50376
1993
284

N° d'ordre : 1151

50376
1993
284

THESE

présentée à
L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE
spécialité
LASERS, MOLÉCULES, RAYONNEMENT ATMOSPHÉRIQUE

par
Claude Thierry N'DOUME

UNIVERSITE DES Sc. et Techn. BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE LILLE

TRAITEMENT DE L'IMAGERIE METEOSAT IR POUR L'OBSERVATION DES AEROSOLS DESERTIQUES AU DESSUS DE L'AFRIQUE: Optimisation, Validation et Application à l'Etablissement des Distributions Spatio-Temporelles

soutenue le 12 Juillet 1993 devant la commission d'examen:

Mme.	J. LENOBLE	Professeur, Université de Lille I	Président
M.	G. BERGAMETTI	Chargé de Recherches, CNRS, Paris	Rapporteur
M.	B. GUILLOT	Directeur de Recherches, ORSTOM, Lannion	Rapporteur
M.	M. LEGRAND	Maître de Conférences, Université de Lille I	Membre
M.	D. TANRE	Directeur de Recherches, CNRS, Lille	Membre

U.F.R. de Physique Fondamentale
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHÉRIQUE

Remerciements

Ce travail a été effectué au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, dirigé par Monsieur Maurice Herman. Je tiens à le remercier de m'avoir acceuilli dans son laboratoire

Je remercie Madame le Professeur J. Lenoble, fondatrice du LOA pour m'avoir acceuilli en DEA, et pour l'honneur qu'elle me fait en présidant mon jury de thèse.

Monsieur Michel Legrand, Maître de Conférences de l'Université de Lille, a dirigé mes travaux. Sa disponibilité, ses conseils et ses encouragements ont permis l'aboutissement de ce travail. Je le remercie sincèrement pour m'avoir fourni le sujet de cette thèse et pour l'aide qu'il m'a apporté à sa réalisation.

Monsieur Bergametti, Chargé de Recherches au CNRS et Monsieur Guillot, Directeur de Recherches à l'ORSTOM, ont eu l'amabilité de se charger de la tâche de rapporteur et d'apporter leurs critiques à ce travail. J'en suis très honoré et je les remercie de l'intérêt qu'ils ont manifesté pour ce sujet.

Je remercie Monsieur Tanré, Directeur de Recherche au CNRS, de l'intérêt qu'il a manifesté pour ce travail en acceptant de participer à mon jury.

Ce travail s'inscrit dans le cadre du thème Erosion Eolienne. Je tiens à remercier les membres du programme "Phase Atmosphérique des Cycles Biogéochimiques" pour la contribution financière qu'ils ont apportée à cette étude.

Je remercie le Laboratoire de Physique Atmosphérique de l'Université d'Abidjan pour m'avoir fourni les mesures de visibilité.

Enfin, je tiens à remercier l'ensemble des membres du Laboratoire pour leur collaboration scientifique et technique, et pour le soutien moral qu'ils m'ont accordé durant ces six années. Ma gratitude va particulièrement à P. Pruvost, C. Brogniez, I. Jankowiak et A. Plana-Fattori.

Résumé

Les particules minérales produites par l'érosion des sols représentent 10 à 20 % de la production globale d'aérosols atmosphériques. Les régions arides constituent les principales sources de ce type d'aérosol, et parmi elles le Sahara et ses bordures sont les plus actives, contribuant à la moitié de la production totale.

Alors que l'observation satellitaire des aérosols au dessus des surfaces océaniques, plus aisée, donne lieu à des évaluations quantitatives réalisées aujoud'hui en routine, l'étude des aérosols au-dessus des terres est délicate et moins bien documentée. Parmi les approches proposées la méthode infrarouge est bien adaptée à l'étude des aérosols sahariens. En présence de poussière, la réponse satellitaire infrarouge est atténuée de jour et amplifiée de nuit. Sur cette base la présence de nuages de poussière au dessus du continent est visualisée sur des images différence dans lesquelles la composante permanente de l'information de surface a été éliminée.

Dans une première partie, nous avons cherché à optimiser la technique d'obtention des images différence. Nous nous sommes ensuite efforcés d'automatiser l'ensemble des opérations et en particulier la procédure d'identification des nuages. Nous avons complété cette étude avec diverses analyses utilisant des données exogènes et tendant à valider ce "produit poussière" satellitaire.

Dans une seconde partie, la technique a été appliquée au traitement de huit années de données Météosat B2 (1984-91). Les résultats de ce travail constituent une "climatologie" des aérosols désertiques au dessus de l'Afrique sous forme de cartes mensuelles et annuelles de distribution spatio-temporelle de la poussière. Une importante perspective offerte par ces résultats est la description du cycle atmosphérique des aérosols sahariens, et tout particulièrement la localisation des zones source et l'évaluation de leur activité.

Abstract

The mineral dust produced by soil erosion represents between 10 to 20 % of the global aerosols production. The arid régions are the main sources of dust. The Sahara and its borders are the more active of these sources, producing half of the global atmospheric dust.

While aerosol remote sensing over ocean is easier, currently allowing routine estimates of optical depth, studies over land are still difficult and not so well documented. Dustiness weakens the infrared satellite response during daytime and enhances it during nighttime. Owing to this effect, the presence of dust clouds over the continent can be visualized in so-called difference images in which the permanent information from the surface has been eliminated.

In the first part, an effort has been made in order to improve the technical steps needed for obtaining difference images. Thus, all the operations of image processing have been automated, particulary the step of cloud identification. Lastly, the study have been completed with various analyses carried out by means of external data, in order to validate this satellite-derived "dust product".

In the second part, the routine has been applied to the processing of eight years of B2 Meteosat data (1984-91). The result is a climatology of the desert aerosol over Africa north of the equator, in the form of monthly and yearly charts of spatial distribution of dust. A major prospect that opens up with these results is the description of the Saharan dust atmospheric cycle, and especially the localization of the source areas and the description of their seasonal activity.

Sommaire

Introduction 1

Chapitre 1 : Aérosols sahariens et détection satellitaire.

Introduction 4
I. Aérosols sahariens 5
II. Détection satellitaire 12

Chapitre 2 : Optimisation du traitement d'image.

Introduction 20
I. Identification des nuages 21
II. Période de synthèse 41
III. Analyse et validation des images différence 45
Conclusion 70

Chapitre 3 : Climatologie des aérosols sahariens en Afrique.

Introduction 71
I. Choix pour le traitement des images B2 72
II. Contrôle et validation des images 74
III. Climatologie des aérosols sahariens 88
Conclusion 106

Conclusion générale 107

Annexes. 110
Annexe A : Correction des mesures radiométriques 110
Annexe B : Détermination du contenu atmosphérique en vapeur d'eau 115
Annexe C : Algorithme de détection des nuages 117
Annexe D : Références géographiques 126
Annexe E : Tracking the dust clouds over Africa by means of the Meteosat IR Imagery 129

Bibliographie 132

INTRODUCTION

Les particules minérales produites par l'érosion des sols représentent 10 à 20 % de la production totale d'aérosols atmosphériques (rapport WCP-12, 1980). Les régions tropicales arides constituent les principales sources de ce type d'aérosol, et parmi elles le Sahara et ses bordures sont les plus actives.

Les aérosols sahariens sont des particules solides, pour l'essentiel de nature minérale (argiles, limons, sable) et dans une moindre mesure organique (débris, végétaux, pollens). Ils se répartissent en couches bien délimitées de un à quelques kilomètres d'épaisseur, que l'on rencontre dans la troposphère entre le sol et 6 à 7 kilomètres d'altitude. Pour une densité suffisante, ils constituent le phénomène de brume sèche fréquemment observé en Afrique subsaharienne en saison sèche. Selon l'allure et l'évolution générales de ces couches d'aérosol on parle de nuages, de panaches ou encore de bouffées de poussière.

Le développement des nuages de poussière dépend de la position de la zone intertropicale de convergence (ZITC) et du système de hautes pressions du Nord de l'Afrique qui se déplace rapidement vers l'Est, stimulant des conditions propices à la déflation, injectant ainsi d'énormes quantités de poussière dans l'atmosphère. Les estimations des quantités de poussière ainsi injectées varient entre 100 et 500 Mt par an (Schütz, 1981; d'Almeida 1986, 1987).

Les nuages de poussière peuvent s'étendre sur des surfaces de plusieurs millions de kilomètres carrés et évoluer au cours d'une période de quelques jours à une semaine, durant laquelle ils sont transportés par les vents sur des distances de l'ordre de quelques milliers de kilomètres. La région la plus concernée par ce transport est l'Afrique subsaharienne, et plus particulièrement le Sahel (d'Almeida, 1985). Les aérosols y composent des paysages typiques de brume sèche caractérisés par un trouble atmosphérique élevé et de fortes réductions de visibilité. Vers l'Ouest, ces nuages de poussière se deplacent au dessus de l'Atlantique tropical et peuvent atteindre l'Amérique Centrale et l'Amazonie. Prospero et al., (1981) ont rapporté des observations d'aérosol saharien en Guyane Française.

Les effets induits par les aérosols sahariens sont multiples et complexes. D'un point de vue géochimique, les sols soumis à l'érosion éolienne ainsi que ceux recevant les dépôts subissent des modifications. Les évènements de poussière saharienne sont aussi susceptibles d'un effet climatique significatif. Ils peuvent directement influencer le bilan radiatif de l'atmosphère à travers leurs interactions avec les rayonnements solaire et tellurique. L'influence climatique des aérosols sahariens peut aussi s'excercer par des effets indirects (influence sur la formation et l'albedo des nuages par l'intermédiaire des noyaux de condensation (Carlson et Prospero, 1972; Carlson, 1979) et glaçogènes (Bertrand, 1977)). Les aérosols sahariens constituent aussi un obstacle à la télédétection des paramètres de surface (température, albedo, indice de végétation, etc ...). Pour pouvoir évaluer ces différents effets, il faut connaître de façon précise l'extension spatiale et temporelle, la concentration, et les propriétés optiques des aérosols sahariens.

Compte tenu de leur fréquence d'observation et de leur grande couverture spatiale, les satellites sont l'outil idéal pour accéder à ces informations. Cependant, alors qu'au dessus des surfaces océaniques l'observation satellitaire des aérosols est aisée et donne lieu à des évaluations quantitatives à l'aide de procédures assez bien étudiées, au dessus des terres elle est beaucoup plus délicate et moins bien maîtrisée. Shenk et Curran (1974), Legrand et al. (1985) ont montré les potentialités des données infrarouges thermiques pour la détection des aérosols sahariens au dessus des terres. En présence d'une couche de poussière, le signal du canal infrarouge thermique de Météosat est atténué de jour et amplifié de nuit. Sur la base de ces observations la visualisation des nuages de poussière est réalisée au moyen d'une image différence résultant de la différence entre une image référence (synthèse de plusieurs originales) et une originale (Legrand et al., 1985, 1988).

Le but de ce travail est de décrire la répartition dans l'espace et l'evolution au cours du temps des aérosols sahariens au dessus de l'Afrique, au moyen de l'imagerie du canal infrarouge thermique du satellite Météosat.

Dans la première partie de ce travail nous avons jugé utile de faire quelques rappels sur la localisation des zones source et le transport des aérosols sahariens. Nous rappelerons également les principes physiques et la technique de visualisation des nuages de poussière de la méthode infrarouge.

Pour assurer au mieux le suivi (de jour comme de nuit) des évènements de poussière sur de longues périodes, l'optimisation de la technique de visualisation des nuages de poussière au dessus du continent africain est nécessaire. Ce point fait l'objet de notre deuxième chapitre. Nous y traiterons des problèmes de l'élimination des nuages, de la question de la durée de la période de synthèse, puis nous analyserons et validerons les résultats obtenus à l'aide d'un certain nombre de données exogènes, en particulier les observations de visibilité, les champs de vent et de vapeur d'eau et les reliefs. Nous utiliserons les analyses du Centre Européen de Prévision Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) et les mesures de visibilité des stations de l'Agence pour la SECurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA). Malgré les incertitudes qui accompagnent leur évaluation, les mesures de visibilité constituent de bons indicateurs non seulement de la présence mais aussi de la densité des aérosols désertiques (Bertrand, 1977).

Dans la troisième partie, l'application de la technique optimisée et automatisée aux images B2 ISCCP Météosat de 1200 TU de 1984 à 1991 nous permettra d'établir les distributions spatio-temporelles des fréquences d'occurrence des aérosols désertiques sur l'Afrique. Nous analyserons en particulier l'évolution saisonnière et les variations interannuelles, et nous essaierons d'en déduire la localisation des zones source.

CHAPITRE 1

AEROSOLS SAHARIENS ET DETECTION SATELLITAIRE

INTRODUCTION

L'étude des poussières sahariennes peut être entreprise à différentes échelles, depuis celle de la particule de poussière examinée au microscope jusqu'aux dimensions parfois considérables des tempêtes désertiques. L'utilisation des données satellitaires permet une étude globale des nuages de poussière. En effet les satellites nous donnent non seulement la possibilité de déterminer les caractéristiques optiques (épaisseur optique) des aérosols, mais aussi celle de suivre dans le temps le déplacement des nuages de poussière depuis les zones source jusqu'aux zones de dépôt, souvent éloignées de plusieurs milliers de kilomètres.

Nous nous proposons dans ce premier chapitre de faire quelques rappels sur les aérosols sahariens (localisation des zones source, tranport) et sur leur détection au dessus du continent africain à l'aide du canal infrarouge thermique du satellite Météosat.

I. AEROSOLS SAHARIENS

Les aérosols sahariens sont mobilisés en des régions source qui semblent bien délimitées géographiquement, et transportés à grande échelle souvent largement au-delà de l'aire saharienne d'origine. Le cycle atmosphérique des aérosols sahariens inclue l'étude de leur production, de leur transport dans l'atmosphère au dessus du continent africain et des océans, et les processus impliqués dans leur dépôt.

I.1. MOBILISATION ET ZONES SOURCE

I.1.1 Mobilisation de la poussière

Plusieurs mécanismes peuvent être invoqués dans la production d'aggrégats érodables par le vent dans les sols. Les travaux menés par Gillette et al. (1981) ont montré que dans les régions arides et semi-arides les cycles humidité/sécheresse et gel/dégel sont parmi les processus majeurs et sont particulièrement efficaces pour les minéraux capables d'absorber de l'eau. Ces mécanismes sont très efficaces dans les régions arides et semi-arides où les hivers froids et secs sont fréquents. Les activités anthropiques interfèrent aussi de manière significative sur la production de poussière atmosphérique. Les actions mécaniques liées aux activités pastorales et agricoles ont pour effet de détruire la cohésion des sols et produire ainsi des aggrégats érodables.

Une zone géographique peut être considérée comme une région source potentielle d'aérosols sahariens si les particules érodables par le vent sont en quantité importante dans le sol, et si d'autre part aucun obstacle n'empêche la mobilisation de ces particules. Un couvert végétal en quantité suffissante peut être un obstacle qui protège la surface des sols de l'érosion en absorbant une partie de l'énergie du vent et en produisant des matières organiques qui accroissent la cohésion des sols. Une densité importante de cailloux de taille optimum recouvrant un sol érodable peut aussi prévenir la mobilisation de la poussière. Ainsi selon Bergametti (1992), la fraction d'aggrégats de plus de 1 mm de dimension est un important facteur d'évaluation de la capacité des sols à être érodés.

Ces éléments en surface des sols (végétation, distribution de cailloux, etc) qui peuvent être considérés comme des sortes "d'amortisseurs" capables d'absorber une partie de l'énergie transférable par le vent, sont usuellement pris en compte dans le paramètre appelé rugosité de surface.

Pour mobiliser la poussière du sol et l'injecter dans l'atmosphère, des conditions pédologiques propices ne suffissent pas. Le soulèvement de la poussière nécessite aussi l'apport d'énergie à la surface du sol. Diverses forces dans le sol s'opposent à la mobilisation de la poussière. L'existence de ces forces implique une vitesse seuil de mobilisation des aggrégats érodables. Cette vitesse seuil du vent peut être définie comme celle à laquelle le soulèvement aérodynamique est égal aux forces de cohésion dans le sol. Cette vitesse dépend fortement des caractéristiques des sols. Une faible vitesse seuil suffira pour des sols sableux, alors qu'une vitesse plus élevée sera exigée pour les terreaux et les sols argileux.

Il est nécessaire de distinguer le flux horizontal des particules du sol qui est initié quand la vitesse seuil est atteinte, du flux vertical correspondant à la possibilité pour les particules d'être transportées sur de longues distances. Si le flux horizontal d'air présente un caractère laminaire, les particules constitueront une couche de poussière qui restera mince et limitée au ras du sol. La mobilisation des particules dans une couche atmosphérique plus importante ne pourra se faire que si la basse atmosphère est le siège de mécanismes turbulents qui prennent le relais de la microturbulence de surface. On distingue essentiellement deux mécanismes de ce type (Dubief, 1979):

- La turbulence d'origine thermique, associée à la convection produite au cours de la journée par la température élevée des sols.
- La turbulence d'origine dynamique alimentée par les dépressions d'origine orographique ou relevant de la situation météorologique générale. La dépression contribue à la fois à la mobilisation de la poussière et à son injection plus ou moins profondément dans l'atmosphère.

Puisque l'énergie nécessaire pour briser la cohésion des particules à la surface est apportée par le vent, les conditions météorologiques modulent fortement dans le temps l'émission des poussières sahariennes. Les vents de grande vitesse sont généralement observés pendant la journée. La nuit est souvent caractérisée par des conditions atmosphériques stables.

Ce cycle diurne de la vitesse du vent contrôle la période de production de la poussière pendant le jour. Ainsi la grande majorité des tempêtes de poussière ont lieu entre 10 et 18 heures locales (Bergametti, 1992).

