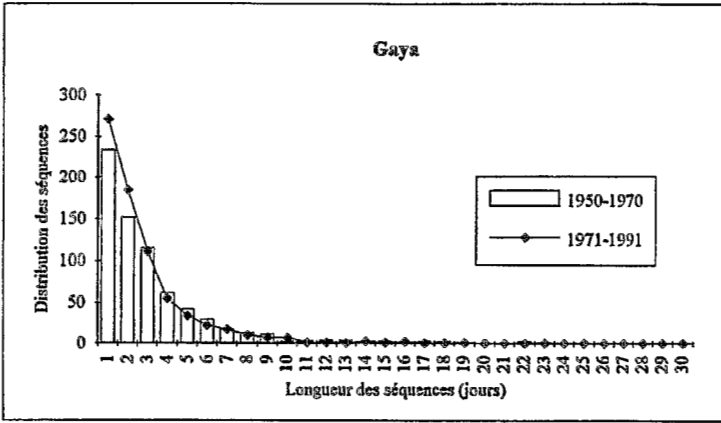
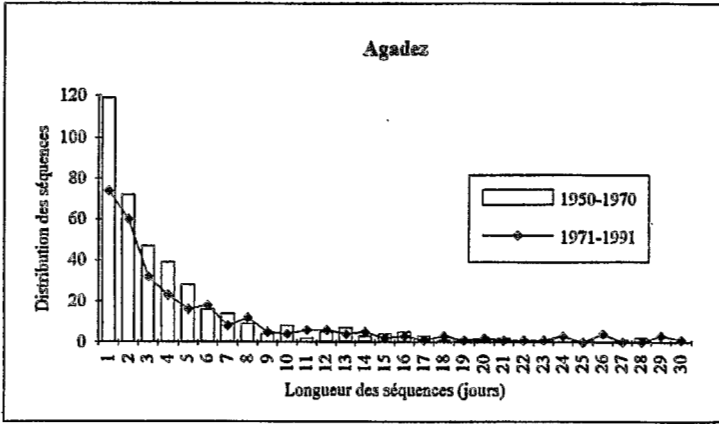


Figure 3a : Variations des distributions observées des séquences sèches en fonction de leurs longueurs pour le seuil 0,1 mm.

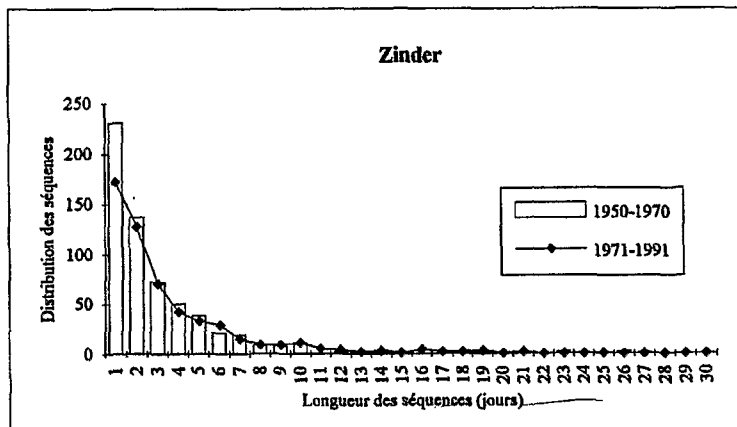
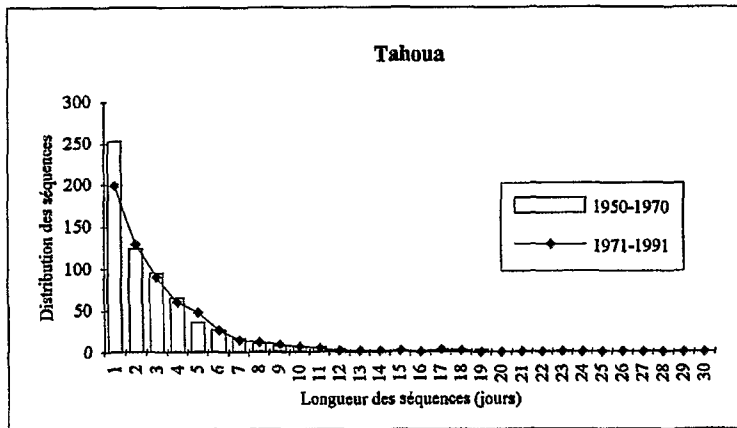
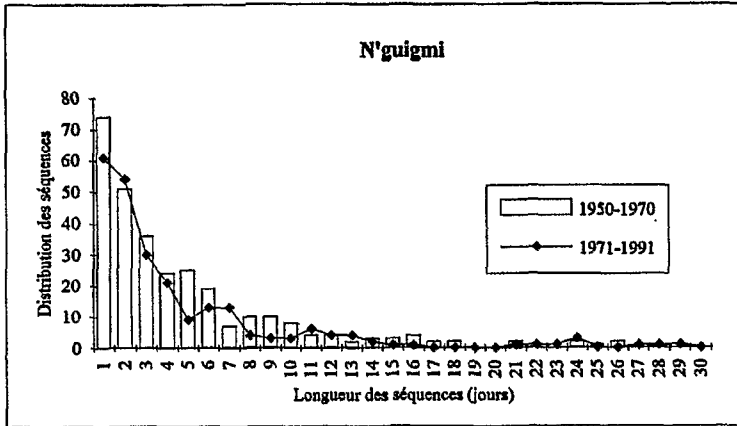


Figure 3b : Variations des distributions observées des séquences sèches en fonction de leurs longueurs pour le seuil 0,1 mm.

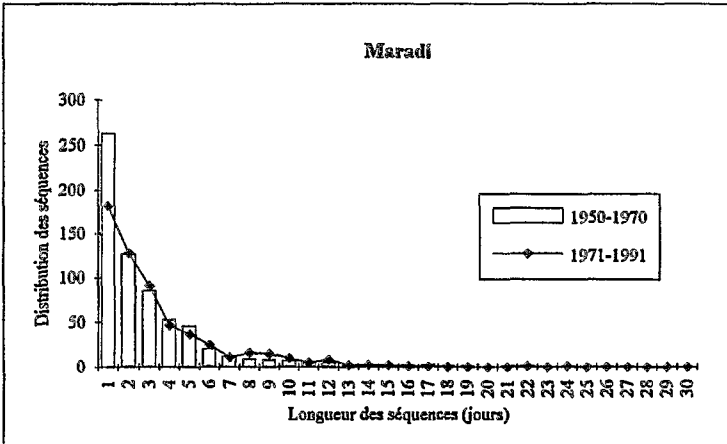
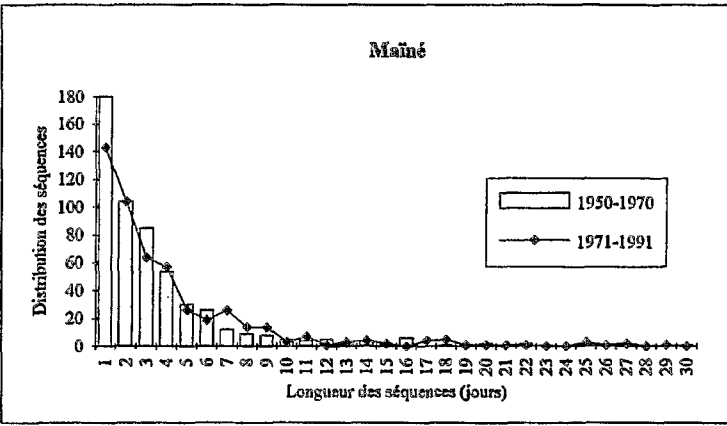
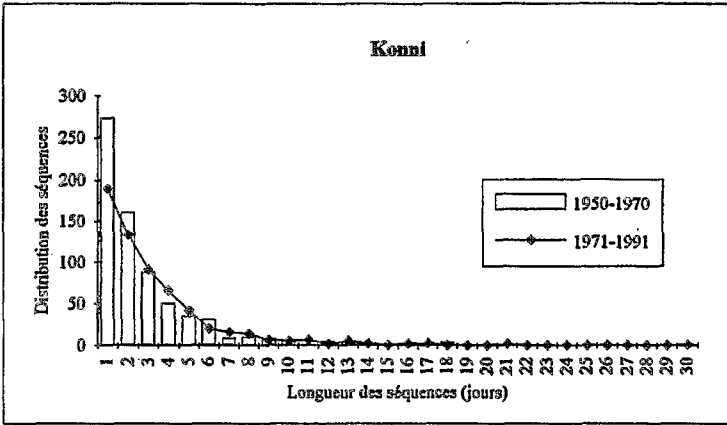


Figure 3c : Variations des distributions observées des séquences sèches en fonction de leurs longueurs pour le seuil 0,1 mm.

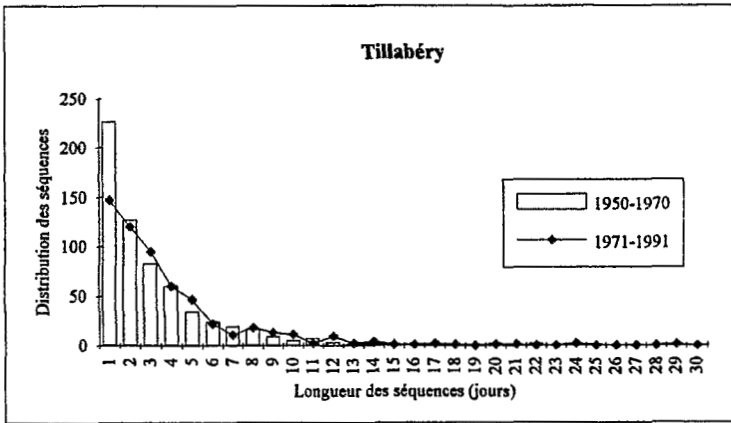
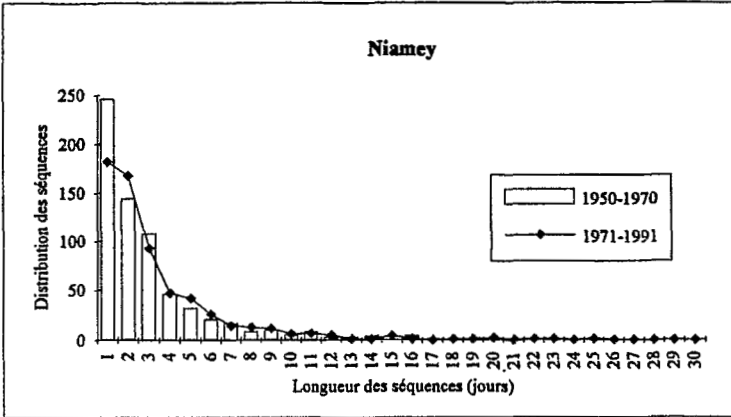


Figure 3d : Variations des distributions observées des séquences sèches en fonction de leurs longueurs pour le seuil 0,1 mm.

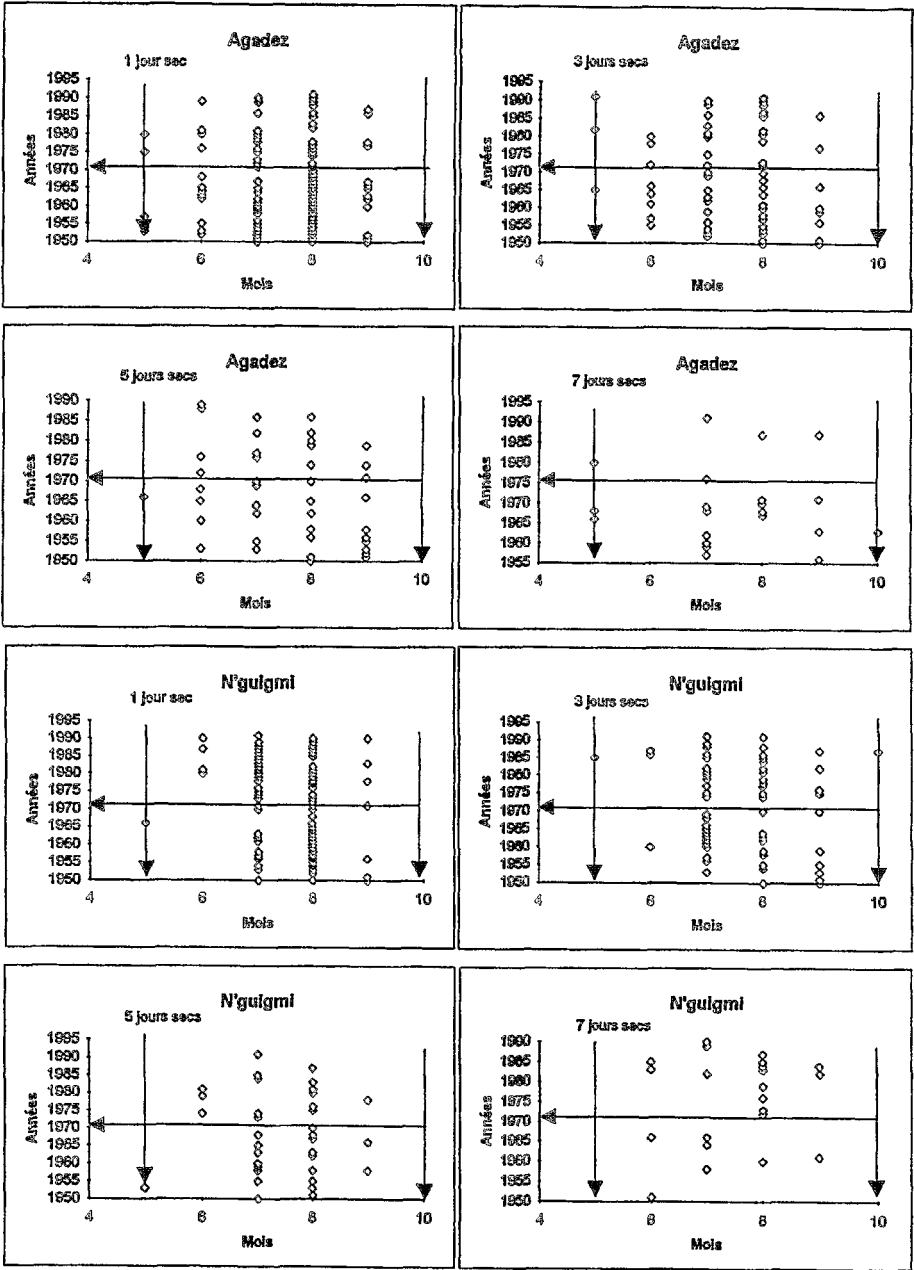


Figure 4a : Distributions des séquences sèches de longueur 1, 3, 5 et 7 jours pour le seuil 0,1 mm.

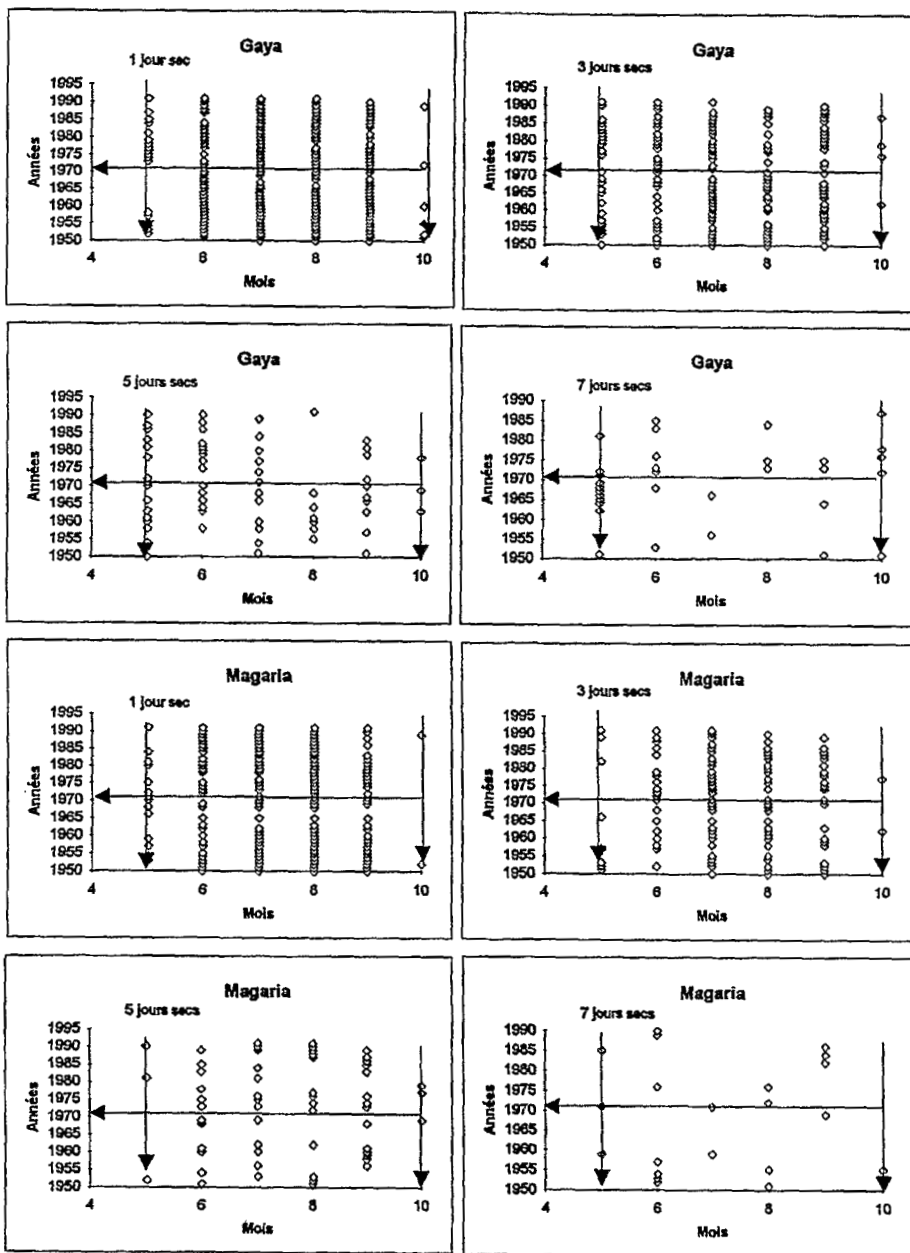


Figure 4b : Distributions des séquences sèches de longueur 1, 3, 5 et 7 jours pour le seuil 0,1 mm.