I.1.2 Zones source

Le nombre et la variété de paramètres impliqués dans l'émission des poussières sahariennes, et les différentes échelles de temps et d'espace à considérer ont contribués à la faible connaissance de la localisation des zones source. Selon Legrand (1990), les régions sources peuvent être définies à partir des deux conditions suivantes:

- La richesse des sols en particules fines. Cette condition aboutit à une localisation géographiques des zones sources.
- La capacité de mobilisation de la poussière ainsi que son transfert à une altitude suffisante. Cette condition relève d'une part de la proximité de reliefs assurant l'existence de zones turbulentes, et d'autre part des conditions météorologiques ce qui aboutit à une caractérisation en fonction des zones climatiques et des saisons.

La Figure I.1 proposée par Legrand (1990) résume les différents travaux réalisés sur la localisation des zones source. Cette carte a été construite en combinant différentes informations obtenues par divers auteurs utilisant des approches variées (mesures de visibilité, données météorologiques, cartes d'évaluation de la dégradation des sols éditées par les Nations Unies). Selon Bergametti (1992), on ne doit pas nécessairement considérer les sources identifiées comme les principales émettrices de poussière car les approches utilisées pour les identifier, limitées et spécifiques, ne sont pas en général représentatives d'un point de vue climatique.

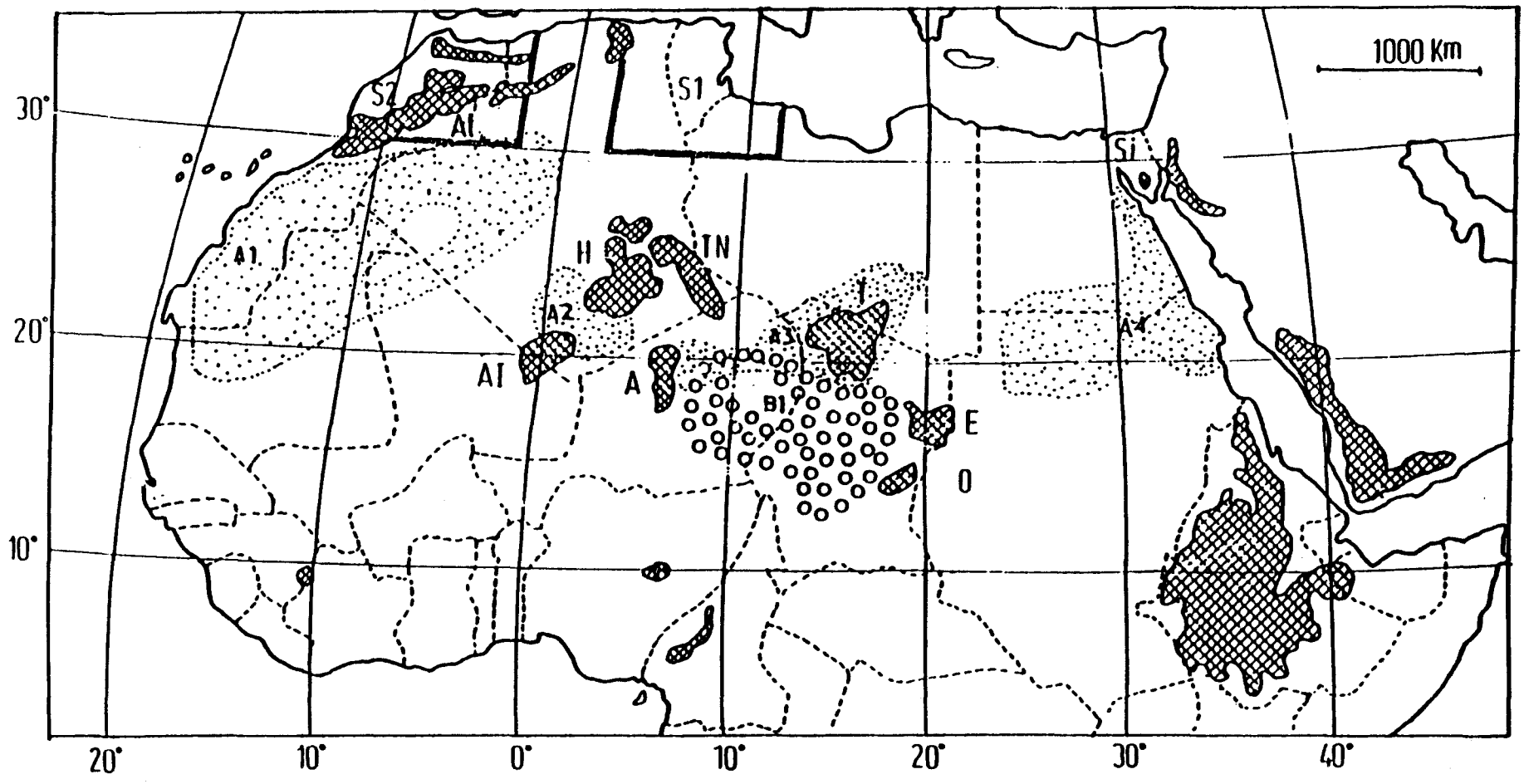


Figure I.1- Position des zones source d'aérosols sahariens selon différents auteurs (d' après Legrand, 1990); B1 (Bertrand et al. 1973); A1, A2, A3, A4 (d'Almeida, 1986); S1, S2 (Bergametti, 1987). Les principaux reliefs sont indiqués; At Atlas, H Hoggar, T.N Tassili N'Ajjer, Ai Adrar des Iforas, A Aîr, T Tibesti, E Ennedi, O Ouadai, S Sinaï.

I.2. ELEMENTS DE METEOROLOGIE ET TRANSPORT

La situation météorologique régnant sur le Sahara et les régions limitrophes permet de décrire le transport des nuages de poussière dans leurs caractéristiques essentielles (direction, vitesse, altitude).

I.2.1 Eléments de météorologie

Les mécanismes généraux de la circulation sur le Sahara sont régis essentiellement par le système dépressionnaire intertropical, zone de convergence à laquelle est associé le front intertropical (FIT), et par le dispositif des hautes pressions tropicales dont l'élément le plus important est l'anticyclone des Açores. Au Nord du FIT, un flux d'air de secteur Nord-Est circule des hautes pressions tropicales vers les basses pressions intertropicales, en toutes saisons. Au dessus de l'Afrique de l'Ouest, ce vent d'origine désertique est chaud et sec; c'est l'harmattan. Au dessus de l'Atlantique il est associé aux hautes pressions de l'anticyclone des Açores, il est humide et beaucoup plus frais; c'est l'alizé.

Le FIT indique la limite entre la mousson africaine au Sud, constituée de masses d'air humides, siège d'une intense convection nuageuse et de pluies abondantes, et les masses d'air tropicales sèches au Nord. Cette limite est marquée par une discontinuité des vents, des points de rosée et des températures. Le FIT joue un rôle important dans l'extension des nuages de poussière. Il constitue une barrière "naturelle" qui limite le transport des particules mobilisées au niveau des sources vers les régions au sud de la zone dépressionaire (Legrand, 1990). En effet les pluies abondantes au sud du FIT ont pour conséquence de désactiver les sources qui s'y trouvent et de lessiver les poussières provenant du Nord.

En liaison avec le déplacement saisonnier du mouvement apparent du Soleil, le FIT subit une oscillation annuelle. Le flux de Nord-Est qui s'écoule sur la face Est de l'anticyclone des Açores le long des côtes Ouest de l'Afrique maintient le FIT à une latitude dépassant rarement 25°N. La Figure I.2 illustre cette variation latitudinale saisonnière de la position du FIT.

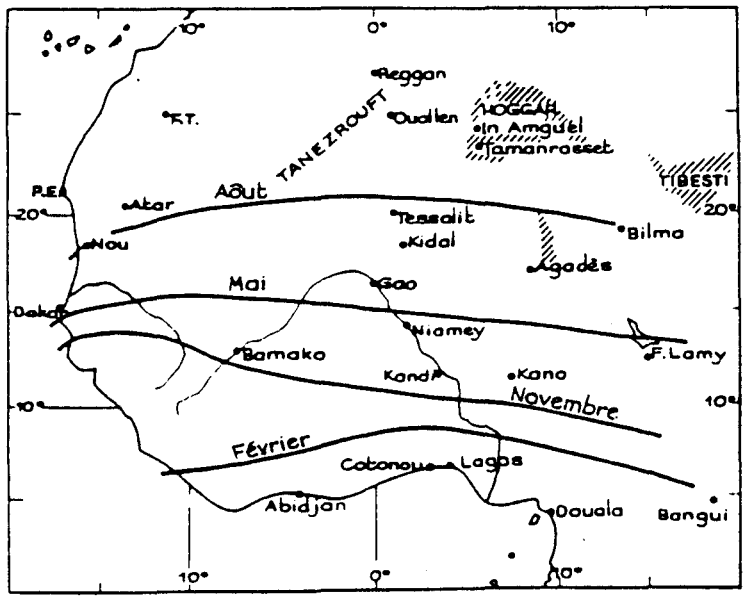


Figure I.2- Variation annuelle de la position du FIT en Afrique de l'Ouest (d'après Dettwiller, 1965).

I.2.2. Transport

Si le transport vers l'Amérique et vers l'Europe est bien documenté (Carlson et Prospero, 1972; Carlson, 1982; Prospero et al., 1979; Prospero, 1981; Bergametti et al.,1989 a et b; Coudé-Gaussen et Rognon, 1983), en revanche peu d'études ont été faites à l'intérieur même du continent africain

En Janvier, le FIT longe le golfe de Guinée et l'harmattan souffle alors sur la quasi totalité de l'Afrique de l'Ouest. Selon Béranger (1963) et Bernet et al. (1967), la combinaison des effets des accélérations du flux d'harmattan, du renforcement de l'anticyclone de Libye et des brutales descentes du FIT, induit de fortes turbulences au voisinage des reliefs du Tibesti activant ainsi la source A2 (Fig. I.1).

Ce phénomène répétitif aboutit à la génération de nuages de poussière successifs qui se déplacent sous l'influence de l'harmattan à basse altitude jusqu'au FIT, affectant ainsi l'Afrique de l'Ouest du Sahel à la côte, du Mali et de la Guinée à l'Ouest au Cameroun à l'Est (Legrand, 1990). L'activation des sources A1 et A2 (Fig. I.1) donne lieu à des transports qui intéressent la Mauritanie et le Sénégal. L'importance du caractère climatique (brume sèche) de ce phénomène a été étudié par différents auteurs à partir du critère de réduction de la visibilité en dessous de 10 km. Ainsi Ayake (1987) a évalué à 3.10^6 km^2 la surface moyenne couverte par la brume sèche au Sud de 20°N de latitude, entre Octobre 1984 et Avril 1985. Clark (1987) obtient quant à lui une moyenne journalière d'une dizaine d'heures de brume sèche à partir d'une étude statistique effectuée sur plusieurs stations sahéliennes durant la saison sèche de 1972 à 1984.

En Juillet, le FIT est remonté largement à l'intérieur de l'aire saharienne vers la latitude 20°N et l'Afrique subsaharienne est en grande partie à l'abri des poussières. Cependant les sources A1, A2 et A3 (Fig.I.1) ne sont pas désactivées, leur production est au contraire accrue par rapport à Janvier (d'Almeida, 1986). Le transport de la source A2 vers le Sud et l'Ouest a disparu. En revanche ce transport reste extrêmement important depuis les sources A1 et A3, mais il a lieu à des latitudes plus élevées. Les nuages de poussière sont transportés par l'harmattan au dessus de l'Afrique et atteignent la côte Atlantique dans la grande majorité des cas au niveau de la Mauritanie, entre les latitudes 15°N et 20°N (Legrand, 1990). Ces observations sont encore confirmées par des études de réduction de visibilité qui montrent qu'une station comme Niamey (15°N) est à l'abri des brumes sèches, alors que celles d'Agadès (17°N) où de Bilma (19°N) à la limite nord du Sahel, continuent à être très exposées, présentant même des fréquences maximales du cycle annuel.

A titre d'exemple, indiquons le très grand développement de vents de sable du 19 Décembre 1986, entre 13° et 25° Nord, 5° Ouest et 35° Est, étudié par Guillot et Noyalet (1987). Sur l'image Météosat infrarouge de 1200 TU en négatif de la Figure I.3, le sable, plus foid, apparaît en masse et traînées sombres, au dessus du sol plus chaud (tons plus clairs). Les contours du voile sont sous la forme de lobes successifs entrecoupés de zones dégagées.

La densité, qui augmente assez régulièrement du Nord-Est vers l'Ouest Sud-Ouest, ainsi que les nombreux linéaments que l'on distingue dans la masse, révèlent la direction Nord-Est du déplacement. L'origine du mouvement semble se situer en Lybie et en Egypte. De là divergent des courants canalisés par les massifs montagneux, à l'Ouest entre le Tassili et le Tibesti avec une séparation en deux branches par l'Aïr, et à l'Est du Tibesti (se reporter à la carte D1 de l'annexe D pour la position des massifs montagneux).

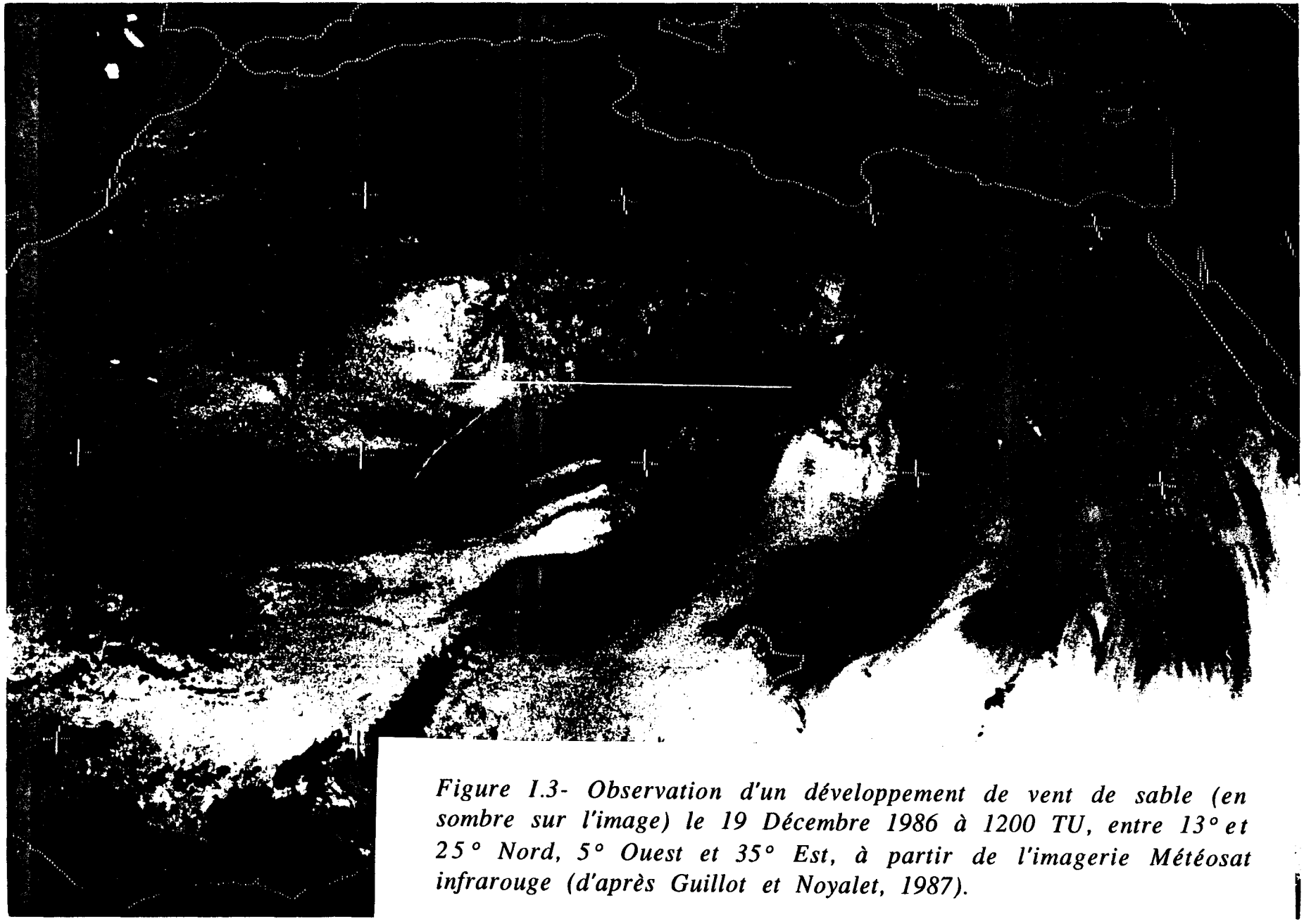


Figure I.3- Observation d'un développement de vent de sable (en sombre sur l'image) le 19 Décembre 1986 à 1200 TU, entre 13° et 25° Nord, 5° Ouest et 35° Est, à partir de l'imagerie Météosat infrarouge (d'après Guillot et Noyalet, 1987).

II. DETECTION SATELLITAIRE

II.1. INTRODUCTION

Les premières études satellitaires réalisées ont fait apparaître les nuages de poussière en migration au dessus de la mer, sur laquelle ils s'observent aisément sur les images visibles (Carlson, 1979; Fraser, 1976; Griggs, 1979; Koepke et Quenzel, 1979 ; Norton et al., 1980). En effet, la luminance émergeant au sommet de l'atmosphère dans le visible et le proche infrarouge dépend , en l'absence de nuage, de l'absorption et la diffusion moléculaires, de l'albedo de surface et de la quantité ainsi que des propriétés physiques et optiques des aérosols. Si l'albedo de la surface est faible (cas des océans), les variations de la luminance émergeant au sommet de l'atmosphère dépendent pour l'essentiel des aérosols.