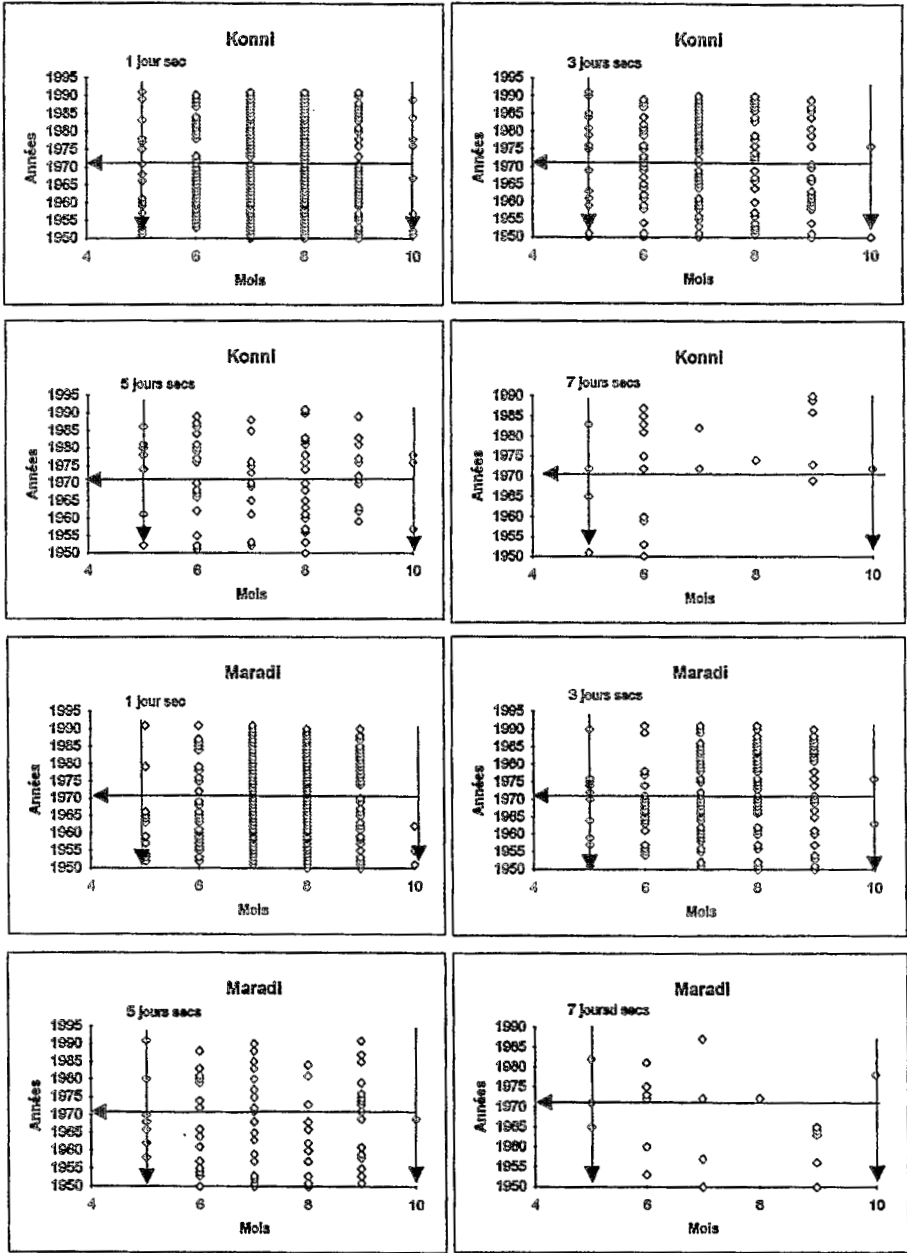


Figure 4c : Distributions des séquences sèches de longueur 1, 3, 5 et 7 jours pour le seuil 0,1 mm.

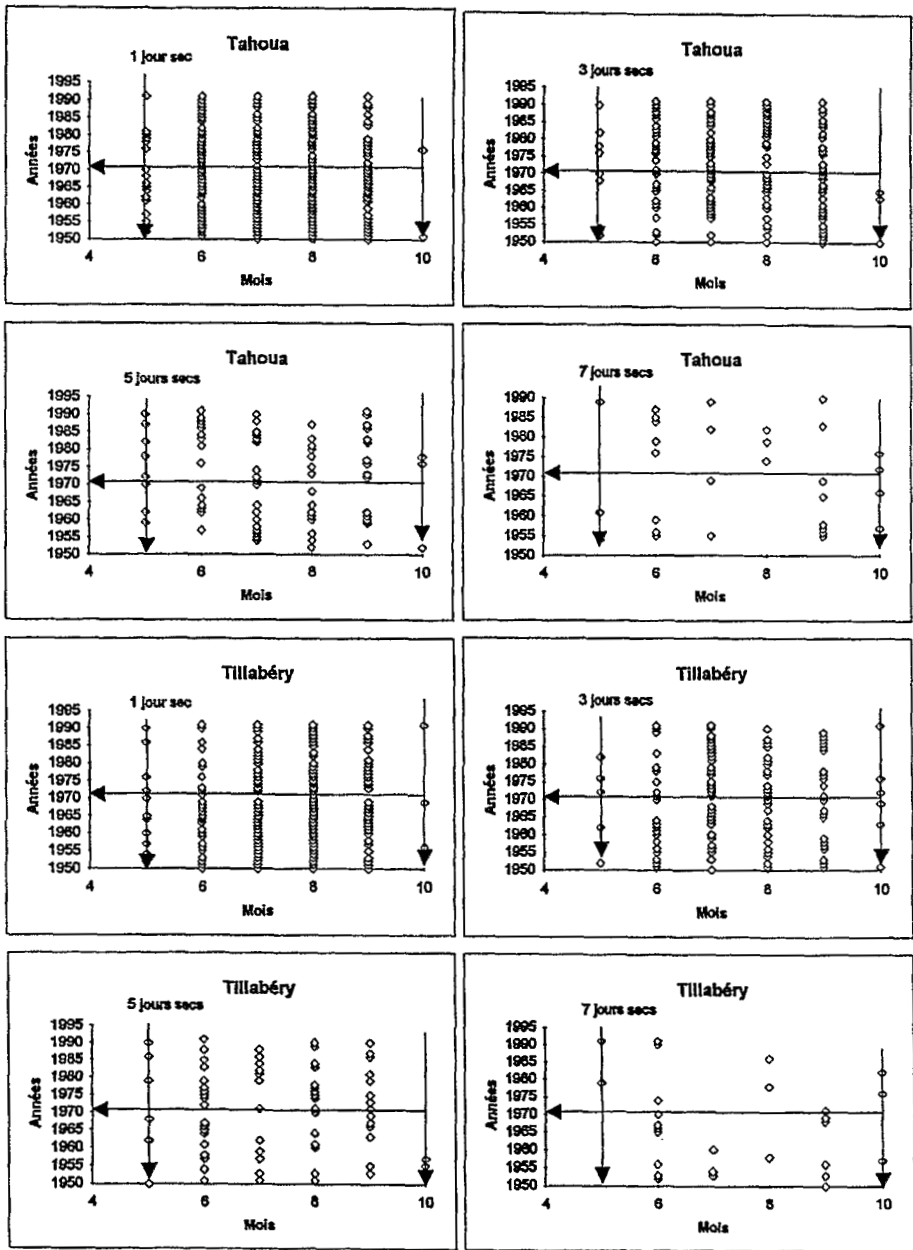


Figure 4d : Distributions des séquences sèches de longueur 1, 3, 5 et 7 jours pour le seuil 0,1 mm.

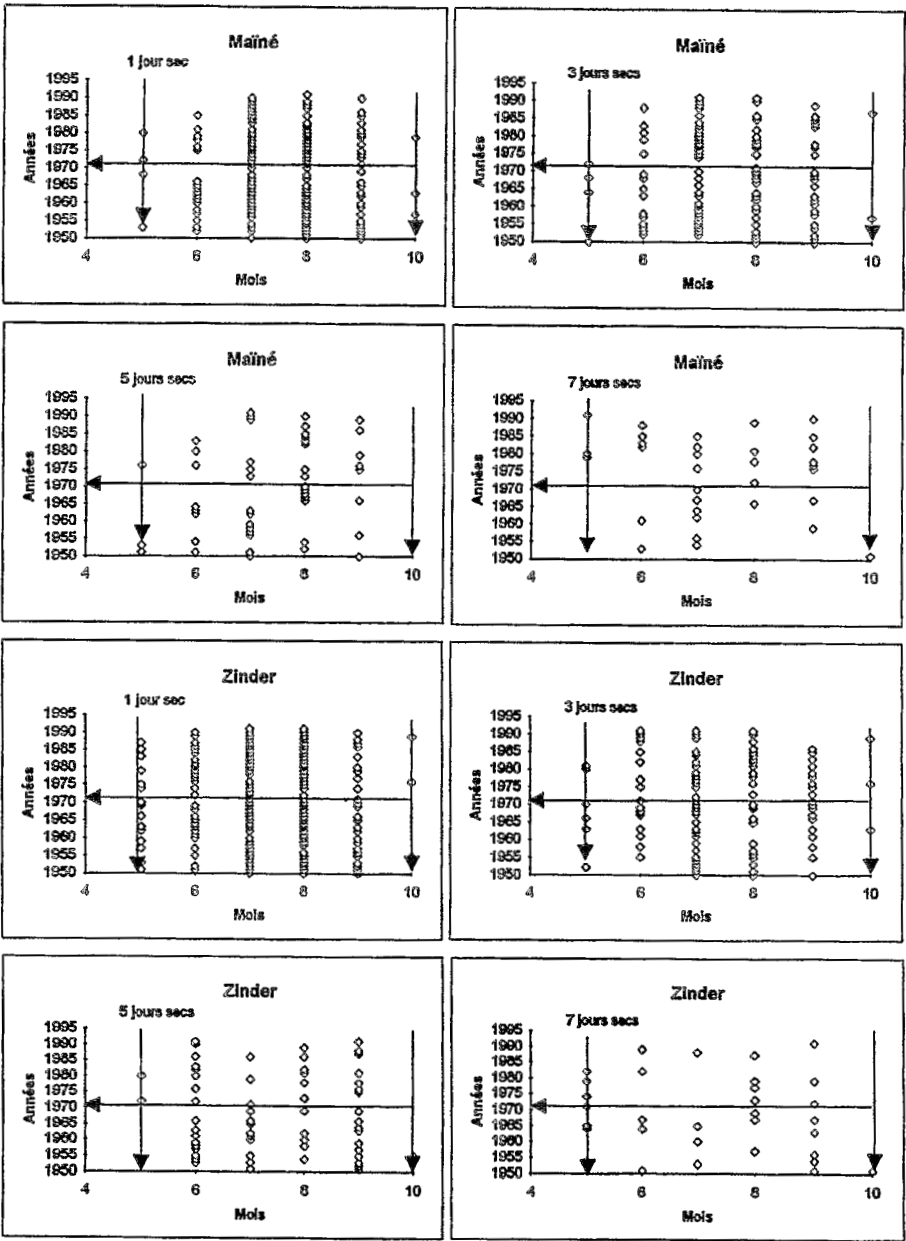


Figure 4e : Distributions des séquences sèches de longueur 1, 3, 5 et 7 jours pour le seuil 0,1 mm.

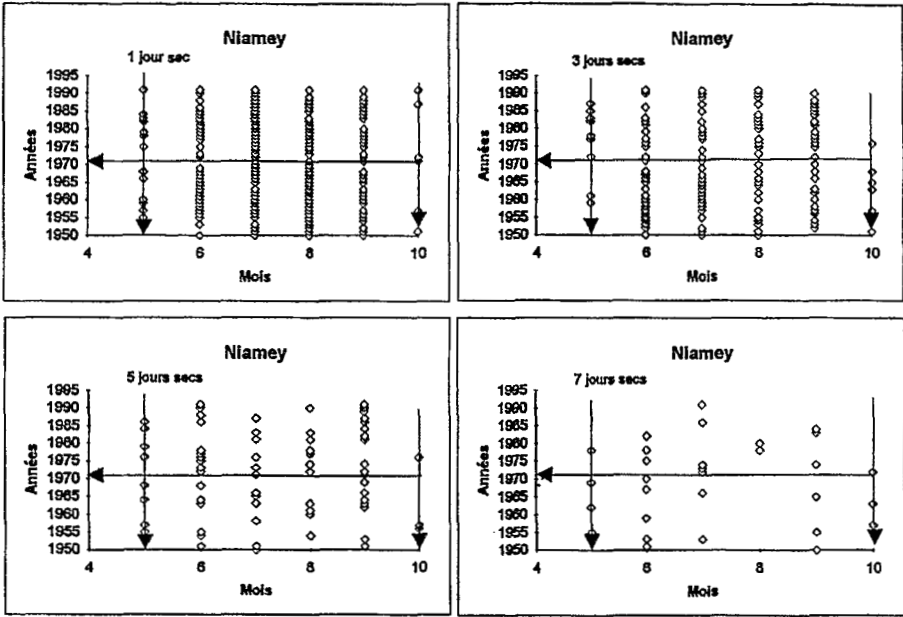


Figure 4f : Distributions des séquences sèches de longueur 1, 3, 5 et 7 jours pour le seuil 0,1 mm.

L'augmentation du nombre de séquences sèches peut s'interpréter comme une augmentation du nombre de jours de pluie sans pour autant que cela implique une augmentation de la hauteur totale des précipitations. Les tableaux 3a et 3b donnent les distributions mensuelles en pourcentage des nombres des différents types de séquences sèches. Pour toutes les stations, excepté celles de Zinder, Maradi et Tahoua (pour la séquence sèche de 7 jours), on note que le pourcentage du nombre de séquences sèches est maximum en août, sinon les mois qui précèdent pour la période 1950-1970, tendance qui est encore plus marquée pour la période 1971-1991.

Ce maximum est situé, pour les séquences de 1 et 3 jours secs et pour la période 1971-1991, en juillet pour les stations de Gaya et Konni qui sont les plus au sud, en août pour la station d'Agadez qui est la plus au nord. Pour toutes les autres stations, il se situe soit en juillet (séquences de 3 jours secs) soit en août (séquences de 1 jour sec) pour cette même période.

L'apparition des séquences sèches de 7 jours au cours du mois d'août est un facteur de risque pour les plantes ayant atteint un stade de leur cycle végétatif ne pouvant supporter des séquences de 7 jours secs et plus principalement dans les zones latéritiques à faible réserve en eau. Cette situation est aggravée par la tendance à la prédominance des longues séquences sèches.

Tableau 3a - Distributions mensuelles des séquences sèches de longueur 1, 2, ..., 7 jours pour le seuil 0,1 mm.

	1950-1970							1971-1991						
	Longueur des séquences sèches (jours)							Longueur des séquences sèches (jours)						
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
<b>Agadez</b>														
Mai	2,5	1,4	2,1	0	3,6	0	14,3	2,7	5	6,3	13	0	5,6	12,5
Juin	10,1	13,9	12,8	10,3	14,3	12,5	0	10,8	8,3	9,4	4,3	25	16,7	0
Juillet	25,2	23,6	31,9	33,3	25	37,5	42,9	35,1	35	31,3	39,1	25	16,7	25
Août	48,7	48,6	38,3	46,2	28,6	25	21,4	44,6	46,7	40,6	43,5	31,3	55,6	37,5
Septembre	13,4	12,5	14,9	10,3	28,6	25	14,3	6,8	5	12,5	0	18,8	5,6	25
Octobre	0	0	0	0	0	0	7,1	0	0	0	0	0	0	0
Total	119	72	47	39	28	16	14	74	60	32	23	16	18	8
<b>Gaya</b>														
Mai	5,1	6,6	10,5	16,4	17,1	14,3	56,3	7	7,6	16,5	12,7	30,3	34,8	17,6
Juin	15,4	21,1	16,7	14,8	19,5	39,3	12,5	15,9	20	22	25,5	27,3	30,4	29,4
Juillet	22,6	26,3	24,6	26,2	17,1	21,4	12,5	30	25,4	25,7	12,7	21,2	8,7	0
Août	27,8	24,3	25,4	21,3	24,4	7,1	0	25,9	23,2	12,8	20	3	8,7	17,6
Septembre	27,4	20,4	21,9	16,4	14,6	10,7	12,5	20	21,6	19,3	25,5	15,2	13	11,8
Octobre	1,7	1,3	0,9	4,9	7,3	7,1	6,3	1,1	2,2	3,7	3,6	3	4,3	23,5
Total	234	152	114	61	41	28	16	270	185	109	55	33	23	17
<b>Konni</b>														
Mai	6,6	3,7	11,4	12	8,6	19,4	22,2	4,2	4,5	11	7,6	11,9	20	12,5
Juin	15	21,1	20,5	20	28,6	25,8	66,7	14,7	21,8	18,7	25,8	26,2	40	37,5
Juillet	27,1	30,4	22,7	26	17,1	16,1	0	33,2	26,3	33	28,8	11,9	15	12,5
Août	30,8	21,7	20,5	14	31,4	12,9	0	29,5	33,1	22	22,7	21,4	20	6,3
Septembre	19	20,5	23,9	24	11,4	16,1	11,1	16,3	12,8	13,2	15,2	23,8	5	25
Octobre	1,5	2,5	1,1	4	2,9	9,7	0	2,1	1,5	2,2	0	4,8	0	6,3
Total	273	161	88	50	35	31	9	190	133	91	66	42	20	16
<b>Mainé</b>														
Mai	2,8	2,9	3,6	3,7	3,4	0	0	2,1	4,8	1,6	0	3,8	5,3	15,4
Juin	13,9	9,6	17,9	24,1	20,7	26,9	16,7	5,6	14,4	9,4	17,5	11,5	10,5	15,4
Juillet	29,4	26	27,4	27,8	31	23,1	50	29,4	25	43,8	31,6	26,9	52,6	15,4
Août	33,9	35,6	27,4	24,1	27,6	11,5	8,3	48,3	31,7	28,1	28,1	38,5	10,5	23,1
Septembre	17,2	22,1	21,4	14,8	17,2	26,9	16,7	13,3	23,1	15,6	21,1	19,2	21,1	30,8
Octobre	2,8	3,8	2,4	5,6	0	11,5	8,3	1,4	1	1,6	1,8	0	0	0
Total s.q.	180	104	84	54	29	26	12	143	104	64	57	26	19	26
<b>Magaria</b>														
Mai	4,5	5,4	9	6,8	4	9,1	10	4,3	6	2,2	5,8	4,7	18,5	23,1
Juin	14	14,3	13,4	15,3	28	22,7	40	15,3	18	17,6	15,4	20,9	40,7	23,1
Juillet	31,5	34,8	29,9	27,1	20	22,7	10	28,2	26,3	34,1	40,4	18,6	14,8	7,7
Août	32,9	24,1	29,9	30,5	20	9,1	20	33,5	32,3	19,8	19,2	27,9	18,5	23,1
Septembre	16,7	19,6	16,4	16,9	24	31,8	10	18,2	16,5	25,3	17,3	23,3	7,4	23,1
Octobre	0,5	1,8	1,5	3,4	4	4,5	10	0,5	0,8	1,1	1,9	4,7	0	0
Total	222	112	67	59	25	22	10	209	133	91	52	43	27	13
<b>Maradi</b>														
Mai	5,3	3,9	7	7,5	11,1	10	8,3	2,7	4,7	5,5	4,3	5,4	28	18,2
Juin	12,9	15	18,6	30,2	22,2	35	16,7	12,6	15,6	12,1	25,5	29,7	24	45,5
Juillet	25,1	26	36	22,6	26,7	15	16,7	31,9	30,5	34,1	27,7	29,7	8	18,2
Août	36,5	28,3	18,6	17	17,8	20	0	39,6	35,2	26,4	29,8	8,1	20	9,1
Septembre	19	25,2	18,6	15,1	20	15	58,3	13,2	14,1	19,8	12,8	27	20	0
Octobre	1,1	1,6	1,2	7,5	2,2	5	0	0	0	2,2	0	0	0	9,1
Total	263	127	86	53	45	20	12	182	128	91	47	37	25	11

Tableau 3b - Distributions mensuelles des séquences sèches de longueur 1, 2, ..., 7 jours pour le seuil 0,1 mm.