Au dessus des surfaces continentales réfléchissantes, les modifications induites par les aérosols sur la luminance visible au sommet de l'atmosphère sont faibles. C'est le cas des surfaces sahéliennes et sahariennes dont la réflectance est élevée.

II.2. METHODE INFRAROUGE THERMIQUE

II.2.1. Principe physique

La température de surface est le paramètre essentiel qui conditionne la luminance infrarouge thermique mesurée au sommet de l'atmosphère. La présence d'une couche d'aérosol peut modifier cette température de surface. Cette propriété est utilisée dans la télédetection satellitaire des aérosols dans l'infrarouge thermique. Les mécanismes décrivant l'impact de l'aérosol sur la luminance infrarouge émise vers l'espace sont décrits en détail dans Cautenet et al. (1992).

De jour, la luminance des surfaces surchauffées par le Soleil, est atténuée durant son transfert à travers la couche plus froide d'aérosol. Outre cet effet d'écran, le flux visible incident à la surface est réduit, ce qui conduit à une réduction de la température de surface et du rayonnement émis. La

présence de poussière se traduit donc par une diminution de la luminance émise vers le satellite.

La nuit, l'effet d'écran de la poussière est faible à cause de l'inversion nocturne. En revanche le flux infrarouge arrivant en surface est accru, d'où un effet de serre par la poussière. La présence de la couche de poussière a comme conséquence d'augmenter la luminance infrarouge émise vers le sommet de l'atmosphère. Typiquement l'ordre de grandeur de la variation du signal satellitaire induite par la présence de la poussière est moitié moins important la nuit que le jour.

D'autres paramètres atmosphériques affectent la luminance infrarouge mesurée par le satellite; l'humidité, et dans une moindre mesure les vents en surface. Les études de sensibilité à ces différents paramètres, réalisées par Legrand et al. (1992), ont montré le rôle prépondérant de la poussière et celui non négligeable de la vapeur d'eau atmosphérique. Les variations du signal satellitaire en compte numérique (CN) peuvent être alors décrites empiriquement en terme d'évolution de l'épaisseur optique τ, de la vapeur d'eau w et de l'ensemble des paramètres à évolution lente (état de la surface, etc ...) que l'on représente par le temps t (Tanre et Legrand, 1991) soit;

$$CN(\tau,w,t) = CN_0 + f(\tau) + h(w) + g(t) \qquad (1)$$

où;

CN_0 est un terme représentant la contribution constante du signal, g(t) prend en compte les paramètres d'évolution lente, $f(\tau)$ et h(w) sont les contributions respectives de la poussière et de la vapeur d'eau.

Dans l'expression (1) les fonctions g, h et f sont considérées comme linéaires. On obtient ainsi une nouvelle expression du signal satellitaire dans laquelle β et k sont les coefficients représentant respectivement les sensibilités du signal à la poussière et à la vapeur d'eau.

$$CN(\tau,w,t) = CN_0 + \beta.\tau + k.w + s.t \qquad (2)$$

On a reporté dans le Tableau I.1 les valeurs absolues des coefficients β et k déjà publiées. La correspondance entre niveaux radiométriques et luminance ayant varié selon les études, on a ramené l'ensemble des résultats à un compte radiométrique standard correspondant à une variation de luminance de 0.05 $Wm^{-2}sr^{-1}$.

origine	lieu, époque, heure	$\|\beta\|$ (ct)	$\|k\|$ (ct/gcm^{-2})
Mesures sol			
AGRHYMET	Niamey, Fév.1985, 1500 TU	[8, 12]	pas de correction
Devaux et Tanré	Dakar, Avr. 1987, 1200 TU	[12,19]	10
Modélisation			
aérosol ECLATS	Niamey, Nov.-Déc. 1980, 1200 TU	8.1	3.5 à 5.5
aérosol Carlson et Benjamin		13.1	

Tableau I.1- Récapitulatif des valeurs publiées des coefficients de sensibilité satellitaire infrarouge β à la poussière et k à la vapeur d'eau . Les valeurs entre crochet issues de régression entre le signal satellitaire et les épaisseurs optiques photométriques, représentent l'intervalle de confiance à 95% (d'après Legrand et al., 1992).

II.2.2. Imagerie satellitaire

Le satellite Météosat est parfaitement apropié à l'étude des aérosols sahariens car il permet une bonne couverture spatiale et temporelle des évènements de poussière.

a) Données Météosat

Météosat est un satellite géostationnaire qui observe la Terre au dessus du golfe de Guinée à la verticale du point de coordonnées géographiques (0,0) à l'aide de trois radiomètres opérant dans le visible et le proche infrarouge (0.4-1.1 μm), dans l'infrarouge thermique (10-12.5 μm) et dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau comprise entre 5.7 et 7.1 μm. Dans cette étude, nous avons utilisé uniquement les données du canal infrarouge thermique.

Les données Météosat sont disponibles sous divers formats. La première partie de notre étude (Chap. 2) sera réalisée à partir de données en pleine résolution. La climatologie des aérosols désertiques (Chap. 3) sera établie avec des données du format B2. Les images sont codées sur 8 bits. La résolution spatiale de 5x5 km^2 pour les données en pleine résolution est dégradée par échantillonnage à 30x30 km^2 pour les images B2. Les images en pleine résolution sont réalisées toute les demi-heures soit 48 images (ou slots) par jour. Les données B2 ont une résolution temporelle de 3 heures.

Avant tout traitement, toutes les images sont corrigées des variations de sensibilité du radiomètre (voir Annexe A).

b) Technique de visualisation des nuages de poussière

L'observation des nuages de poussière n'est le plus souvent pas possible directement sur les images originales. Il est nécessaire de procéder au préalable à un traitement consistant à séparer les structures à caractère permanent de la surface de celles variables de l'atmosphère. Donc dans une première étape on réalise une image de référence, synthèse d'une série d'images originales obtenues pour des jours successifs, à la même heure. Puis en faisant la différence entre cette référence et chacune des originales on

sépare les éléments atmosphériques variables que sont les nuages, la poussière et la vapeur d'eau.

Ce traitement diffère de jour et de nuit. De jour les éléments atmosphériques (poussière, nuages) sont plus froids que les surfaces, la référence est obtenue en prenant les valeurs radiométriques maximales (chaudes) de chaque pixel. De nuit, la poussière apparaît chaude, les nuages apparaissent froids. On identifie les nuages par une technique appropriée puis on les masque en chaud. On réalise alors la référence en prenant les valeurs radiométriques minimales de chaque pixel. Par soustraction entre l'originale et la référence, on obtient une image différence. La Figure I.4 schématise la procédure d'obtention des nuages de poussière.

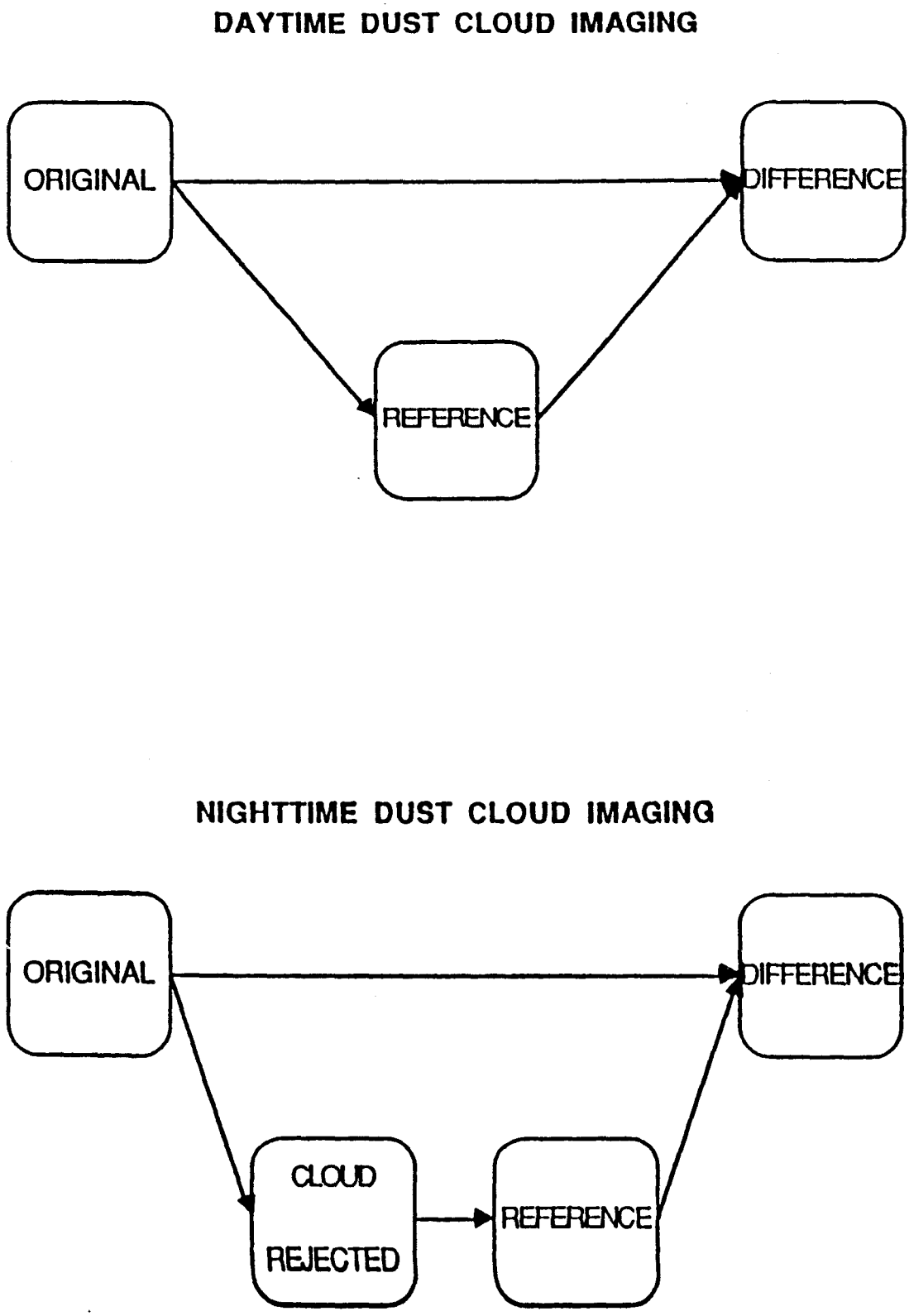


Figure I.4- Schéma du traitement des images de jour et de nuit pour la visualisation des poussières (d'après Legrand, 1990).

CHAPITRE 2

OPTIMISATION DU TRAITEMENT D'IMAGES

INTRODUCTION

Dans ce chapitre nous nous proposons d'analyser les améliorations envisageables du traitement d'images (décrit dans le Chapitre 1) afin d'assurer aux mieux la visualisation et le suivi des évènements de poussière sur l'Afrique.

Nous traiterons d'abord le problème de l'identification des nuages qui est crucial à plusieurs titres. C'est une étape obligée dans la réalisation des images référence de nuit. C'est aussi une opération nécessaire aux traitements statistiques à finalité climatologique que l'on voudrait réaliser à partir des images différence, de nuit comme de jour.

Nous nous intéresserons ensuite à la question de la durée de la période de synthèse. En effet la qualité des images différence dépend de l'élimination satisfaisante des éléments atmosphériques (poussière, nuages) sur la référence. Une question importante est le choix d'une période optimale pour la synthèse des images référence. Une période trop courte peut être la cause d'une mauvaise élimination de la poussière et des nuages. Par contre une période trop longue risque d'avoir comme conséquence l'apparition des effets saisonniers, et nous verrons qu'elle met en évidence les variations de la vapeur d'eau atmosphérique.

L'analyse et la validation des images différence obtenues après l'étude des deux points précédents, constituent la troisième partie de ce chapitre.

Tous les traitements ont été réalisés à partir des images Météosat "pleine résolution" du 10 au 30 Novembre 1989, relatives à la région comprise entre 4°N et 24°N et entre 18°W et 22°E (voir Fig. I.1).

I. IDENTIFICATION DES NUAGES

I.1 INTRODUCTION

Il existe de nombreux algorithmes de détection de nuages développés dans le but d'établir une climatologie des nuages et d'analyser la couverture nuageuse à partir des données satellitaires. La distinction entre ces différents algorithmes est faite selon que les étapes de la détection et de l'analyse sont appliquées à chaque pixel de l'image ou à un groupe de pixels représentant une région de l'image. La première catégorie d'algorithmes regroupe les méthodes de seuil et la seconde les méthodes statistiques. Quelle que soit la méthode utilisée, l'identification des nuages nécessite de définir des seuils permettant de séparer la surface (situation de ciel clair) des nuages.

Dans les méthodes de seuil (Arking,1964; Rossow et al.,1983; Minnis et Harrison,1984; Saunders, 1985) chaque pixel est classé clair ou couvert selon que la luminance mesurée dans un ou plusieurs canaux est supérieure ou inférieure à la valeur seuil. La principale difficulté pour appliquer ces méthodes est que les seuils permettant d'obtenir des couvertures nuageuses correctes varient d'une situation à une autre. Par conséquent ces méthodes se prêtent mal à une classification automatique des pixels.

Avec les méthodes statistiques (Coakley et Bretherton, 1982; Desbois et al., 1982; Phulpin et al.,1983; Arking et Childs, 1985) certains amas de points dans l'espace réflectance et/ou température de brillance sont supposés être constitués de pixels totalement clairs ou nuageux. Il est alors possible de calculer la réflectance et/ou la température de brillance du nuage ainsi que la couverture nuageuse totale de la scène. La principale difficulté liée à ces méthodes de détection est que les amas ne sont pas toujours vraiment représentatifs de pixels clairs ou nuageux puisque certains peuvent être formés par des pixels partiellement couverts. Il arrive également que certains nuages (cirrus) ne soit pas identifiés par ces méthodes.

I.2. IDENTIFICATION DES NUAGES SUR LES IMAGES ORIGINALES DE NUIT

I.2.1 Introduction

Au dessus des continents la détection des nuages est complexe. Les surfaces terrestres qui constituent le fond de l'image n'étant pas homogènes, il est difficile de les discriminer parfaitement des nuages. De nuit la discrimination est rendue encore plus délicate par le fait que les différences de température sol/nuages sont plus faibles. En outre on ne dispose que d'un canal.

Dans des études précédentes, Legrand et al. (1988) ont utilisé deux seuils pour détecter les nuages dans le traitement des images de nuit. L'un sur la moyenne c et l'autre sur l'écart-type σ du niveau radiométrique de pavés de 3x3 pixels. Un pavé est déclaré nuageux chaque fois que c est inférieur à c_S (seuil sur la moyenne) ou que σ est supérieur à σ_S (seuil sur l'écart-type). En fait deux couples (c_S, σ_S) de valeurs seuil distinctes ont été appliqués au Nord et au Sud de l'image pour tenir compte des températures élevées des surfaces et des nuages bas de la ceinture équatoriale au Sud comparées aux basses températures nocturnes des sols des régions arides du Nord.

Cette technique de double seuillage nous a servi de point de départ à la création d'un logiciel de traitement automatique des nuages au-dessus des terres à partir des seules images infrarouges. Ce logiciel utilise les différences de propriétés statistiques des zones claires et nuageuses en association avec certains critères de cohérence spatio-temporelle des données. On s'est inspiré de la méthode statistique de cohérence spatiale de Coakley et Bretherton (1982) pour sa réalisation. Cependant, par rapport à l'étude réalisée par Coakley et Bretherton, les objectifs et la zone d'application sont différents. En effet on cherche à éliminer au mieux les nuages (et non à déterminer la couverture nuageuse) et on travaille au dessus de surfaces terrestres.

Nous décrivons d'abord une version améliorée de la méthode de Legrand. Nous présentons ensuite l'algorithme de traitement automatique (décrit en détail en Annexe C). Finalement nous comparons les résultats donnés par les deux méthodes.

I.2.2 Traitement non automatisé

Pour avoir une idée des valeurs c_S des seuils de luminance moyenne à appliquer pour discriminer nuages et surfaces, nous avons tracé quelques radiales dans les directions Nord-Sud (N/S) et Ouest-Est (O/E) sur les images originales. Nous avons pris soin de les faire traverser des zones dégagées de nuages autant que possible. L'observation des profils obtenus (Fig. II.1) montre d'une manière générale une croissance du Nord au Sud et une décroissance d'Est en Ouest du niveau radiométrique de ciel clair. On en conclut que le niveau radiométrique des surfaces évolue suivant deux gradients. Ces gradients peuvent s'expliquer par le cycle diurne du Soleil et les conditions de refroidissement des sols. En effet les régions occidentales reçoivent plus tardivement les derniers rayons de soleil et par conséquent se refroidissent avec un retard par rapport aux régions orientales de l'image. Au Sud, à cause de la présence importante des nuages (ZITC) et de l'humidité élevée qui font obstacle au refroidissement radiatif nocturne, les sols sont plus chauds qu'au Nord.

En première approximation on peut ajuster ces profils selon des droites comme indiqué sur les Figures II.1a et II.1b et déterminer les pentes correspondantes. Le Tableau II.1 présente des valeurs obtenues par ce procédé. On remarque que pour une même radiale, les pentes ont des valeurs du même ordre d'une image à l'autre. Cependant d'Ouest en Est pour les profils N/S et du Nord au Sud pour les profils O/E, les pentes varient quelque peu.