	1950-1970							1971-1991						
	Longueur des séquences sèches (jours)							Longueur des séquences sèches (jours)						
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
N'guigmi														
Mai	1,4	0	0	4,2	4	5,3	0	0	1,5	5	0	0	0	0
Juin	0	2	2,8	0	0	0	28,6	5,2	3,1	5	10	18,8	9,1	16,7
Juillet	35,1	25,5	38,9	45,8	40	36,8	42,9	32,5	35,4	42,5	33,3	37,5	36,4	16,7
Août	59,5	64,7	36,1	37,5	48	26,3	14,3	53,2	46,2	35	33,3	37,5	36,4	55,6
Septembre	4,1	7,8	22,2	12,5	8	31,6	14,3	9,1	13,8	10	23,3	6,3	18,2	11,1
Octobre	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,5	0	0	0	0
Total	74	51	36	24	25	19	7	77	65	40	30	16	22	18
Niamey														
Mai	5,7	6,9	2,8	20	9,7	19	23,5	4,4	5,4	10,8	14,9	9,5	8	6,7
Juin	16,7	18,8	27,8	22,2	19,4	19	29,4	14,3	16,1	21,5	12,8	26,2	28	20
Juillet	22,4	25	27,8	33,3	19,4	14,3	11,8	23,6	31	24,7	29,8	14,3	20	33,3
Août	34,7	29,9	18,5	11,1	12,9	23,8	0	35,7	25,6	22,6	17	19	12	13,3
Septembre	19,2	17,4	16,7	11,1	32,3	19	23,5	19,2	20,8	19,4	19,1	28,6	28	20
Octobre	1,2	2,1	6,5	2,2	6,5	4,8	11,8	2,7	1,2	1,1	6,4	2,4	4	6,7
Total	245	144	108	45	31	21	17	182	168	93	47	42	25	15
Tahoua														
Mai	8,7	4,9	4,2	7,7	8,3	18,5	6,7	4,5	6,2	6,7	1,7	12,5	14,8	6,7
Juin	15,4	17,1	17,9	23,1	19,4	18,5	26,7	17,1	14,7	22,2	30	20,8	25,9	33,3
Juillet	31,6	30,1	25,3	24,6	25	22,2	13,3	23,1	33,3	27,8	21,7	20,8	22,2	13,3
Août	29,2	26	23,2	15,4	27,8	11,1	0	35,2	28,7	23,3	26,7	18,8	11,1	20
Septembre	14,6	17,1	26,3	24,6	16,7	29,6	40	18,6	16,3	20	20	22,9	18,5	13,3
Octobre	0,4	4,9	3,2	4,6	2,8	0	13,3	1,5	0,8	0	0	4,2	7,4	13,3
Total	253	123	95	65	36	27	15	199	129	90	60	48	27	15
Tillabéry														
Mai	3,5	3,9	2,4	11,7	11,8	16,7	0	3,4	4,2	3,2	11,7	6,5	14,3	18,2
Juin	12,8	18,1	21,7	26,7	29,4	16,7	42,1	11,6	16,7	13,7	18,3	26,1	23,8	36,4
Juillet	29,6	31,5	31,3	20	14,7	25	15,8	25,2	37,5	37,9	16,7	19,6	14,3	0
Août	38,5	29,1	21,7	18,3	17,6	20,8	5,3	40,1	25,8	20	25	30,4	19	18,2
Septembre	14,6	16,5	19,3	20	20,6	8,3	31,6	19	15,8	20	25	17,4	9,5	9,1
Octobre	0,9	0,8	3,6	3,3	5,9	12,5	5,3	0,7	0	5,3	3,3	0	19	18,2
Total	226	127	83	60	34	24	19	147	120	95	60	46	21	11
Zinder														
Mai	6,1	2,9	5,6	4	0	4,8	15,8	4,1	3,1	2,9	7,1	3,1	13,8	26,7
Juin	15,2	19,7	12,7	16	28,9	28,6	15,8	14,5	17,2	17,1	19	34,4	17,2	13,3
Juillet	31,7	21,2	38	28	26,3	14,3	15,8	33,7	32,8	31,4	33,3	12,5	31	6,7
Août	30,4	38	21,1	20	13,2	19	15,8	35,5	36,7	20	31	21,9	24,1	33,3
Septembre	16,1	17,5	21,1	26	28,9	28,6	31,6	11	9,4	24,3	9,5	28,1	10,3	20
Octobre	0,4	0,7	1,4	6	2,6	4,8	5,3	1,2	0,8	4,3	0	0	3,4	0
Total	230	137	71	50	38	21	19	172	128	70	42	32	29	15

### *c) Variations du nombre de séquences sèches et hauteurs de précipitations*

Nous avons vu dans le paragraphe précédant que l'augmentation du nombre des séquences sèches peut s'interpréter comme une augmentation du nombre des séquences pluvieuses ; ceci n'étant pas toujours lié à une quelconque augmentation des hauteurs de précipitations. Aussi certaines stations (Gaya, Konni, Mainé, Maradi, Niamey Tahoua, Tillabéry) sont également caractérisées par l'apparition des séquences sèches de sept jours pendant le mois d'août de la période 1971-1991, alors que de telles séquences n'étaient pratiquement pas observables au cours de la période 1950-1970. Il nous a paru alors important de voir quel serait l'apport au cumul des précipitations mensuelles des pluies tombées la veille du début d'une séquence sèche d'un type donné. Le nombre de jours ainsi spécifiés (constituant donc les bornes inférieures des séquences) correspond exactement au nombre de séquences sèches du type considéré. Nous avons ainsi déterminé la contribution à la précipitation mensuelle des précipitations liées à chaque type de séquences sèches (tableaux 4a et 4b) ; ce qui nous permettra ensuite de voir si les variations du nombre de séquences sèches peuvent refléter tout au moins une caractéristique du régime climatique. Ainsi nous remarquons que, par rapport à l'apparition des séquences sèches de sept jours au mois d'août, la contribution des précipitations concernées est inférieure à 1 % de la pluviométrie mensuelle pour les stations de Konni, Maradi, Niamey, Tillabéry excepté pour les stations de Mainé (4,71 %) et Gaya (1,18 %). Compte tenu des hauteurs de pluies enregistrées pour ce mois nous en déduisons que ces contributions sont négligeables.

Les précipitations intéressant les séquences sèches de un à sept jours observées au niveau de la station d'Agadez au cours du mois de juin contribuent pour 73,21 % au cumul du mois pour la période de 1950-1970. Cette contribution est tombée à 37,25 % pour la seconde période ; cependant on pourrait bien penser que la contribution des précipitations des mêmes types tombées le mois de juillet et atteignant 62,78 % des précipitations totales du mois (732,9 mm) cumulées sur la période ont permis de constituer une réserve suffisante des besoins en eau des plantes. Ce qui nous laisse supposer que les occurrences des précipitations alors observables pourraient entretenir la levée des pâturages dans cette zone.

L'absence quasi totale des séquences sèches de longueurs inférieures ou égales à sept jours en juin à la station de N'guigmi durant la période 1950-1970 suivie de leur apparition au cours de la période 1971-1991 nous a amenés à conclure à une diminution des longues séquences sèches et à une précocité apparente de la saison des pluies et avec elle, beaucoup plus de précipitations. Nous remarquons que le cumul des précipitations liées à ces séquences, qui ne représentait que 14,78 % de la précipitation mensuelle au cours de la première période, est de 43,03 % au cours de la deuxième période.

Tableau 4a - Distributions mensuelles des contributions  
des différents types de séquences sèches pour le seuil 0,1 mm.

	1950-1970							1971-1991							Apport mens. (%)	Pluviométrie mens. (mm)		
	Longueur des séquences sèches (jours)							Longueur des séquences sèches (jours)										
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7				
	(3 539,1 mm)							(2 148,4 mm)										
Mai	25,5	4,93	6,09	0	0,29	0	63,2	19,57	176,3	32,7	21,3	10,8	23,2	1,21	0,36	10,5	66,35	124,8
Juin	46,5	37,6	4,12	6,21	4,84	0,66	0	73,21	228,8	48,2	5,17	5,62	1,46	36,6	2,92	0	37,25	238,9
Juillet	42,6	9,94	11,5	12,3	6,45	9,31	7,81	63,49	913,8	26,1	26,12	9,69	29,91	0,48	2,46	5,24	62,78	732,9
Août	40,5	22,9	13,3	12,7	8,6	1,77	0,22	55,19	1 774,8	41,5	23,4	8,48	7,41	7,12	9,87	2,2	58,44	934,6
Sept.	13,1	37,2	12	1,17	19,4	10,1	7,05	55,6	430,9	39,6	3,65	18,5	0	25,8	0,26	12,2	36,19	106,1
Oct.	0	0	0	0	0	0	100	2,07	14,5	0	0	0	0	0	0	0	0	3,1
	(17 784,8 mm)							(15 701,6 mm)										
Mai	16,57	10,66	19,31	15,73	19,73	7,83	10,19	61,29	1 348,9	25,02	13,88	21,23	17,91	11,4	6	4,57	58,94	1 644,1
Juin	32,55	22,35	16,48	5,95	8,18	12,65	1,84	73,94	2 603,7	21,91	33,18	22,34	7,73	7,65	3,92	3,27	62,34	2 511,4
Juillet	33,96	29,05	19,95	9,89	3,46	3,07	0,62	67,18	4 380,3	48,28	26,62	11,5	6,69	6,9	0,01	0	54,28	3 579,9
Août	41,76	23,64	19,6	5,38	9,04	0,58	0	64,95	5 187,7	53,43	29,25	10,32	4,24	0,18	1,4	1,18	34,27	4 620,1
Sept.	42,04	20,17	18,53	9	5,83	3,35	1,07	63,13	3 779,1	45,67	22,9	14,58	9,26	5,74	0,77	1,08	55,41	2 911,1
Oct.	26,46	3,15	8,71	12,66	8,71	18,75	21,57	30,78	485,1	2,96	25,7	38,1	0,28	0,7	4,72	27,54	32,64	435
	(12 973,6 mm)							(9 300,7 mm)										
Mai	30,49	1,96	26,96	20,42	4,3	8,48	7,38	58,33	733,8	15,23	13,5	39,66	12,62	5,29	9,85	3,85	67,12	731,8
Juin	28,47	28,55	13,14	5,18	1,97	14,39	8,3	77,84	1 401,9	33,55	23,12	13,74	12,15	8,09	7,99	1,35	69,25	1 398,6
Juillet	38,72	36,02	11,09	6,92	5,72	1,54	0	56,99	3 118	38,83	17,43	14,85	18,85	4,87	4,09	1,09	61,09	2 557,2
Août	55,17	16,77	12,18	3,82	9,53	2,54	0	48,66	4 857,5	30,83	36,89	12,52	8,72	8,49	2,46	0,09	59,95	3 047,1
Sept.	36,09	26,54	18,98	12,27	1,93	4,17	0,02	58,99	2 509,3	41,96	14,96	15,87	9,55	14,49	1,52	1,65	49,33	1 337,4
Oct.	48,75	5,09	0,22	8,67	2,71	34,56	0	26,14	353,1	22,16	14,87	57,8	0	4,16	0	1,02	47,38	228,6
	(8 997,2 mm)							(6 284,7 mm)										
Mai	37,67	25,99	10,96	12,47	12,91	0	0	46,28	244,4	21,43	37,85	11,83	3,52	1,28	3,09	21	51,51	182,1
Juin	30,87	7,01	24,47	18,26	3,78	11,46	4,16	68,12	772,7	8,46	33,98	29,15	12,63	3,96	1,49	10,32	47,18	513,3
Juillet	34,3	12,17	29,69	11,19	3,6	6,4	2,63	59,51	2 283,3	30,81	20,09	29,1	11,82	3,01	3,85	1,33	67,76	2 091,7
Août	40,62	23,53	18,95	8,58	5,51	0,95	1,86	47,75	4 050,5	42,65	30,67	9,02	5,66	6,6	0,69	4,71	74,84	2 543,4
Sept.	32,63	22,66	15,04	10,39	9,34	8,22	1,71	59,19	1 386,8	27,78	15,21	10,59	10,63	16,8	5,27	13,72	63,66	873,6
Oct.	26,64	30,79	1,34	13,65	0	19,88	7,7	57,57	259,5	67,06	3,53	4,71	24,71	0	0	0	10,55	80,6

Tableau 4a - Distributions mensuelles des contributions des différents types de séquences sèches pour le seuil 0,1 mm (suite).

	1950-1970								1971-1991									
	Longueur des séquences sèches (jours)							Apport mens. (%)	Pluviométrie mens. (mm)	Longueur des séquences sèches (jours)							Apport mens. (%)	Pluviométrie mens. (mm)
	1	2	3	4	5	6	7			1	2	3	4	5	6	7		
	Magaria																	
	(11 440,6 mm)									(10 328,6 mm)								
Mai	22,16	46,17	21,97	3,46	0,56	1,06	4,62	54,78	553,5	22,07	39,47	2,82	6,83	0,31	27,62	0,89	49,63	522,3
Juin	27,01	12,81	16	18,94	11,06	7,39	6,79	79,22	1 103,8	28,34	26,08	9,86	14,3	12,25	7,79	1,38	68,48	1 213,4
Juillet	47,76	28,26	12,41	6,3	3,68	0,99	0,6	72,28	3 473,7	34,93	33,06	13,28	13,48	3,66	0,41	1,17	72,97	3 277,62
Août	47,26	23,64	10,58	9,52	4,8	1,44	2,76	67,08	4 387,9	36,75	26,1	11,28	9,97	12,15	1,54	2,2	61,95	3 730,6
Sept.	37,11	21,73	14,22	7,72	4,1	15,01	0,11	66,82	1 708,1	30,6	19,61	18,97	11,78	7,23	6,18	5,62	75,05	1 429,4
Oct.	2,86	1,25	1,87	61,64	1,87	24,53	5,98	37,59	213,6	2,55	31,06	4,68	12,34	49,36	0	0	30,26	155,3
	Maradi																	
	(13 178,8 mm)									(9 129,2 mm)								
Mai	40,53	18,03	10,2	8,85	5,45	9,69	7,24	49,03	557,6	20,92	15,11	11,12	4,38	4,68	38,98	4,82	47,99	423,4
Juin	32,67	21,02	12,36	15,43	11,66	5,77	1,09	71,13	1 432,8	27,42	17,54	15,96	18,88	14,62	4,04	1,54	68,72	1 228
Juillet	46,39	22,58	16,63	6,01	7,01	0,97	0,41	60,99	3 639,2	31,22	25,68	25,47	5,85	9,15	0,49	2,13	60,79	2 841,8
Août	58,94	18,82	7,39	4,44	7,96	2,44	0	51,04	5 148,2	38,37	29,09	21,72	7,11	1,04	2,58	0,09	55,67	3 359,6
Sept.	37,46	24,87	18,12	3,62	6,46	5,13	4,35	64,85	2 147,5	26,02	19,75	14,85	9,99	20,07	9,32	0	47,37	1 202,5
Oct.	13,4	2,4	22	60,4	1,2	0,6	0	39,45	253,5	0	0	93,49	0	0	0	6,51	45,74	73,9

Tableau 4b - Distributions mensuelles des contributions  
des différents types de séquences sèches pour le seuil 0,1 mm.