Pour reproduire simplement l'évolution du niveau radiométrique des structures de surface suivant les deux gradients observés, on exprime le seuil sur la moyenne comme une fonction de la colonne x (direction N/S) et de la ligne y (direction O/E) de l'image, soit :

$$c_S(x,y) = ax + by + c_0 \qquad (3)$$

où a et b sont respectivement les gradients E/O et N/S, et c_0 une constante.

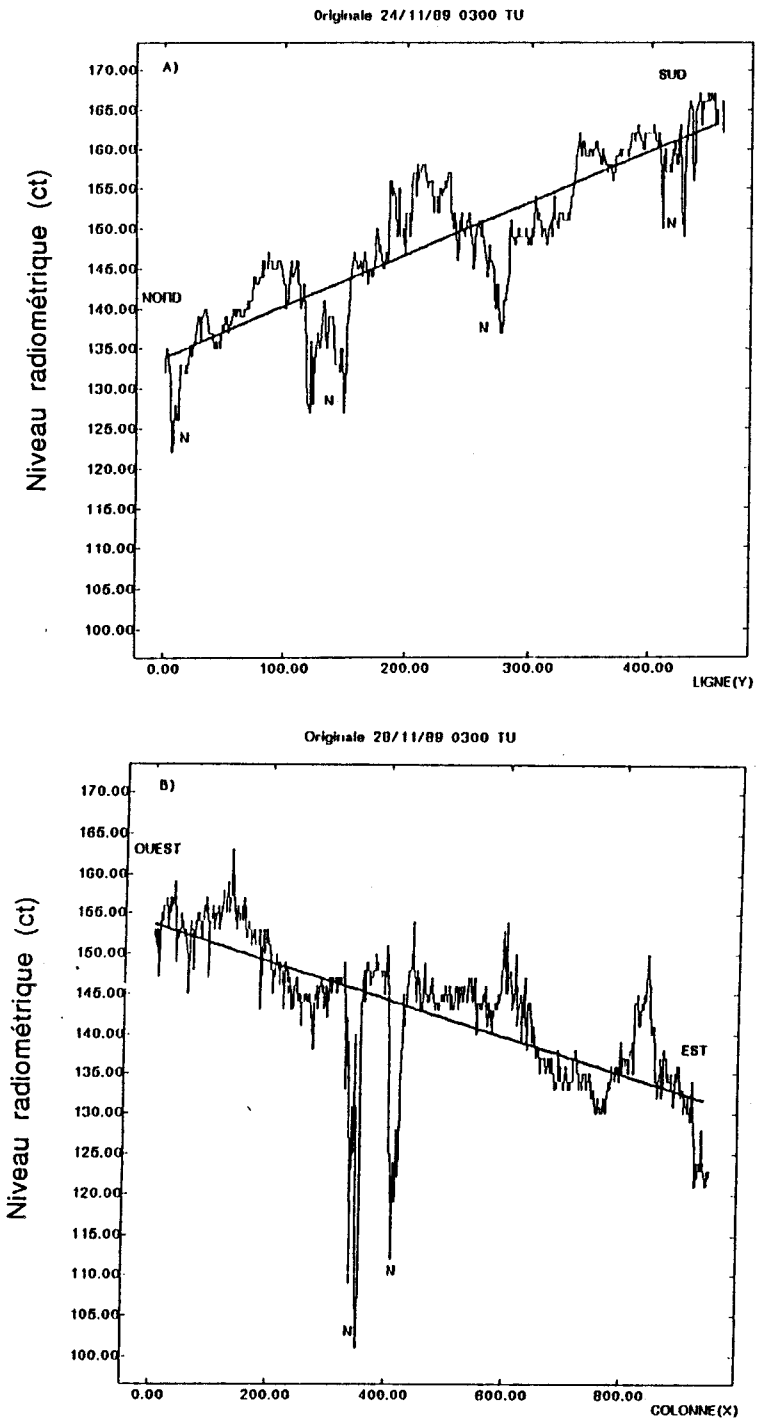


Figure II.1- Exemples de radiales nocturnes (0300 TU) Nord-Sud (A) et Est-Ouest (B) tracées sur des images originales.

JOUR	RADIALES NORD-SUD			RADIALES OUEST-EST		
	8°W	5°E	19°E	19°N	12°N	19°N
10/11/89	N	N	N	N	N	N
11 "	N	N	N	N	N	N
12 "	N	0.065	N	N	N	N
13 "	N	N	N	N	N	N
14 "	N	N	N	N	N	N
15 "	N	N	N	N	N	N
16 "	N	N	N	N	N	N
17 "	N	0.045	0.042	-0.003	N	-0.007
18 "	N	N	N	N	N	N
19 "	N	N	N	N	N	N
20 "	N	N	N	-0.008	N	-0.012
21 "	N	N	N	-0.010	N	N
22 "	N	0.057	0.042	N	N	-0.009
23 "	N	0.050	N	-0.006	N	N
24 "	0.026	0.060	0.038	N	-0.012	N
25 "	N	0.052	N	N	-0.017	N
26 "	N	N	N	N	N	N
27 "	N	0.052	N	-0.004	N	N
28 "	0.022	N	N	-0.019	-0.025	-0.012
29 "	N	N	N	N	-0.015	N
30 "	N	N	N	N	-0.014	N

Tableau II.1- Valeurs des pentes moyennes des radiales (la lettre N indique la présence de nuages)

Nous avons pris pour a et b des valeurs typiques du Tableau II.1. Nous avons ensuite ajusté le constante c_0 afin d'obtenir le meilleur résultat visuel possible par comparaison avec l'image de départ. Finalement pour les images de 0300 TU l'expression de c_S que nous avons utilisée est la suivante :

$$c_S(x,y) = 0.039y - 0.018x + 140 \qquad (4)$$

On peut déduire de la courbe de conversion niveau radiométrique/température de brillance (Fig. A1), les températures de brillance seuil correspondantes. Dans le Tableau II.2 ci-dessus nous avons reporté à titre indicatif ces températures aux quatre coins de l'image.

	OUEST	EST
NORD	288 K	276 K
SUD	293 K	289 K

Tableau II.2- Températures de brillance seuil aux coins de l'image.

Nous avons pris un seuil sur l'écart-type constant et égal à 3 ct pour toute l'image. Nous avons fait ce choix essentiellement pour deux raisons. D'abord parce que la résolution des images est meilleure que celles utilisées par Legrand (format B2). Ensuite nous avons constaté visuellement que cette valeur donnait des résultats satisfaisants.

I.2.3 Traitement automatisé

Les seuils c_S et σ_S sont déterminés et appliqués localement sur des zones de l'image. Pour cela on divise cette dernière en blocs (zones) identiques qui doivent être suffisamment grands pour permettre un traitement statistique et en même temps assez restreints pour présenter un maximum d'homogénéité spatiale. Nous avons optimisé la dimension de ces blocs, par rapport à ces contraintes, à 27 pixels de côté, ce qui correspond à un peu plus d'un degré au point sub-satellite.

Sur chaque bloc on calcule la moyenne c et l'écart-type σ du niveau radiométrique de pavés glissants de 3x3 pixels. On obtient ainsi un effectif de 676 pavés par bloc qui constituent les points d'une représentation de σ en fonction de c (diagramme bidimensionnel). Le diagramme type inhérent à la méthode nous permet de comprendre le principe de l'algorithme. Sur le diagrammme typique de la Figure II.2, on observe une "arche" de points limités par deux "pieds". Le pied chaud (niveau radiométrique élevé et variance faible) représente le groupe des pixels clairs de la surface et le pied froid (niveau radiométrique et variance faibles) les pixels totalement couverts (nuageux). Aux niveaux radiométriques intermédiaires et à des valeurs élevées d'écart type se trouvent les pixels partiellement couverts constituant l'arche. La détermination des seuils c_S et σ_M se fait en ne considérant que les points du pied chaud non nuageux. Pour définir les pieds de l'arche on examine les points d'écart-type inférieur à un seuil donné (ici σ_C=2 ct). On identifie ainsi des amas de points (pieds) dont le plus chaud est présumé être le pied chaud (non nuageux). Les seuils journaliers sur la moyenne c_S et sur l'écart-type σ_M sont définis à partir des caractéristiques de ce pied chaud (voir Fig. II.2).

Cependant, on constate que dans certains cas le diagramme s'écarte de l'allure typique de la Figure II.2. Le diagramme de la Figure II.3 en est un exemple. L'amas de points compris entre 60 ct (245 K) et 86 ct (255 K) est identifié par l'algorithme comme pied chaud alors qu'il est évidemment nuageux, comme le révèlent les températures. Dans une seconde étape, on s'attache donc à corriger les valeurs erronées qui en résultent par une étude statistique temporelle. On analyse dans ce but les séries temporelles des valeurs seuil c_S journalières obtenues sur chaque bloc. L'étude de leurs caractéristiques centrales et de leur dispersion nous permet de déterminer

une valeur minimale c_{SS} des seuils c_S. Nous rejetons alors les valeurs de seuils inférieures à c_{SS} qui sont considérées comme contaminées par la présence de nuages, et nous les remplaçons par c_{SS}.

Enfin on détermine une valeur unique de seuil sur l'écart-type σ_S pour chaque bloc. Cette valeur est celle de la journée la moins pertubée possible (absence de nuage), soit $\sigma_S = mini(\sigma_M)$. La Figure II.4 schématise l'organigramme de l'algorithme dont la description détaillée est donnée dans l'Annexe C.

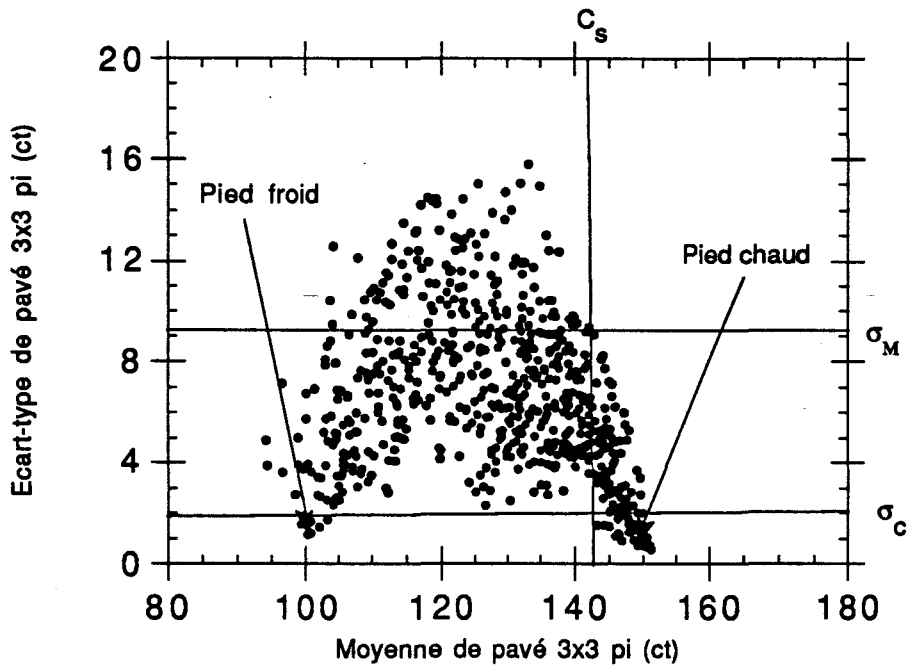


Figure II.2- Exemple typique de diagramme de cohérence spatiale obtenu sur un bloc de 27x27 pixels. Les pixels de faible écart-type et de faible niveau radiométrique (pied froid) sont situés aux alentours de 100 ct (263 K). Ceux de faible écart-type et de niveau radiométrique élevé (pied chaud) sont regroupés vers 150 ct (288 K). Les seuils journaliers sur la moyenne c_S et sur l'écart-type σ_M sont indiqués.

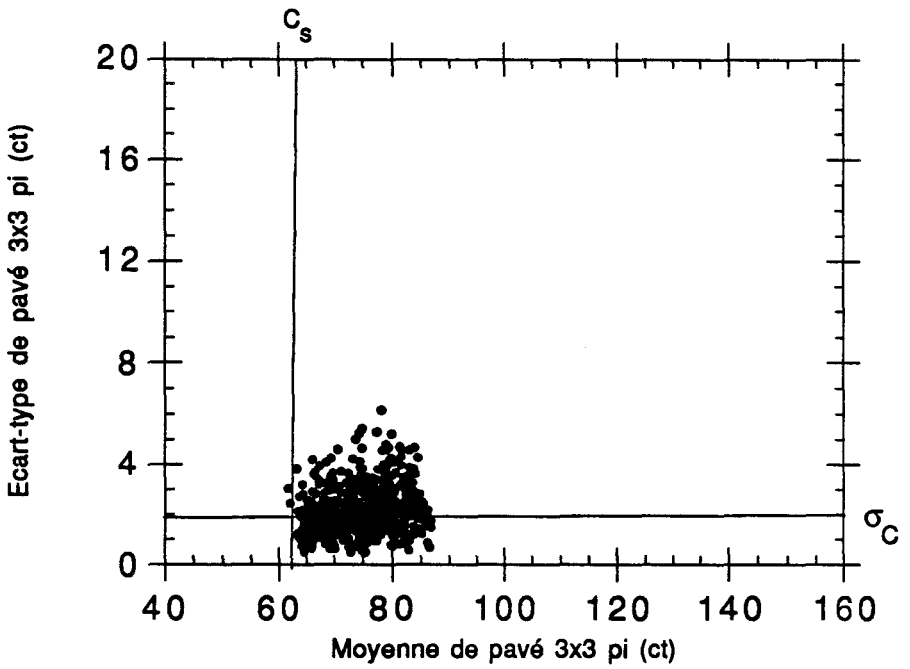


Figure II.3- Exemple de diagramme pour lequel l'erreur d'identification de la nature du pied le plus chaud (ici le seul pied présent) entraîne des valeurs de seuils anormales: ici c_S = 65 ct , ce qui correspond à une température de brillance de 240 K.

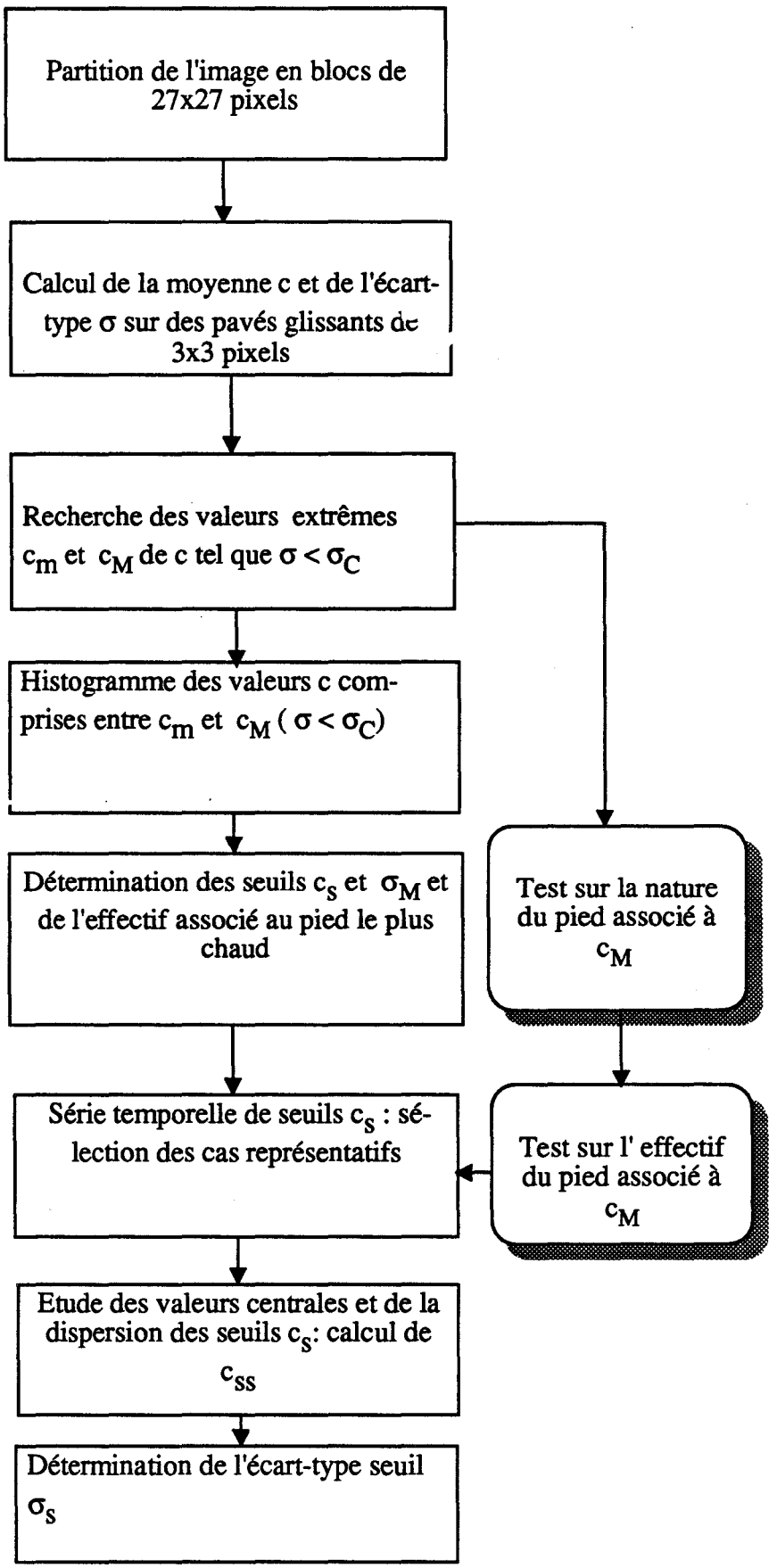


Figure II.4- Organigramme de l'algorithme d'identification nuageuse.