	1950-1970									1971-1991								
	Longueur des séquences sèches (jours)							Apport mens. (%)	Pluviométrie mens. (mm)	Longueur des séquences sèches (jours)							Apport mens. (%)	Pluviométrie mens. (mm)
	1	2	3	4	5	6	7			1	2	3	4	5	6	7		
	N'guigmi (3 345,1 mm)									N'guigmi (3 653,6 mm)								
Mai	9,01	0	0	1,82	84,37	4,79	0	53,24	195,9	0	49,02	50,98	0	0	0	0	7,56	67,5
Juin	45,14	10,29	8	0	0	0	36,57	14,78	118,4	22,68	14,56	12,05	20,5	2,34	1,67	26,19	43,03	277,7
Juillet	21,28	26,4	13,73	14,84	12,64	7,98	3,13	60,68	1 460,4	20,62	39,43	16,68	16,1	1,54	3,98	1,65	66,99	1 046,9
Août	31,48	31,07	19,41	9,06	4,82	3,58	0,58	59	3 093,8	25,66	34,56	7,88	9,24	7,36	10,12	5,19	54,5	1 933,2
Sept.	10,01	29,16	22,68	11,23	17,78	9,14	0	29,75	466,9	23,86	30,99	8,55	18,08	6,95	11,13	0,45	36,06	311,4
Oct.	0	0	0	0	0	0	0	0	9,7	0	0	100	0	0	0	0	5,92	16,9
	Niamey (13 275,3 mm)									Niamey (9 995,4 mm)								
Mai	30,36	20,19	1,84	22,33	3,2	12,63	9,45	56,83	709,3	33,91	7,39	21,77	14,62	17,32	4,9	0,08	27,8	880,6
Juin	29,7	25,64	33,79	2,29	4,7	0,6	3,28	64,49	1 636,7	22,95	28,34	19,2	7,69	11,2	5,32	5,3	66,86	1 297,7
Juillet	29,13	33,22	17,15	11,06	5,31	1,57	2,56	47,64	3 786,4	19,5	37,35	16,17	10,41	3,31	9,65	3,62	60,74	2 798,7
Août	48,45	26,67	18,11	3,33	0,93	2,5	0	41,61	4 456	36,15	33,57	11,29	7,71	8,42	1,9	0,95	57,35	3 236,2
Sept.	53,33	24,75	10,22	2,97	5,46	1,89	1,38	50,04	2 339,9	26,3	31,85	18,2	6,13	9,58	6,6	1,34	55,06	1 581,8
Oct.	29,1	0,7	19,44	21,77	19,91	2,91	6,17	24,76	347	47,08	1,32	0,38	29,19	3,2	10,92	7,91	26,5	200,4
	Tahoua (9 343,5 mm)									Tahoua (6 891,5 mm)								
Mai	68,69	7,72	9,36	6,2	1,36	3,84	2,84	58	431,2	33,74	28,92	11,95	0,15	1,82	12,4	11,02	52,67	386
Juin	28,58	22,86	23,95	13,89	7,74	2,23	0,75	57,38	1 212,1	27,74	18,67	24,2	10,75	8,72	8,9	1,02	63,25	975,4
Juillet	42,19	25,27	13,36	10,35	6,2	2,24	0,41	64,45	2 670,9	31,54	29,33	16,94	13,02	4,75	3,97	0,45	58,28	1 878,8
Août	47,28	19,02	16,67	4,33	11,33	1,38	0	50,35	3 273,6	41,86	20,76	17,19	11,74	6,4	0,7	1,35	59,22	2 494,2
Sept.	27,91	18,17	11,76	21,96	4,19	9,76	6,25	61,78	1 528,1	28,36	23,52	18,6	11,84	13,31	3,89	0,48	68,55	1 033,9
Oct.	1,75	6,99	55,91	25,54	0	0	9,81	32,69	227,6	22,53	0,25	0	0	29,62	4,05	43,54	64,12	123,2
	Tillabéry (10 659 mm)									Tillabéry (7 626,3 mm)								
Mai	34,32	15,39	3,97	16,43	22,8	7,08	0	54,52	388,5	17,96	8,8	35,47	24,61	4,2	5,5	3,45	53,16	376
Juin	34,81	30,23	16,64	8,48	3,24	2,68	3,93	56,41	1 060,3	17,38	23,97	24,9	5,72	18,26	5,33	4,44	56,54	912,6
Juillet	39,21	27,1	13,26	11,4	3,5	5,06	0,48	54	2 757,6	24,59	37,76	20,2	8,19	8,94	0,32	0	65,39	2 088
Août	58,62	20,99	11,37	5,4	2,26	1,34	0,02	45,1	4 449,5	42,97	19,73	12,62	10,83	10,99	1,91	0,94	70,13	2 676,7
Sept.	32,31	24,66	26,07	7,59	4,98	0,21	4,19	48,3	1 708,4	24,55	13,69	23,63	17,97	17,23	2,84	0,09	33,93	1 347,9
Oct.	19,61	0	29,5	5,37	21,82	23,61	0,09	39,8	294,7	0,38	0	71,01	13,04	0	11,39	4,18	70,19	225,1

Tableau 4b - Distributions mensuelles des contributions  
des différents types de séquences sèches pour le seuil 0,1 mm (*suite*).

	1950-1970									1971-1991									
	Longueur des séquences sèches (jours)							Apport mens. (%)	Pluviométrie mens. (mm)	Longueur des séquences sèches (jours)							Apport mens. (%)	Pluviométrie mens. (mm)	
	1	2	3	4	5	6	7			1	2	3	4	5	6	7			
	(10 886,6 mm)								Zinder										
	(8 005,3 mm)								(8 005,3 mm)										
Mai	41,11	45,31	9,15	1,72	0,31	0,23	2,17	44,93	583,6	11,04	24,01	5,55	19,4	8,9	10,97	20,13	49,62	301,3	
Juin	22,21	32,96	2,9	10,6	22,46	2,59	6,29	75,95	1 099,7	37,2	19,19	9,75	20,67	8,94	3,05	1,2	56,18	682,8	
Juillet	47,5	18,38	17,91	6,55	4,63	0,67	4,37	68,33	2 801,6	33,9	38,1	9,12	10,11	2,02	6,68	0,07	70,12	2 719,2	
Août	36,3	39,79	7,44	5,7	5,12	4,55	1,09	55,46	4 886,7	44,69	25,26	8,3	10,57	4,65	4,15	2,39	56,09	3 181,4	
Sept.	36,77	21,37	11,62	11,03	11,67	3,2	4,34	60,29	1 394,6	14,75	15,26	26,03	9,73	26,48	1,37	6,38	49,99	1 019,8	
Oct.	0,65	32,26	6,45	43,23	2,58	9,35	5,48	25,75	120,4	54,19	3,52	41,85	0	0	0,44	0	22,52	100,8	

## V - CONCLUSION

Les résultats ci-dessus nous permettent de tirer les conclusions suivantes :

- le mois de juillet présente un maximum de séquences pluvieuses espacées au plus de trois jours secs ; ce qui est important du point de vue agronomique. On peut alors considérer l'installation effective de la saison des pluies au Niger en juillet ;
- la fréquence relativement élevée des séquences sèches de sept jours au mois d'octobre à Gaya et nulle pour les stations d'Agadez et de N'guigmi indique que le FIT qui a déjà amorcé sa descente vers l'équateur en septembre (valeurs relativement faibles des pourcentages des séquences sèches de septembre comparés à ceux d'août) est situé au sud d'Agadez et de N'guigmi. Ce phénomène explique aussi la cassure des isohyètes observée à l'est du pays et qui fait ainsi apparaître les stations d'Agadez et de N'guigmi dans la même zone climatique au cours de la période 1971-1991. Ceci vient confirmer nos précédents résultats (FODÉ *et al.*, 1993) ;
- la diminution du nombre de séquences sèches de faibles longueurs (1, 2, 3 jours) au cours de la période 1971-1991 montre de façon globale une diminution de la fréquence des précipitations.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BENOÎT P., 1977 - The start of the growing season in northern Nigeria. *Agricultural Meteorology*, 18, 91-99.
- CADET D.-L. et GUILLOT B., 1991 - *EPSAT. Estimation des précipitations par satellite*. ORSTOM Lannion, octobre, 63 p.
- CASKE J.E. Jr., 1963 - A MARKOV chain model for the probability of precipitation occurrence in intervals of various lengths. *Mon. Wea. Rev.*, 91, 298-301.
- FEYERHERM A.M. et BARK L.D., 1965 - Statistical Methods for Persistent Precipitation Patterns. *J. Appl. Meteor.* 4, 320-328.
- FODÉ M. et ADAMOU O. M., 1993 - Sécheresse et désertisation au Niger (à soumettre aux annales de l'université Abdou Moumouni, Niamey, Niger).
- GABRIEL K.R. et NEWMANN J., 1957 - On a distribution of weather cycles by length. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* 83, 375-380.
- GABRIEL K.R., 1959 - The distribution of the number of successes in a sequence of dependent trials. *Biometrika*, 46, 454, 460.
- GARCIA C.C. et MARTIN-VIDE J., 1993 - Analyse par la chaîne de MARKOV de la sécheresse dans le Sud de l'Espagne. *Sécheresse*, n° 2, vol. 4, 123-129.
- HOPKINS J.W. et ROBILLARD P., 1964 - Some statistics of daily rainfall occurrence for the Canadian prairie provinces. *J. Appl. Meteor.* 3, 600-602.
- LEROUX M., 1986 - *L'importance de la stratification aérologique de la troposphère tropicale*. 1<sup>st</sup> Workshop: « Tropical Meteorology » Erice, SICILE, 26 sept. - 4 oct. 1986.
- LONGLEY R.W., 1953 - The length of dry and wet periods. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 79, 520-527.

- NICHOLSON S.E., 1983 - Sub-Saharan Rainfall in the years 1976-1980. Evidence of continued drought. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 11, 1646-1654.
- SHIVAKUMAR *et al.*, 1993 - Agroclimatologie de l'Afrique de l'Ouest : le Niger, deuxième édition, *Bulletin d'information* n° 5, Institut international de recherche sur les cultures des zones tropicales semi-arides, ICRISAT, Niamey, pp. 108.
- WEISS L.L., 1964 - Sequences of wet or dry days described by a MARKOV chain probability model. *Mon. Wea. Rev.*, 92, 169-176.
- WILLIAMS, C.B., 1952 - Sequences of wet and dry days considered in relation to the logarithmic series. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 78, 91-96.

# CONCLUSIONS DE L'ATELIER DE VALIDATION DES METHODES D'ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITE AGRHYMET, ACMAD, OSS, ORSTOM, RESEAU EPSAT

Niamey, 1-3 décembre 1994

## I - INTRODUCTION

La tenue de cet atelier avait été décidée au cours d'une réunion du réseau EPSAT en mars 1994, suite aux recommandations de l'atelier qui s'était déroulé à Niamey en décembre 1993. La période d'un an séparant ces deux ateliers s'est avérée un peu courte. En particulier, il n'a pas été possible d'opérer des validations sur les données de 1994 qui devaient servir de référence.

Par ailleurs, il s'est avéré que les critères à utiliser pour valider les algorithmes d'estimation des pluies par satellite sont encore mal définis. Doit-on fournir des estimations par seuil ou des lames d'eau globale ? Faut-il une meilleure précision relative à certaines périodes critiques pour le développement des cultures ? Quelles sont les échelles d'intégration temporelle et spatiale à prendre en compte ? L'accent doit donc être mis sur une clarification dans ce domaine, notamment grâce à l'apport des utilisateurs.

Néanmoins, un certain nombre d'objectifs fixés lors de l'atelier de 1993 ont été atteints. Ils sont décrits dans la première partie de ce document de synthèse.

Dans la deuxième partie, des recommandations, touchant à différents domaines, sont émises, afin de poursuivre l'effort entrepris en matière de validation d'algorithmes satellitaires.

## II - RECOMMANDATIONS

La poursuite des efforts en vue d'une validation convaincante des algorithmes d'estimation des pluies par satellite nécessite de définir certaines actions qui sont du ressort de la communauté des utilisateurs d'une part, de la communauté des chercheurs d'autre part.

Les recommandations émises ci-dessous visent à fixer le cadre général et les objectifs de ces actions. Elles ont un caractère encore assez général et devront donc être précisées au cours de la période qui s'écoulera d'ici le prochain atelier de validation.

Elles concernent cinq domaines :

- a) acquisition des données satellitaires ;
- b) méthodes de validation ;
- c) recherche ;

- d) formation ;
- e) banques de données.

Et elles débouchent sur la définition de quelques grandes lignes pour la mise sur pied d'un exercice de validation s'étalant sur les trois années à venir.

## **1 - Acquisition des données satellitaires**

Il convient de :

- favoriser et appuyer la diffusion des données MÉTÉOSAT en utilisant des stations de réception qui devraient, en outre, être dotées de moyens de calcul des indicateurs satellitaires ;
- définir un réseau d'archivage au sein duquel le centre UTIS de Dakar pourrait jouer un rôle central ;
- viser à une standardisation des formats, soit en archivage primaire, soit en archivage élaboré, en prenant en compte les contraintes des futures clés de décryptage imposées par EUMÉTSAT.

## **2 - Protocoles de validation**

- Favoriser la validation par les utilisateurs, notamment en développant un logiciel permettant le calcul de différents indices statistiques, sachant qu'un équipement informatique léger est suffisant pour cela ;
- développer le calcul d'indicateurs de validation qui ne soient pas globaux, du type tables de contingence ou autre ;
- effectuer des validations tenant compte de la climatologie (partitions dans le temps et dans l'espace) ;
- le calcul d'indices globaux doit s'accompagner d'indices statistiques permettant d'apprécier leur fiabilité.

## **3 - Recherche**

Il est recommandé de poursuivre les recherches sur :

- la réflexion sur le calcul des valeurs de référence (EPSAT Niger) ;
- le développement de champs de pluie radar ;
- l'élaboration d'une climatologie à partir de données satellite et sol.

## **4 - Formation**

Une formation à l'utilisation des algorithmes de validation est fortement encouragée.

## **5 - Banques de données**

Le développement des banques ci-dessous doit être encouragé :

- une banque de données du réseau en points de grille sur la période 1950-1990 ;
- des outils de banques de données permettant de gérer les données d'expériences spécialisées ;
- une banque de données d'indices satellitaires.

En perspective à l'application de ces recommandations, il est prévu de mettre sur pied un exercice de validation s'étalant sur trois ans, dont le cahier des charges précis sera mis au point par un groupe de travail composé de M<sup>mes</sup> I. JOBARD (LMD), F. TALL (correspondant AGRHYMET), MM C. DUGDALE (université de Reading), B. GUILLOT (ORSTOM de Lannion), H. LAURENT (groupe PRAO/ORSTOM Montpellier).

Les données utilisées seront celles de la période 1989-1994. Un premier atelier pourrait être organisé au bout de deux ans, uniquement si le travail est suffisamment avancé. Un cahier des charges devra préciser les zones de travail, les échelles d'intégration spatiale et temporelle, les critères d'évaluation à calculer. De nouveaux algorithmes pourront être incorporés.

### III - TRAVAUX EFFECTUÉS

#### 1 - Bilan des intercomparaisons

On se réfère pour établir ce bilan au paragraphe « procédures » du compte rendu de la réunion d'experts du 6 décembre 1993, tenue à Niamey à la suite de l'atelier susmentionné :

- a) l'application opérationnelle par AGRHYMET des éléments nécessaires au calcul des estimations TAMSAT, EPSAT-Lannion et « Méthode AGRHYMET » a bien été effectuée ;
- b) la vérification de la conformité des algorithmes TAMSAT et EPSAT-Lannion auprès des auteurs des méthodes a bien été effectuée ;
- c) ces données des stations pluviométriques reçues à AGRHYMET ont bien été archivées. Cependant, l'information quant à savoir si ces données ont été reçues en « temps utile » n'a pas été recueillie ;
- d) en fin de saison 1994 (novembre 94), AGRHYMET a transmis, comme prévu, les indicateurs calculés, ainsi que les données sol ;
- e) les climatologies de précipitations d'AGRHYMET ont bien été transmises aux destinataires ; on note cependant une dégradation de l'information pour les années récentes ;
- f) l'équipe de P. HUBERT a non seulement défini et fourni un algorithme de krigeage adapté pour calculer des pluies moyennes sur des surfaces de 0,5° de côté, mais elle a de plus fourni ces valeurs en points de grille, pour les années 1989 à 1993 incluses ;
- g) la réunion prévue en mars 1994 a bien eu lieu.

#### 2 - Études effectuées

- L'année 1994 n'a pu être traitée en raison des délais trop courts entre la fin de la saison des pluies et l'atelier. Seul le groupe TAMSAT - Reading a pu effectuer une évaluation de la méthode TAMSAT à l'aide de tables de contingence, ainsi que les estimations de pluie moyenne sur les zones TAMSAT/FAO.
- Des comparaisons entre les méthodes et EPSAT-Lannion ont été effectuées à l'échelle décadaire sur le degré carré de Niamey, pour trois années. Trois échelles spatiales ont été étudiées : le pixel MÉTÉOSAT, la surface 0,5° x 0,5° et la surface

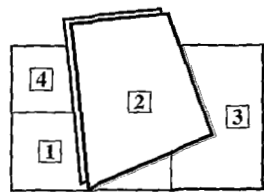
1° x 1°. Des graphiques et des indices de corrélation globaux ont été présentés qui ne permettent pas de conclure à la supériorité manifeste d'une méthode sur l'autre. L'effet de l'intégration spatiale sur l'amélioration des résultats est important.

- Une comparaison de quatre méthodes (TAMSAT, EPSAT-Lannion, GPI et climatologie) par rapport aux estimations-sol obtenues par krigeage sur des surfaces de 0,5° x 0,5° (cf. 1f) a été effectuée sur l'ensemble des pays du CILSS, mais pour l'année 1989 uniquement. Les comparaisons se présentent sous forme de nuages de points, et d'indicateurs tels que coefficient de corrélation, écart-carré moyen. Aucune conclusion définitive n'a pu être obtenue à partir d'une seule saison.
- Des travaux de validation des méthodes AGRHYMET et TAMSAT ont également été discutés à AGRHYMET.
- Des recherches plus détaillées sur la variabilité spatio-temporelle des systèmes de précipitations au Sahel ont été menées par le groupe PRAO (Précipitations en Afrique de l'Ouest) à l'aide des données issues de l'expérience EPSAT-Niger. Elles ont permis d'apporter des informations utiles sur les propriétés d'échantillonnage de ces systèmes et sur les validations-sol à considérer selon les surfaces choisies.

### 3 - Synthèse de ces études

- On ne dispose pas, à l'heure actuelle, des éléments nécessaires pour évaluer quelle serait la meilleure méthode.
- Cette évaluation, en tout état de cause, dépend du but recherché : estimation d'une pluie globale, détermination de seuils à 10 ou 20 mm, etc.
- Les estimations par satellite apparaissent toutefois supérieures à l'estimation climatologique, sans que cette supériorité soit réellement quantifiée.
- Les différentes méthodes utilisant le canal IR MÉTÉOSAT apparaissent proches (elles contiennent à la base le même type d'information).
- Les coefficients statistiques ne semblent pas utiles en valeur absolue ; ils sont utiles pour la comparaison des méthodes satellitaires entre elles. La nécessité d'associer toute valeur moyenne avec une mesure de la dispersion est soulignée.
- Il apparaît très souhaitable d'utiliser aussi des validations non globales et, en premier lieu, les tables de contingence préconisées par TAMSAT.
- Globalement, la méthode EPSAT-Lannion apparaît supérieure aux méthodes TAMSAT ou GPI. Ceci est attribué au supplément d'information apporté par l'incorporation des observations au sol. Il semble donc souhaitable de poursuivre l'analyse de méthodes utilisant l'information sol.
- Il apparaît donc essentiel d'associer aux données pluviométriques le délai avec lequel elles sont parvenues au centre AGRHYMET. Ceci permettra de connaître le nombre de stations utilisables pour une calibration en temps réel, en fonction du délai de diffusion imposé.
- Il est souhaité que les estimations obtenues avec la méthode AGRHYMET en 1993 et 1994 soient incorporées au jeu de données, afin de pouvoir comparer cette méthode avec les autres. De même, on aimerait incorporer dans l'intercomparaison la méthode présentée par M. CARN sur le bassin du fleuve Sénégal.

ORSTOM éditions  
Microédition Orstom Bondy  
N° 242228K – Dépôt légal : décembre 1996  
Imprimé par Jouve – 18, rue Saint-Denis, 75001 Paris



*Illustrations de couverture :*

***Imagerie Météosat infrarouge***

- 1** *statistiques de nuages à sommet froid (11-20/8/1995).*
- 2** *températures maximales du sol (11-20/8/1995).*

***Expérience EPSAT au Niger***

- 3** *lignes de grains (rouge et jaune) à proximité de Niamey (20/8/1989, 7h 40 TU).*
- 4** *précipitations vues par le radar de Niamey, au même moment (H. Sauvageot).*

ORSTOM éditions  
213, rue La Fayette  
F-75480 Paris Cedex 10  
Diffusion  
32, avenue Henri Varagnat  
F-93143 Bondy Cedex  
ISSN : 0767-2896  
ISBN : 2-7099-1355-0