I.2.4. Comparaison des résultats

a) Seuils de valeurs moyennes

La Figure II.5 donne les valeurs minimales c_{ss} du seuil moyenne, déterminées par le traitement automatisé. Sur cette image on a fait apparaître les principaux reliefs culminant à 500 m et plus. On constate que les seuils obtenus reflètent assez bien la topographie de la région. On remarque aussi que le seuil croît du Nord au Sud et décroît d'Ouest en Est. Le traitement automatisé retrouve les gradients Nord-Sud et Est-Ouest observés sur les radiales de la Figure II.1. Il semble en outre mieux restituer les irrégularités géographiques et rendre ainsi mieux compte des variations spatiales réelles des structures de surface.

b) Images originales masquées

Les images originales sont masquées en utilisant des pavés 3x3 glissants. On applique le masque chaud (255 ct) uniquement au pixel central si le pavé répond aux critères d'identification nuageuse. Cette technique nous permet d'identifier les contours des zones nuageuses avec une résolution maximale.

Pour estimer les similitudes et les différences entre les traitements automatisé et non automatisé on a défini les variables suivantes: les couvertures nuageuses respectives selon les deux traitements (rapport du nombre de pixels masqués au nombre total de pixels), la couverture nuageuse commune (rapport du nombre de pixels masqués communs au deux traitements, au nombre total de pixels) et le taux de concordance (rapport du nombre de pixels identiques selon les deux traitements au nombre total de pixels de l'image). Les valeurs sont reportées dans le Tableau II.3. La première semaine (10-16/11/89) est plus nuageuse que la seconde (17-23/11/89) qui est elle même plus nuageuse que la troisième (24-30/11/89). Ainsi la couverture nuageuse moyenne hebdomadaire commune diminue de 49% à 32% puis à 29% au cours de la période d'étude. Durant 14 jours sur 21, la couverture nuageuse obtenue par l'algorithme est supérieure à celle du

traitement non automatisé. Cette tendance traduit une identification nuageuse légèrement plus stricte par le traitement automatisé.

Le taux moyen de concordance vaut respectivement 90%, 93% et 87% sur la première, la seconde et la troisième semaine. Ce taux plus faible sur la troisième semaine traduit des différences un peu plus importantes entre les zones masquées d'un traitement à l'autre.

c) Images référence

Les références de 0300 TU obtenues par les deux traitements sont assez ressemblantes. La Figure II.6 présente celles de la semaine du 17 au 23 Novembre 1989. Le traitement non automatisé "rabote" les hauts sommets (Monts du Cameroun, Tibesti, Hoggar) et simule ainsi une couverture nuageuse que le traitement automatisé évite. Cet artefact s'explique par le fait que les seuils de moyenne dans ces régions montagneuses froides (car élevées) sont trop chauds.

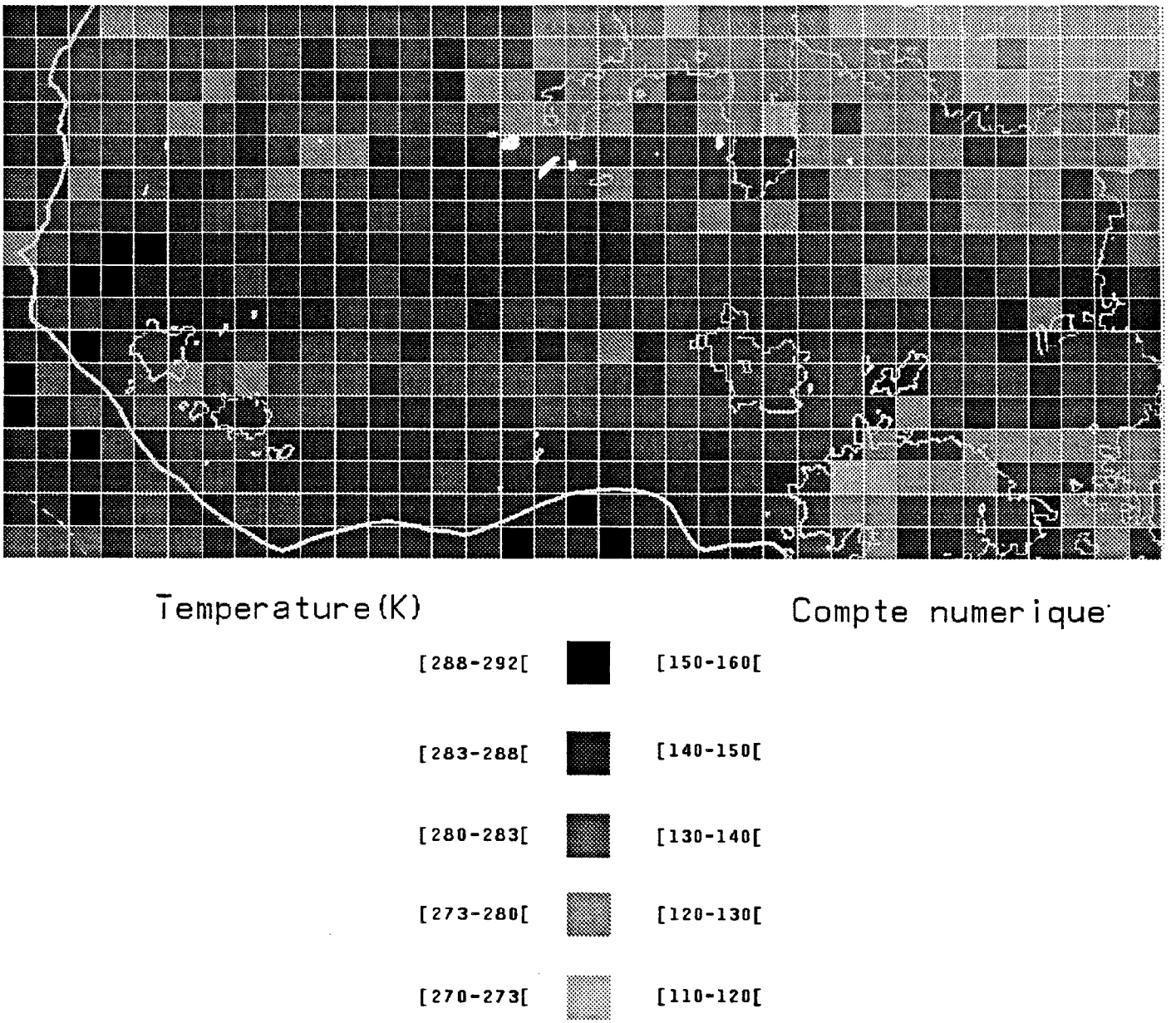


Figure II.5- Valeurs minimales c_{ss} des seuils de moyenne obtenues sur chaque bloc par le traitement automatisé à partir des images de 0300 TU. Les reliefs sont indiqués au moyen de la courbe de niveau 500 m.

IMAGE ORIGINALE	% COUV. N. NON AUT.	% COUV. N. AUT.	% COUV. N. COM.	%CONCORDANCE
10/11/89	62.0	63.7	58.6	91.5
11	52.8	54.3	48.4	89.6
12	44.2	45.9	40.9	91.7
13	50.3	51.5	46.8	91.8
14	57.9	56.1	52.1	90.1
15	66.1	65.8	61.1	90.2
16	43.8	39.4	34.3	85.3
17	26.0	24.1	19.8	89.5
18	39.3	38.1	35.3	93.3
19	39.7	39.8	36.7	93.8
20	40.8	40.3	37.4	93.6
21	44.0	45.0	41.0	92.9
22	34.6	36.6	32.2	93.3
23	27.4	30.7	24.8	91.5
24	16.4	19.6	13.3	90.6
25	32.5	34.4	28.4	89.9
26	36.1	39.7	32.6	89.4
27	50.2	49.1	40.5	81.7
28	31.1	31.9	23.9	84.7
29	36.4	40.3	32.5	88.3
30	33.0	38.3	29.2	87.1
Moyenne	41.2	43.4	36.6	90.0

Tableau II.3- Pourcentages de couvertures nuageuses obtenus par les traitements non automatisé et automatisé, et communs aux deux traitements; et taux de concordance des deux traitements (nombre de pixels identiques au nombre total de pixels).

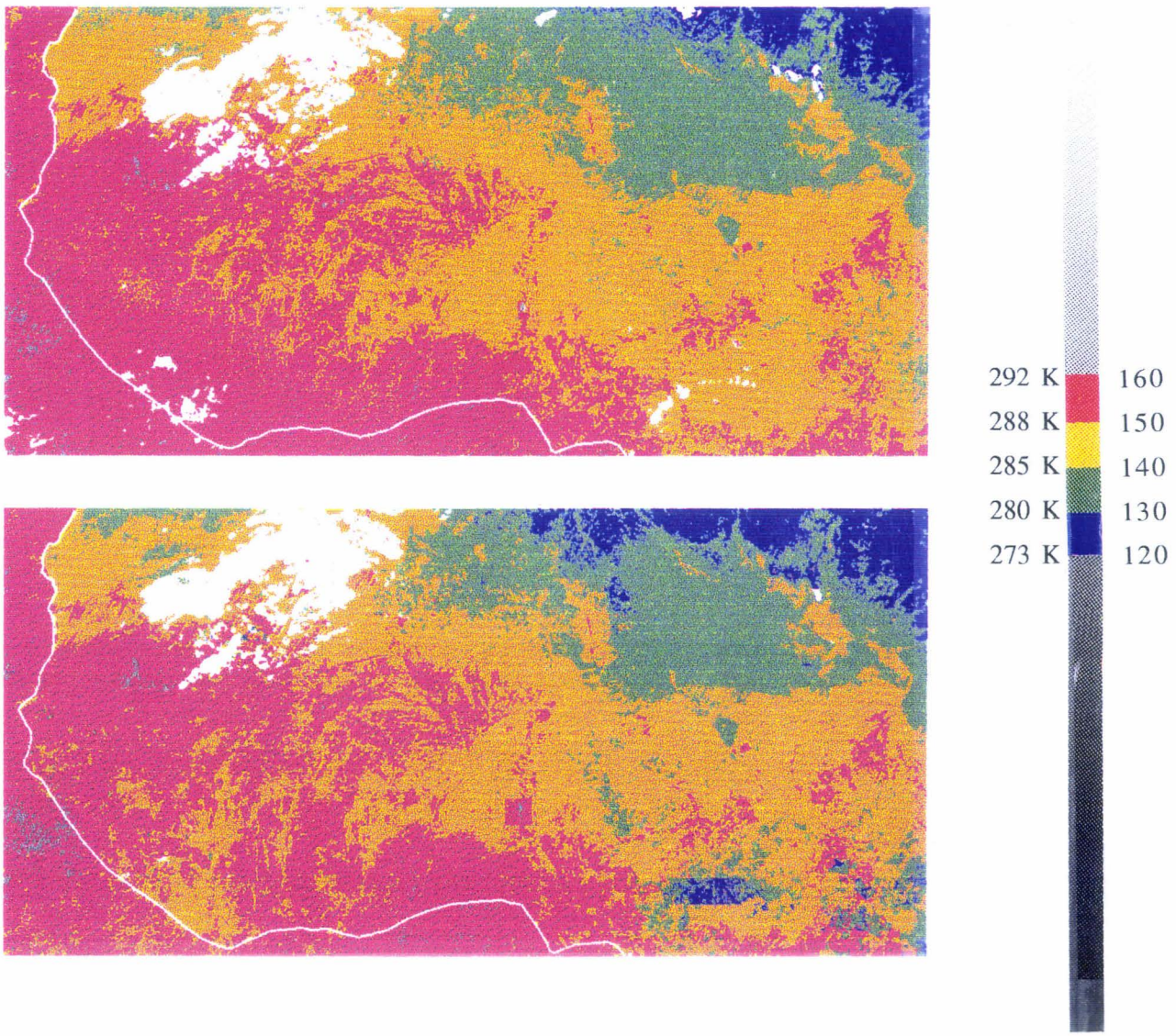


Figure II.6- Images référence de la semaine du 17 au 23 Novembre 1989 à 0300 TU obtenues respectivement par les traitements non automatisé (en haut) et automatisé (en bas).

I.3. IDENTIFICATION DES NUAGES SUR LES IMAGES DIFFERENCE DE JOUR

De nuit, l'identification des nuages est une étape préalable obligatoire pour la réalisation des images différence, et par conséquent, réalisée sur les images originales. De jour elle se fait à partir des images différence.

Quand on soustrait la référence de l'originale pour obtenir une image différence, les structures permanentes disparaissent (niveau radiométrique nul). Seuls subsistent les nuages, la poussière, et un fond de vapeur d'eau avec des niveaux radiométriques plus au moins élevés. Ces éléments atmosphériques variables apparaissant sur un fond homogène, on est alors dans une situation analogue à celle de la détection nuageuse au dessus de surfaces océaniques à partir de l'imagerie visible.

D'une manière générale les nuages ont des niveaux radiométriques supérieurs aux poussières et aussi des contrastes plus grands. Par rapport aux images originales de nuit les niveaux radiométriques sont inversés sur les images différence de jour. Les pieds du diagramme (c, σ) sont aussi inversés. Les pieds froids nuageux sont à un niveau radiométrique élevé, tandis que le pied chaud de ciel clair est localisé près de l'origine (niveau nul). Sur la Figure II.7 on a représenté un diagramme obtenu sur l'image différence du 17/11/89 à 1200 TU. On observe une arche dont le pied chaud se situe vers 10 ct alors que le pied froid est compris entre 85 et 100 ct.

Les différents aspects évoqués ci-dessus nous ont permis d'utiliser une version largement simplifiée du traitement automatisé appliqué aux images originales de nuit, pour identifier les nuages sur les images différence de jour. La Figure II.8 présente un exemple de résultat de cette procédure (image du bas).

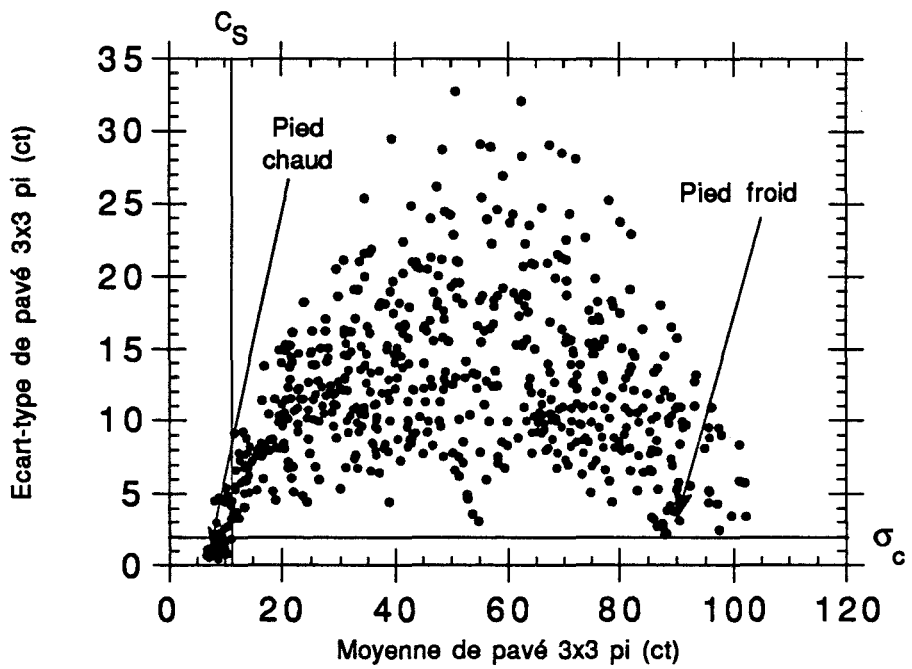


Figure II.7- Exemple typique de diagramme de cohérence spatiale obtenu sur un bloc de 27x27 pixels d'une image différence de jour (le pied froid n'est pas détecté, car aucun point n'est en dessous de $\sigma_C = 2$ *ct).*

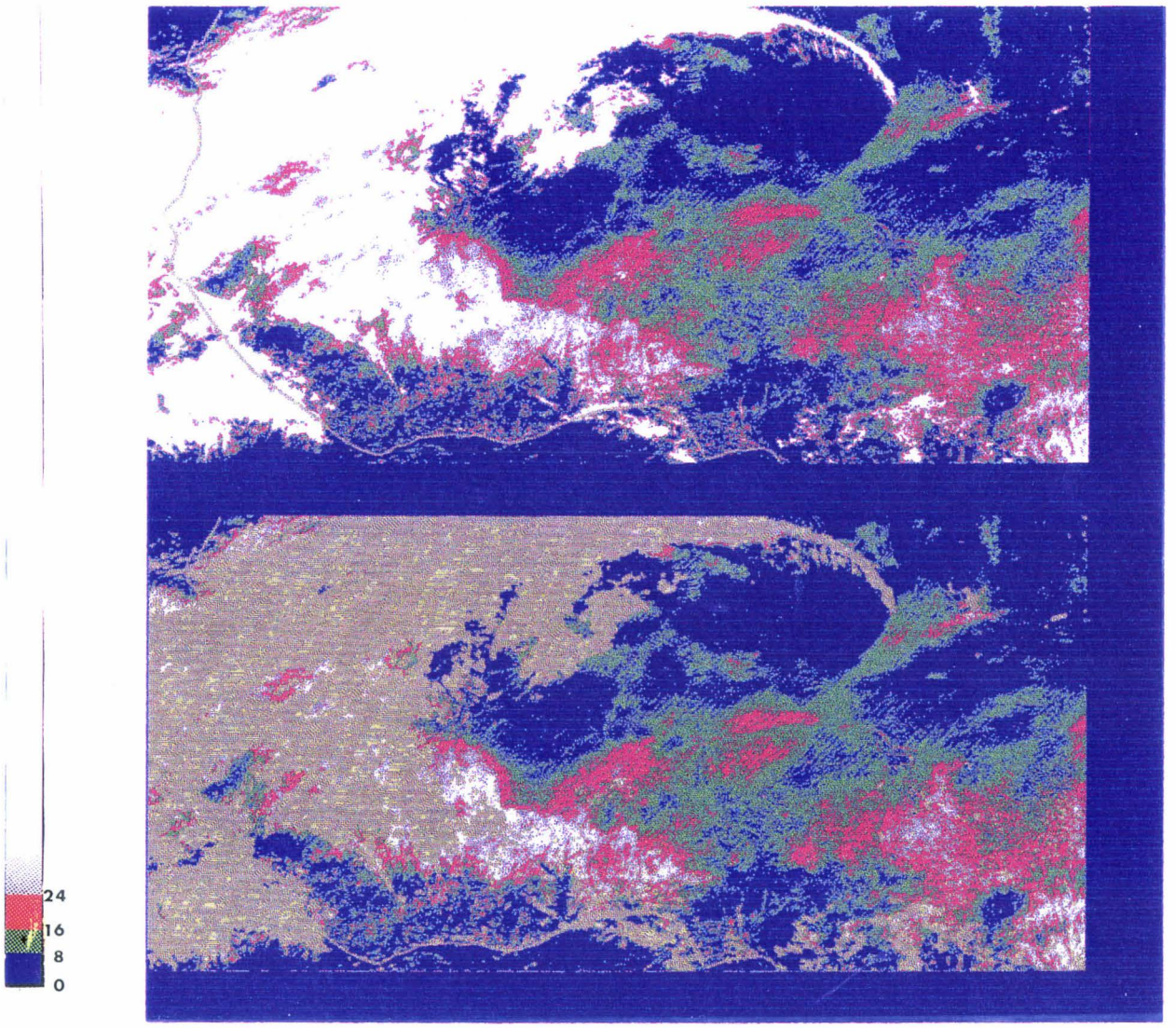


Figure II.8- Images différence (en haut) et différence masquée (en bas) obtenue par la procédure automatisée d'identification des nuages ; le 18/11/89 à 1200 TU. Sur l'image du haut les nuages sont en blanc, la poussière en vert et rouge. Sur l'image du bas les nuages sont masqués (en vert kaki) et la poussière est préservée d'une manière satisfaisante.

I.4. CONCLUSION

Les résultats obtenus par le traitement non automatisé d'identification des nuages constituent une première approche acceptable. Cependant si on veut changer de région, d'horaire ou de date, il nous faudrait redéterminer interactivement les seuils puis les ajuster image par image. Ce travail serait long et fastidieux, et deviendrait irréalisable en pratique pour des traitements portant sur des quantités d'images couvrant des mois ou des années. Par conséquent pour réaliser le traitement d'images sur de longues périodes, l'automatisation de l'identification des zones nuageuses est indispensable. L'algorithme que nous avons élaboré permet cela en donnant des résultats qui nous paraissent satisfaisants.

II. PERIODE DE SYNTHESE

Dans cette partie les traitements sont réalisés uniquement avec les images de jour.

II.1. DUREE DE LA PERIODE DE SYNTHESE

Il faut s'attendre à ce que les images référence obtenues par synthèse de séquence d'images originales soient d'autant moins parfaites que la période de synthèse est riche en nuages et en poussière. Il peut donc subsister dans l'atmosphère réputée claire, propre et sèche de l'image référence, des résidus de nuages - facilement identifiables - mais aussi de poussière - ce qui est plus pernicieux - et aussi plus ou moins de vapeur d'eau dont l'effet peut ne pas être négligeable.

La Figure II.9 présente les images référence à 1200 TU relatives aux périodes successives 10-16/11/89 (A) et 17-23/11/89 (B). Elles présentent des différences notables, en particulier, des résidus de poussière apparaissent (en vert) dans la partie Nord-Est de la première image. Ces structures de poussière présentes sur toutes les images originales de la période de synthèse, se retrouvent ainsi sur l'image référence, et vont paradoxalement disparaître des images différence (ce mécanisme est encore valable pour les nuages).

Une façon d'éliminer ces résidus consiste à augmenter la durée de synthèse. En effet la probabilité de trouver des journées propres, sèches et peu nuageuses augmente avec la durée de la période. Cependant on est limité par les variations à long terme de la scène : variations astronomiques, et modifications saisonnières de l'état de la surface (en particulier émissivité et albedo). Dans le cas présent, nous avons élargi la période de synthèse d'une semaine aux trois semaines de données disponibles, en négligeant donc les variations à long terme sur cette période. La Figure II.9(C) illustre le résultat de la procédure : c'est une image référence à 1200 TU sur la période du 10 au 30 Novembre. On voit bien sur cette dernière que les résidus de poussière présents sur la Figure II.9(A) ont totalement disparu. On peut faire les mêmes remarques à propos des structures nuageuses présentes sur les Figures II.9(A) et (B) (il en reste cependant quelques résidus sur la Mauritanie).

La Figure II.10 permet de comparer les images différence du 21 Novembre à 1200 TU obtenues d'une part avec la référence hebdomadaire de la Figure II.9B, d'autre part avec la référence trihebdomadaire de la Figure II.9c. Les différences apparaissent importantes. En particulier on observe l'apparition de structures sur une zone allant du Nord du Ghana au Nord du Bénin, et dans la région du Tibesti (voir cartes de l'Annexe D). Celles-ci ont été escamotées par le traitement précédent du fait de la persistance des poussières sur ces zones durant la période du 17 au 23 Novembre. De plus on constate un renforcement général des structures existantes par rapport à l'image (A). Ceci est explicable par une référence trihebdomadaire plus propre en terme de poussière, mais aussi par la vapeur d'eau, susceptible de variations importantes, dans des régions au voisinage de la ZITC et les régions côtières.

II.2. PERIODE OPTIMALE DE SYNTHESE

La période de synthèse doit être assez longue pour réaliser un "nettoyage" satisfaisant de l'atmosphère. Les différences importantes observées entre les images différence issues respectivement de la référence trihebdomadaire et de la référence hebdomadaire nous le confirment. Le fait de ne pas tenir compte des effets saisonniers, semble raisonnable car ils paraissent modérés à cette époque de l'année. Cependant ces effet seront plus élevées aux équinoxes (Mars et Septembre), périodes de l'année où les conditions astronomiques varient plus rapidement, et sutout au début de la saison des pluies.

L'effet de la vapeur d'eau doit certainement être pris en considération. Nous l'analyserons dans le troisième paragraphe de ce chapitre.

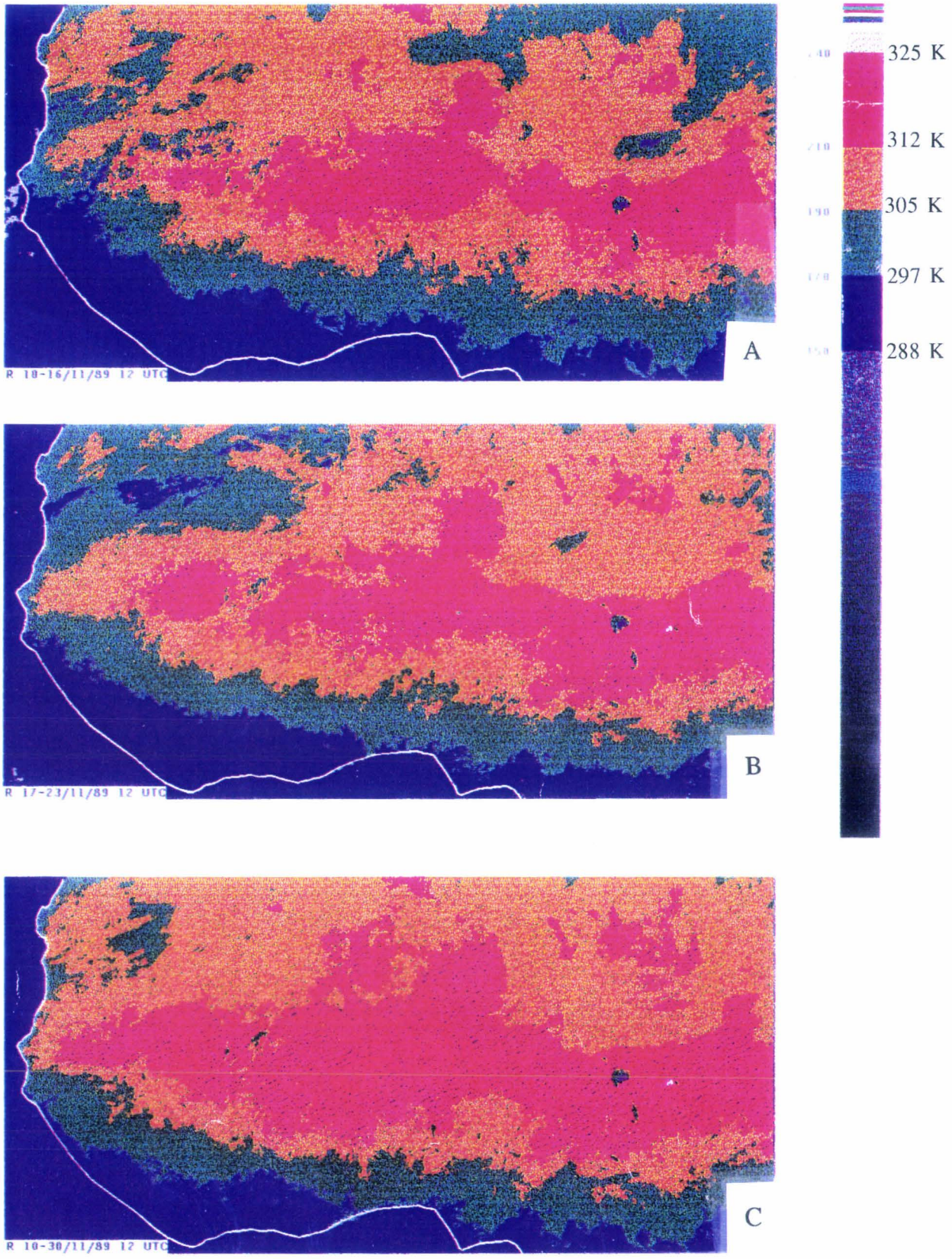


Figure II.9- Images référence de 1200 TU relatives aux périodes du 10 au 16 (A), du 17 au 23 (B) et du 10 au 30 Novembre 1989 (C).

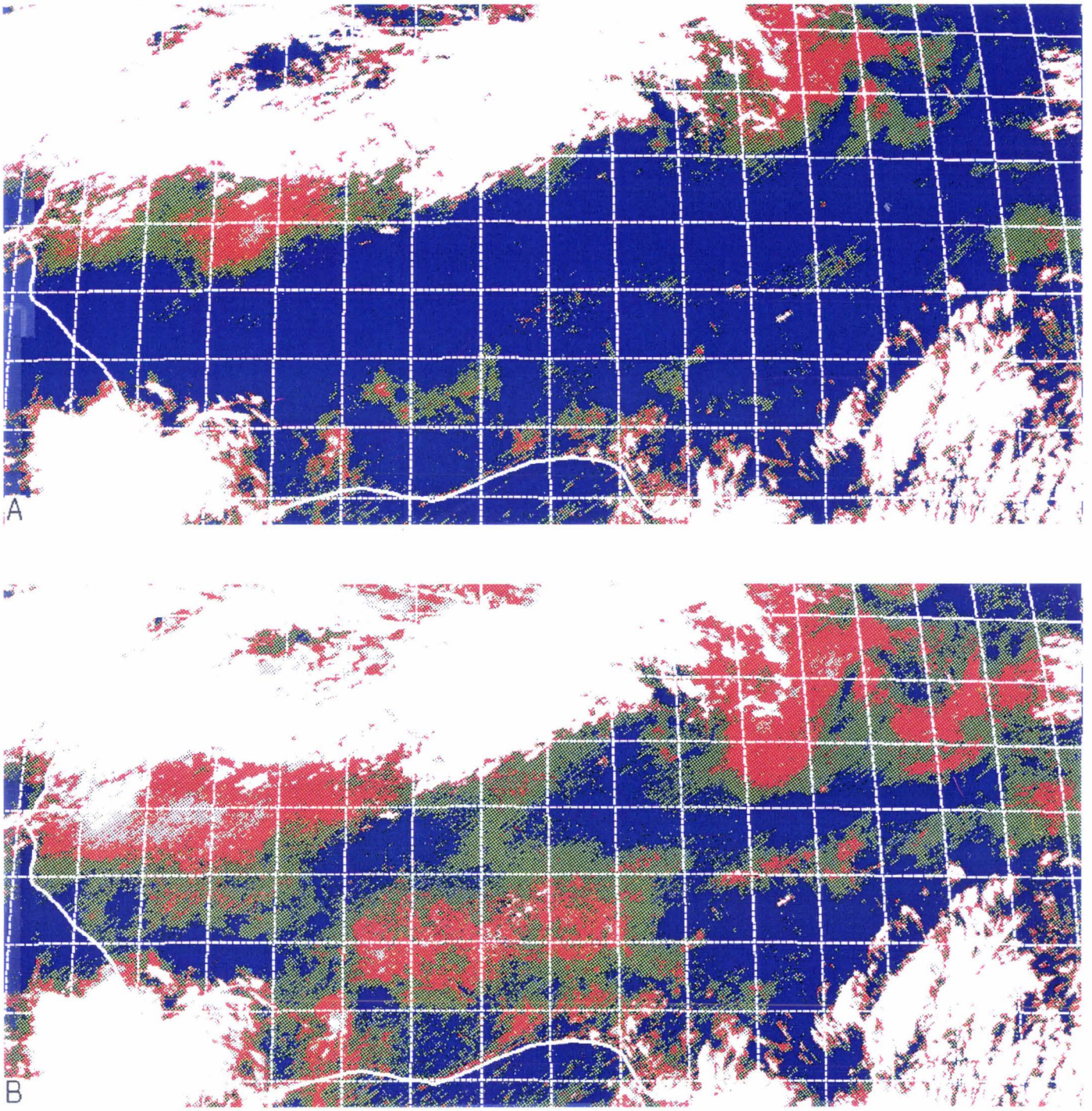


Figure II.10- Images différence du 21 Novembre 1989 à 1200 TU obtenues d'une part à partir de la référence hebdomadaire du 17 au 23 Novembre 1989 (A), d'autre part à partir de la référence trihebdomadaire du 10 au 30 Novembre 1989 (B). Le code couleur est le même que celui de la Figure II.8.

III. ANALYSE ET VALIDATION DES IMAGES DIFFERENCE

Les images différence présentées dans ce paragraphe sont celles réalisées à partir de la référence trihebdomadaire.

III.1. INTRODUCTION

L'analyse et la validation des images différence font intervenir l'utilisation de données exogènes. Nous nous sommes servis des données d'analyse TOGA Basic Level III du CEPMMT et des mesures de visibilité de 9 stations du réseau ASECNA. Toutes les données utilisées sont celles de 1200 TU.

Les données du CEPMMT sont constituées de profils verticaux de paramètres météorologiques donnés pour 14 niveaux compris entre 1000 et 10 hPa. La résolution horizontale de ces données est de 2.5 degrés en latitude et en longitude. Les paramètres météorologiques dont nous disposons sont la pression (P), la température (T), l'humidité relative (H) et le vent (U et V). Les données existent à 0000 et à 1200 TU.

La visibilité horizontale est une donnée météorologique relevée toutes les heures sur l'ensemble des stations ASECNA pour les besoins de la navigation aérienne. Les travaux antérieurs de Bertrand (1979), ont montré l'intérêt des visibilités comme indicateur de la présence et estimateur de l'intensité de l'aérosol saharien. Cela est lié au fait que la couche d'aérosol s'étend jusqu'au contact du sol, présente une bonne homogénéité verticale du fait du brassage convectif (de jour), et ne semble pas d'épaisseur très variable pour un site donné dans les régions subsahariennes. En zone tropicale sèche, les visibilités relevées en l'absence d'aérosol désertique, sont en général de l'ordre de 15 km et plus. Un seuil de 10 km sera considéré comme une limite en dessous de laquelle la présence de poussières en suspension dans l'atmosphère est acquise (Bertrand,1979).

III.2. SEQUENCES TEMPORELLES D'IMAGES DIFFERENCE

Un contrôle préliminaire de l'imagerie des poussières peut se faire en estimant l'accord des structures de séquences chronologiques d'images différence.

III.2.1. Cycle journalier

Si l'on constate une continuité de l'évolution des structures par alternance des images de jour et de nuit on peut estimer les produits satisfaisants. Mais la comparaison des images de jour et de nuit n'est pas évidente car, comme nous l'avons souligné dans le premier chapitre, la sensibilité satellitaire de nuit est plus faible que celle de jour et surtout elle est de signe inverse (Legrand, 1990), ce qui peut gêner le suivi chronologique. Nous présentons sur la Figure II.11 les images différence trihoraires de 0000 à 1500 TU de la journée du 19 Novembre. Sur ces images on remarque une certaine continuité des structures de jour, qui est en revanche moins évidente de nuit. Malgré un code couleur renforçant la sensibilité des images de nuit, les structures de poussière apparaissent peu. Cela a été observé sur l'ensemble de la période étudiée. Cependant l'observation nocturne de poussière a bien été mise en évidence à d'autres époques par Legrand et al. (1988), et Legrand (1990).

III.3.2. Séquence hebdomadaire

La Figure II.12 présente une série d'images différence de 1200 TU allant du 17 au 24 Novembre. Sur ces images on constate une certaine répétitivité des phénomènes observés, en particulier la quasi permanence durant la période de la structure orientée selon la direction du Nord-Est au Sud-Ouest, s'étalant du Sud du Tibesti à la boucle du Niger. Les nuages de poussière semblent apparaître dans la partie Nord-Est de l'image (région du Tibesti), puis se déplacer vers le Sud-Ouest. Ce déplacement est en accord avec la direction du vent dominant des basses couches (l'harmattan).

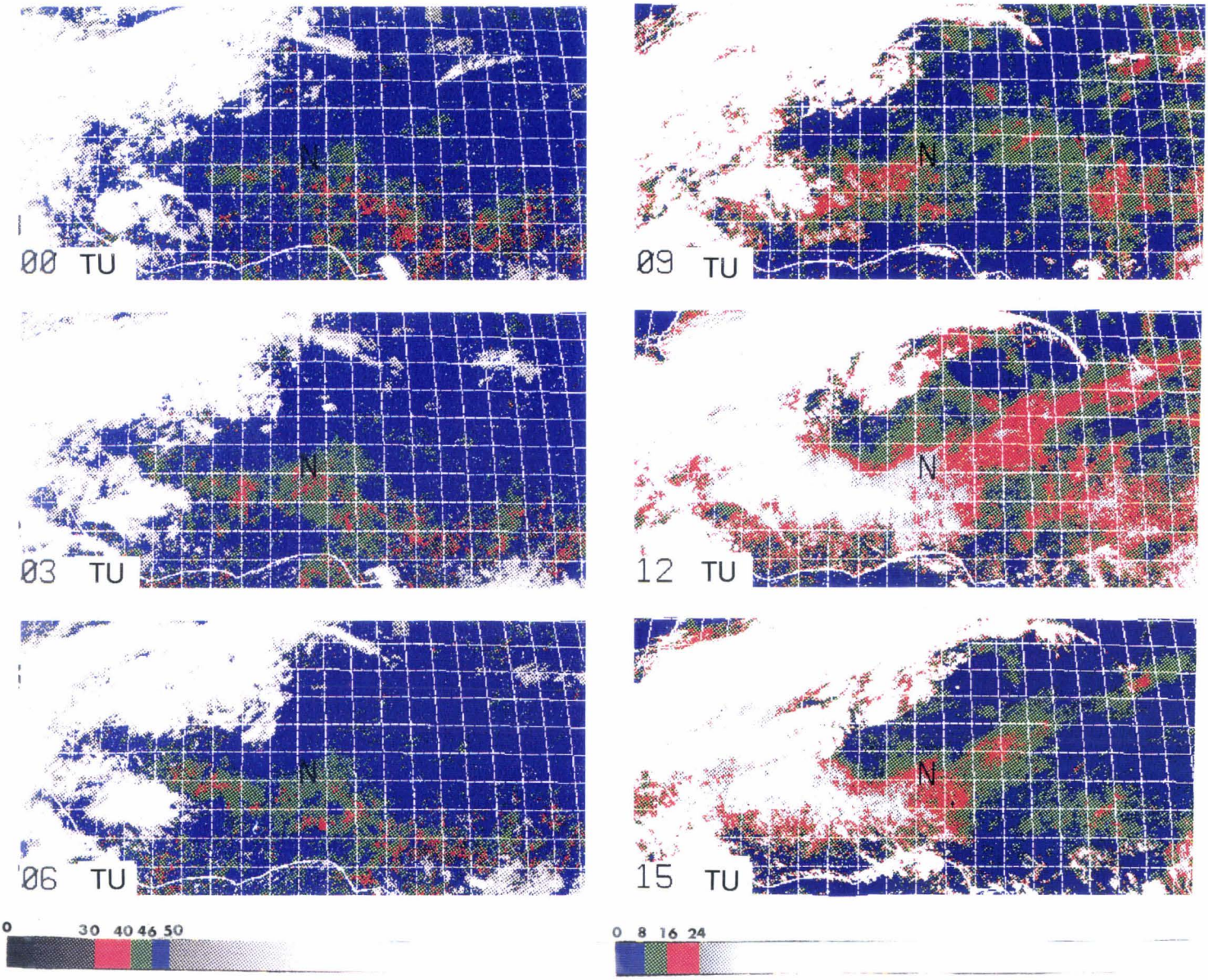


Figure II.11- Séquence d'images différence trihoraires montrant l'évolution au cours du cycle diurne des nuages de poussière le 19 Novembre 1989 entre 0000 et 1500 TU. On notera la différence entre les codes couleur de nuit (à gauche) et celle de jour (à droite).

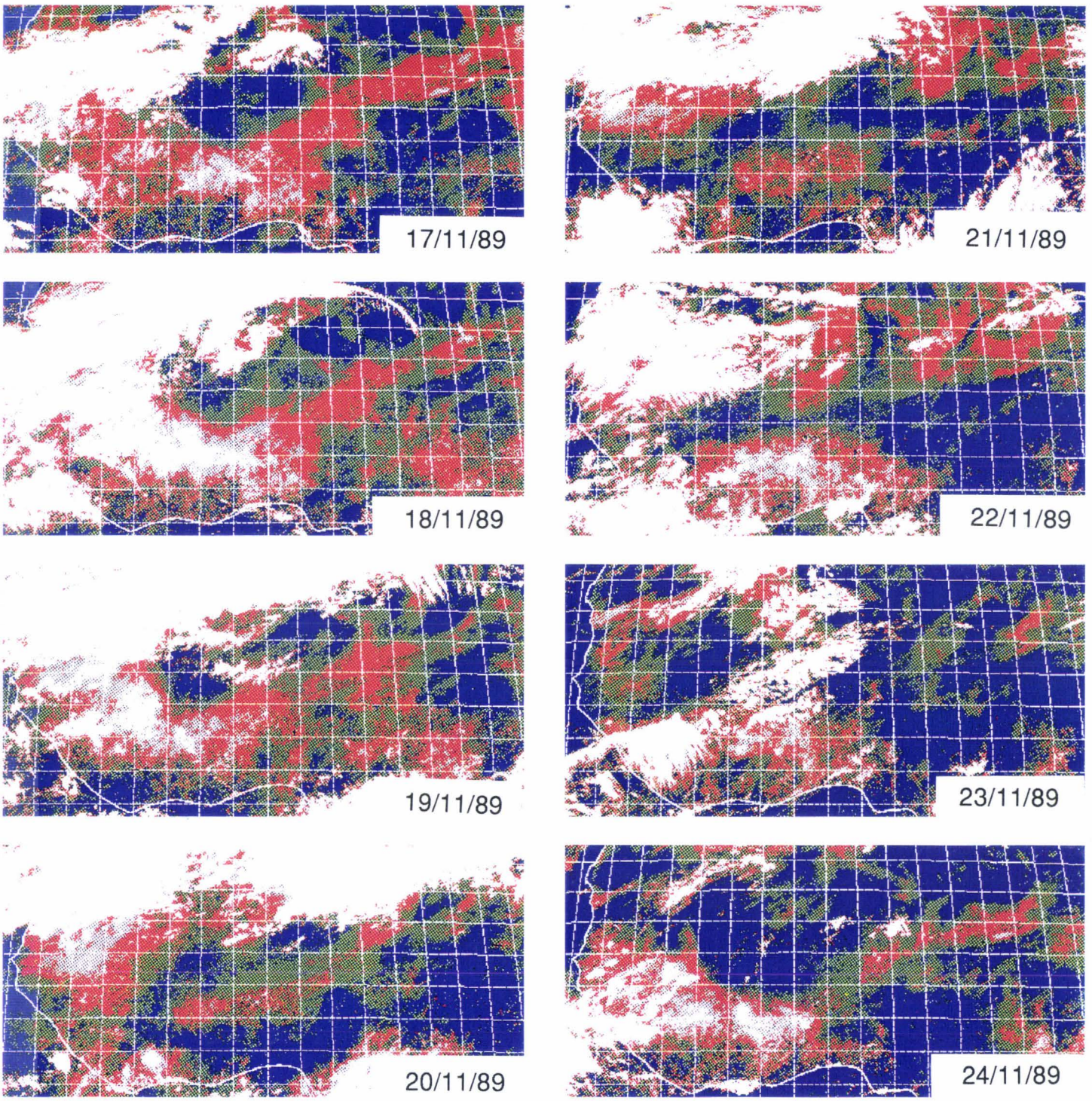


Figure II.12- Séquence d'images différence de 1200 TU montrant l'évolution des nuages de poussière sur la période allant du 17 au 24 Novembre 1989. Le code couleur est le même que celui de la Figure II.8.

III.2.2 Etude du déplacement d'une structure

Legrand et al. (1988) ont constaté que la dynamique des phénomènes observés est en bon accord avec le champ des pressions en surface et le régime des vents au niveau 850 hPa décrits par les cartes CEPMMT. De même il a été noté des effets de relief observables sous forme de trainées sous le vent des massifs du Tibesti et de l'Aïr (Legrand, 1990).

Les images différence de la Figure II.13 confirment ces observations. Sur ces images on a indiqué les reliefs qui culminent à plus de 1000 m d'altitude et le champ de vent à 850 hPa. On constate un accord satisfaisant entre les vents dominants de direction Nord-Est Sud-Ouest (harmattan) et la disposition des principales structures de poussière. On remarque aussi des effets de contournement des reliefs du Tibesti, du Hoggar et de l'Aïr, et probablement un effet d'accélération dans le couloir séparant le Tibesti des Monts Ennedi.

Nous avons cherché à estimer par le calcul l'accord entre le déplacement des structures de poussière et le champ de vent. Pour cela nous avons comparé le déplacement obtenu sur l'imagerie satellitaire à celui calculé à partir du champ de vent CEPMMT de 1200 TU à 850 hPa.

Quantifier précisement le déplacement d'une stucture de poussière paraît assez difficile à réaliser. En effet il faut pouvoir la distinguer tout au long de son déplacement. Cela suppose qu'elle se dessine de façon nette et qu'elle se déforme peu. Quand cela est réalisable, on peut la délimiter par un isocontour du niveau radiométrique et la repérer par son centre de masse, de coordonnées:

$$x = \frac{\sum c_i x_i}{\sum c_i} \qquad (5)$$

$$y = \frac{\sum c_i y_i}{\sum c_i} \qquad (6)$$

Une structure située au sud du Tibesti, le 24/11/89, repérée par une flèche sur l'image de 0900 TU de la Figure II.14 nous a servi d'exemple d'étude. Elle s'y prête bien car elle répond aux conditions énumérées plus haut, et on peut observer son déplacement entre 0900 et 1500 TU d'Est en Ouest, d'environ 2.5 degrés (Fig. II.14).

A partir des images on détermine la position du centre de masse aux différentes heures. Les coordonnées du centre de masse (x,y) varient de (161, 814) à 0900 TU à (166, 777) à 1500 TU, soit 5 pixels en ligne et 37 pixels en colonne. En 6 heures de temps la structure s'est déplacée d'une distance de 185 km (1 pixel = 5 km) dans une direction Ouest Sud-Ouest faisant un angle de 10° avec la direction Ouest. La Figure II.15 montre l'évolution du centre de masse de la structure entre 1200 et 1500 TU.

Si l'on suppose que la vitesse donnée à 1200 TU par les analyses du CEPMMT correspond à une vitesse moyenne entre 9 et 15 heures, on obtient un vent de 8.04 m/s orienté vers le Sud-Ouest (24° avec la direction Ouest). Finalement au bout de 6 heures la structure se déplacerait de 174 km. L'accord est excellent pour la vitesse, mais moins bon pour la direction de déplacement. Compte tenu des approximations faites et du manque de précision probable des données de vent, l'accord apparait acceptable. Le vent CEPMMT au niveau supérieur (700 hPa) donne une direction de déplacement totalement opposée à celle indiquée par l'imagerie.

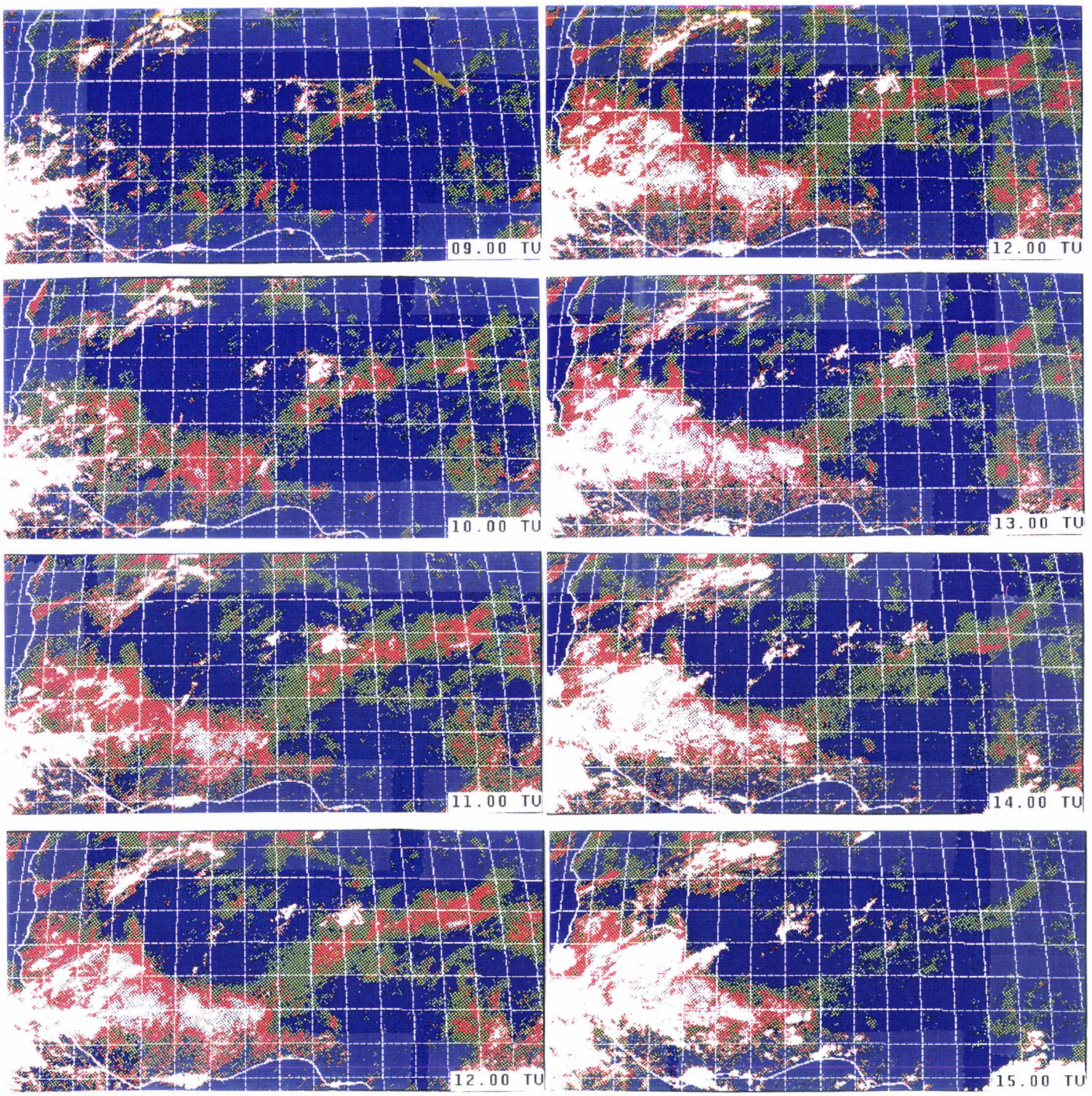


Figure II.14- Evolution d'une structure de poussière (repérée par une flèche sur l'image de 0900 TU) entre 0900 et 1500 TU le 24 Novembre 1989. Le code couleur est le même que celui de la Figure II.8.

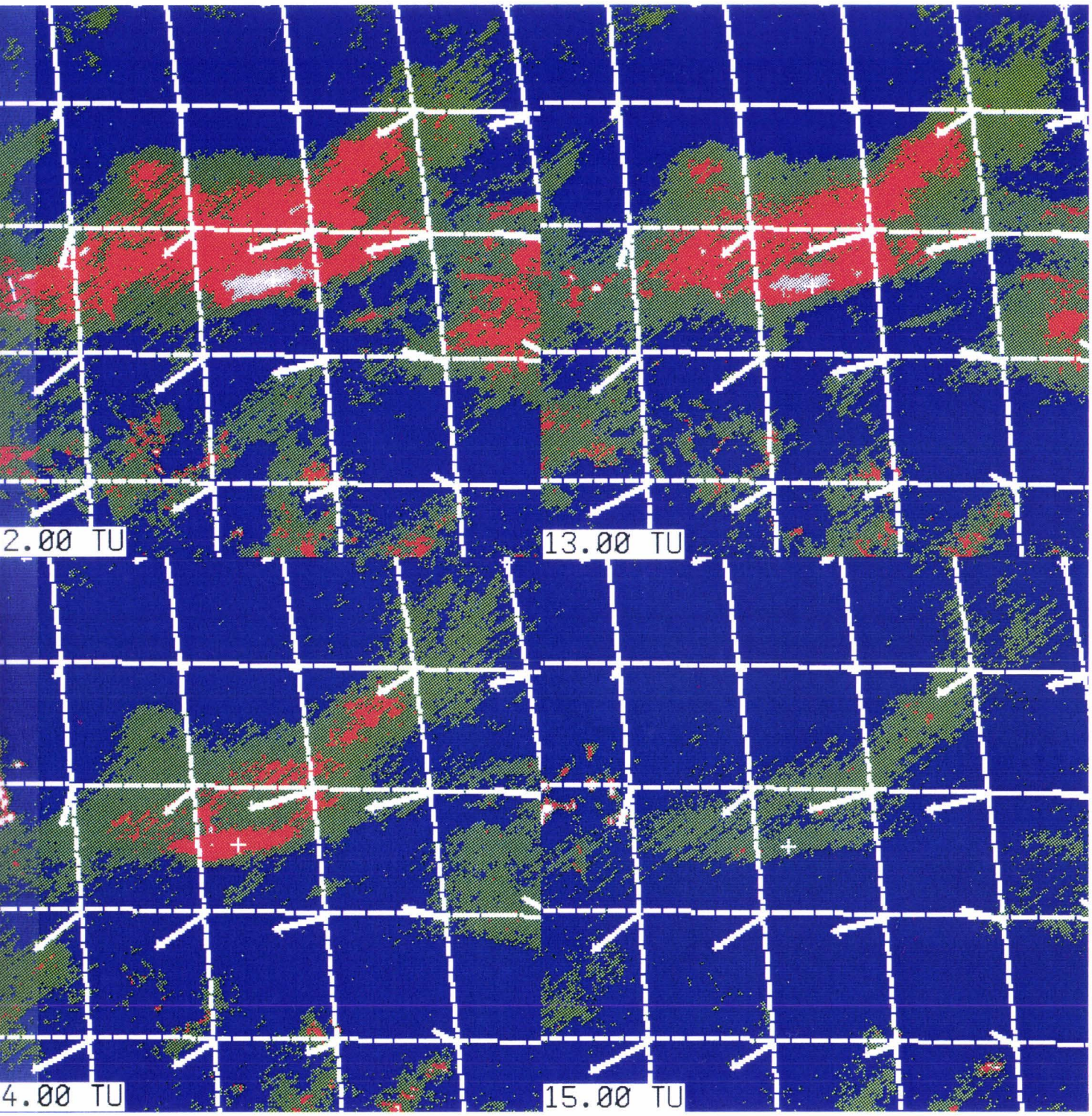


Figure II.15- Evolution du centre de masse (repéré par une croix) de la structure identifiée sur la Figure II.14. Le code couleur est le même que celui de la Figure II.8.

III.3. FREQUENCE D'OCCURRENCE DE LA POUSSIERE

Cette étude s'organise d'une façon analogue au travail réalisé par Jankowiak (1992) avec les images visibles Météosat B2 au dessus de l'océan Atlantique, au large de la côte occidentale africaine. Une statistique avait été réalisée sur des blocs de 10 pixels de côté, sur les fréquences d'occurrence de la poussière.

III.3.1. Mise en place de la statistique

On divise la zone observée en blocs de 45x45 pixels de côté, soit un peu plus de 250 km^2. Dans chaque bloc, l'application de l'algorithme d'identification des nuages nous permet de distinguer pixels nuageux et clairs. Si 50% et plus des pixels d'un bloc sont nuageux, on le rejette (il est considéré comme nuageux). Les pixels clairs sont considérés poussiéreux lorsque leur niveau radiométrique est supérieur à une valeur seuil C_0. Finalement si 50% et plus des pixels du bloc sont poussiéreux, celui-ci est considéré comme tel. Ainsi nous pouvons caractériser chaque bloc journalièrement par trois états possibles; nuageux, poussiéreux et non poussiéreux.

III.3.2. Validation

Nous avons recherché le seuil Météosat C_0 qui donne le meilleur accord possible avec les réductions de visibilité à moins de 10 km. Cet accord est évalué par un coefficient de concordance, rapport du nombre de concordances (poussièreuses, Np; et non poussièreuses, Nc) entre blocs Météosat et visibilités des stations contenues dans ces blocs, au nombre total de jours non nuageux N. Soit :

$$A = \frac{N_p + N_c}{N} \qquad (7)$$

La concordance sur l'ensemble des stations est maximale pour une valeur optimale de C_0 de 11 ct, soit un peu plus de 5 degrés en différence de température de brillance. On a reporté sur le Tableau II.4 les valeurs maximales du coefficient A de concordance pour les 9 stations. La concordance obtenue est assez élevée : plus de 60% pour chacune des

stations. Sur la Figure II.16 on a représenté le nombre de jours concordants en fonction du nombre total de jours non nuageux. On peut remarquer le point sur la diagonale qui correspond à la station de Tillabery ; toutes les mesures sols et satellitaires concordent. Pour les autres stations, les points sont en dessous de la diagonale, ce qui traduit une concordance moins parfaite.

III.3.3. Images de fréquence d'occurrence

Le résultat en image de cette statistique est présenté sur l'image du haut de la Figure II.17. Les maxima d'occurrence de poussière sont situés sur une zone allant du Sud du Massif du Tibesti au Burkina-Faso et au Nord de la Côte d'Ivoire. On observe une autre région de maxima au Sud du Maroc. Les maxima au Sud du Tibesti pourraient provenir de la source B1, et ceux au Sud du Maroc de la source A1 de la Figure I.1

L'image du bas de la Figure II.17 présente la fréquence de nuages. On voit bien que les régions de fréquence nuageuse élevée expliquent une partie des faibles fréquences d'occurrence de la poussière. La présence quasi permanente des nuages sur ces zones ne nous permet pas de mettre en évidence la présence éventuelle de poussière.

STATION	CONCORDANCE (%)
Agadez	68
Bobodioulasso	72
Dori	64
Fada N'gourma	84
Niamey	83
Ouagadougou	82
Ouahigouya	76
Tahoua	83
Tillabery	100

Tableau II.4- Valeurs maximales du coefficient A de concordance obtenues sur les 9 stations.

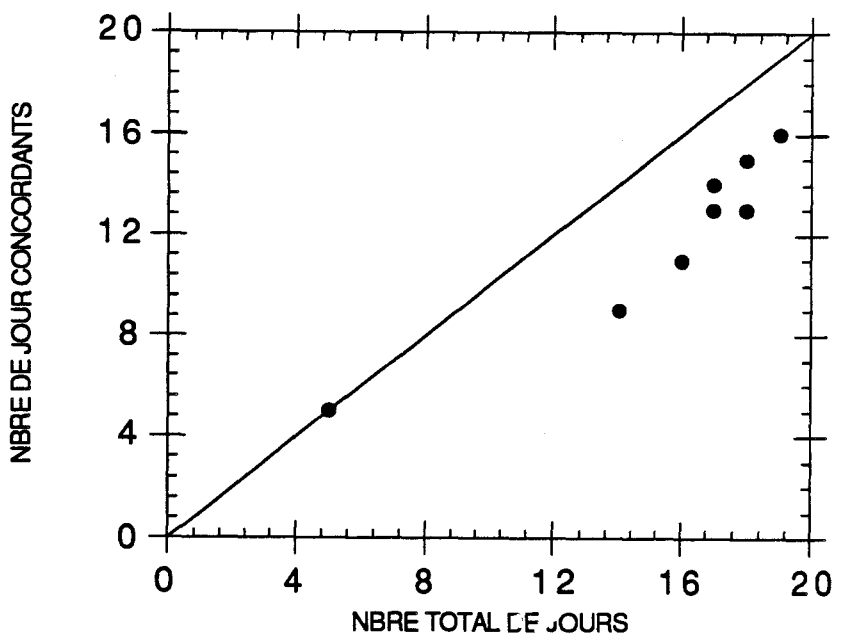


Figure II.16- Nombre de jours concordants au seuil de 11 ct (poussièreux et non poussièreux) entre blocs Météosat et visibilités des stations contenues dans ces blocs, en fonction du nombre total de jours non nuageux.

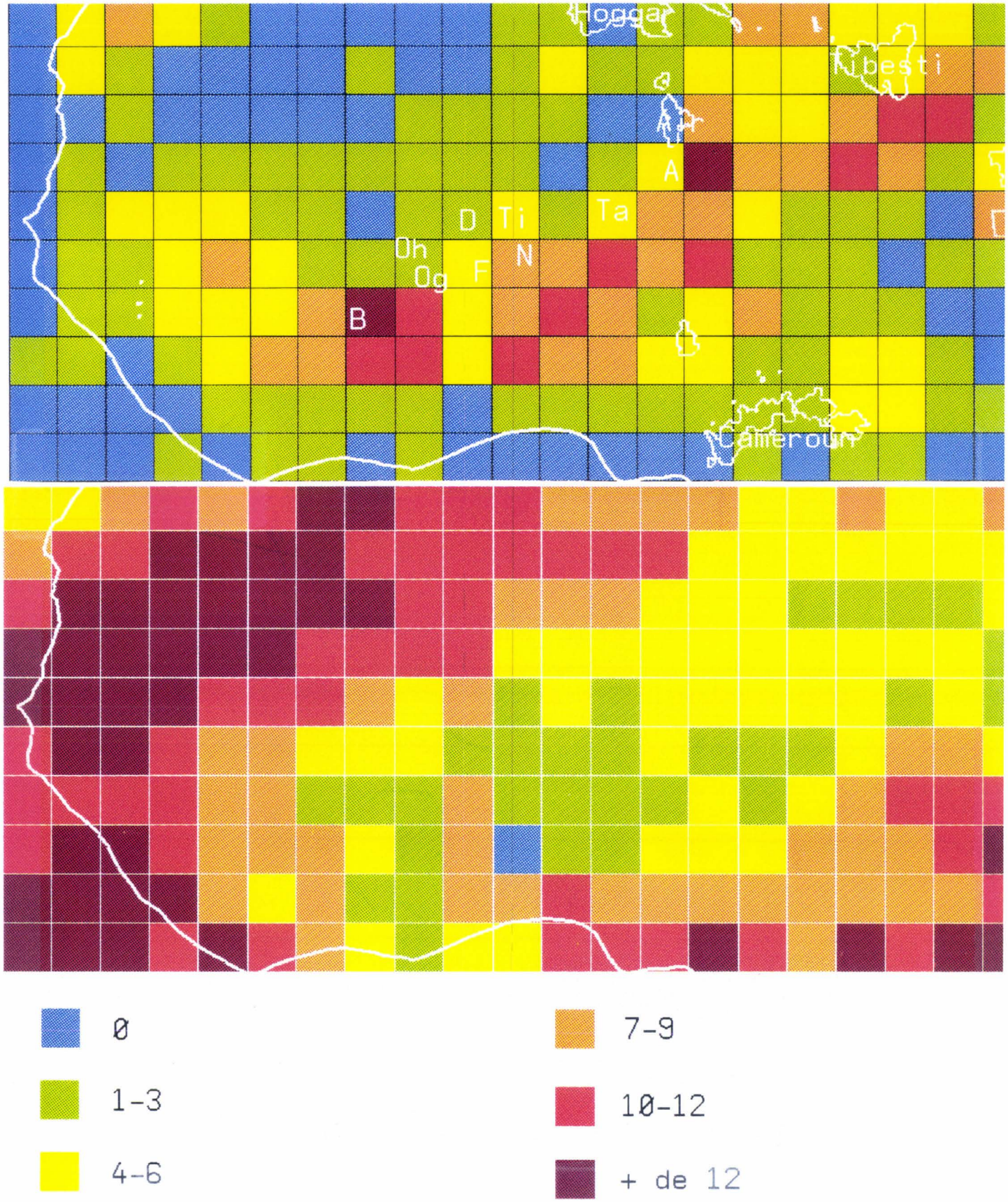


Figure II.17- Statistique en nombre de jours des évènements de poussière entre le 10 et le 30 Novembre 1984 (en haut) et de la présence nuageuse (en bas). Les principaux reliefs sont indiqués, de même que les stations dont les visibilités ont été utilisées pour valider ces résultats (A; Agadez, B; Bobodioulasso, D; Dori, F; Fada N'gourma, N; Niamey, Og; Ouagadougou, Oh; Ouahigouya, Ta; Tahoua et Ti; Tillabery).

III.4. EFFET DE LA VAPEUR D'EAU

III.4.1 Introduction

Outre l'effet de la poussière, les données Météosat IR sont affectées par le contenu atmosphérique en vapeur d'eau. Cet effet ne peut plus être négligé dès lors qu'on est en présence de variations importantes de cette quantité (Tanré et Legrand, 1991). Pour estimer l'effet de la vapeur d'eau sur les images différence Météosat, nous avons réalisé des images différence vapeur d'eau. La comparaison de ces deux produits (vapeur d'eau et Météosat) en terme de structures laisse deviner la contamination des images différence Météosat par la vapeur d'eau. Nous avons cherché dans une seconde étape à déterminer le coefficient de sensibilité du signal satellitaire à la vapeur d'eau sur les 9 stations ASECNA citées au paragraphe III.3, afin de corriger les images de l'effet de la vapeur d'eau (les valeurs de la visibilité nous ont permis de faire une sélection des journées peu poussièreuses).

III.4.2. Images vapeur d'eau

Le calcul de la quantité totale de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère se fait à partir des profils de pression P, de température T et d'humidité relative H (voir annexe C). Pour réaliser des images vapeur d'eau, on a d'abord intégré verticalement pour obtenir le contenu atmosphérique en eau w en chaque point de grille CEPMMT (tous les 2.5 degrés), puis interpolé les valeurs de w aux points de grille Météosat (en pondérant par l'inverse des carrés des distances aux quatre points de grille CEPMMT les plus proches).

Sur la Figure II.18, on a représenté les images de la semaine du 10 au 16 Novembre 1989. On peut identifier de manière approximative la position de la ZITC, limite entre les masses d'air humides au Sud (plus de 3 g/cm2) et les masses d'air sèches au Nord (moins de 3 g/cm2). On observe d'importantes variations du champ d'humidité, en particulier dans le quart Nord-Ouest de l'image où se produisent de fréquentes entrées d'air maritime sur le continent. Toutes les régions de l'image sont affectées à des degrés divers par ces variations d'humidité.

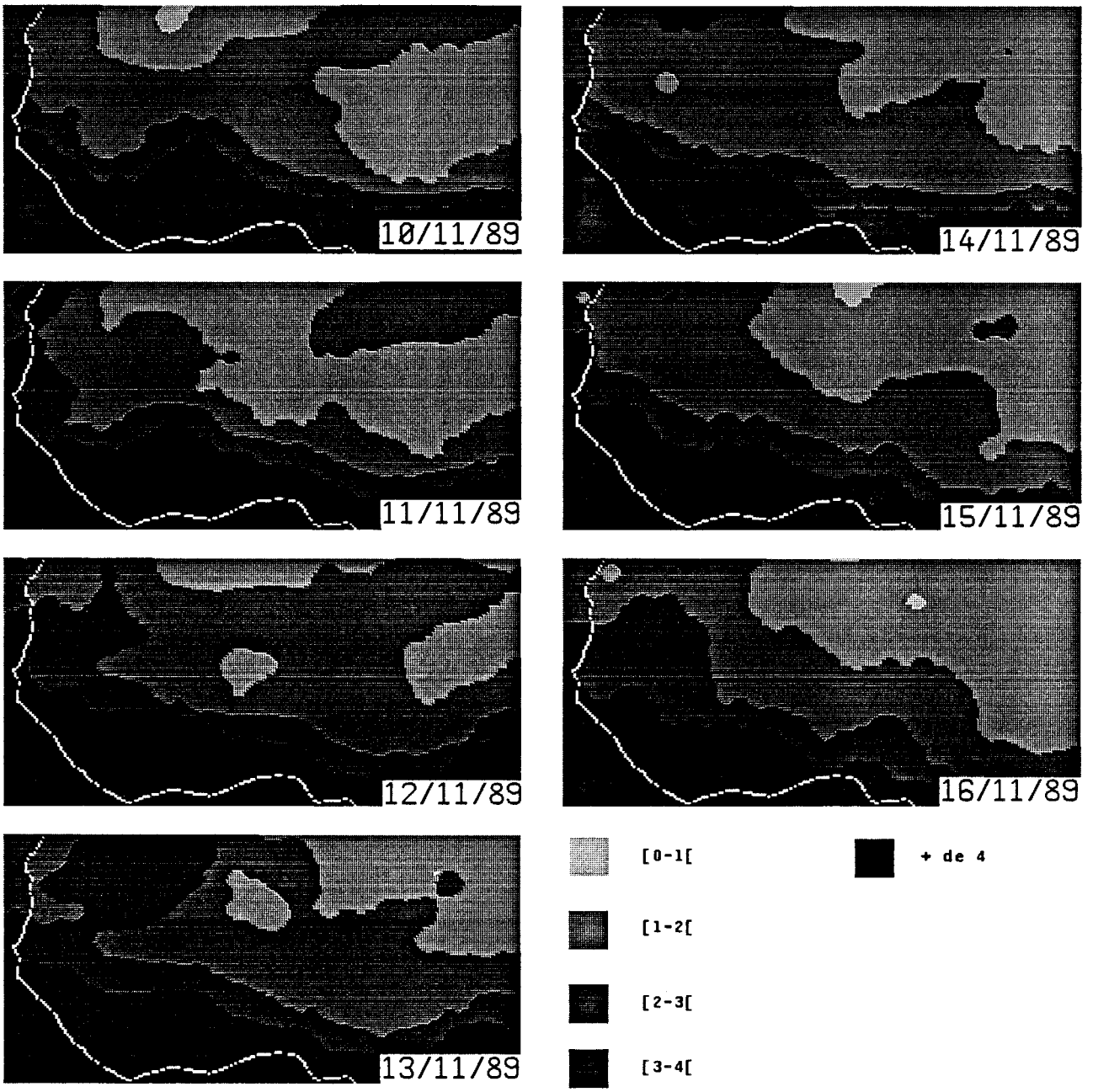


Figure II.18- Images des champs de la quantité d'eau intégrée verticalement pour la semaine du 10 au 16 Novembre 1989 réalisées à partir des données du CEPMMT. Les niveaux de gris sont indiqués en g/cm2.

Sur la Figure II.19 on a représenté l'évolution du contenu en eau des 9 stations au cours du temps. On constate que Bobodioulasso (qui est la station la plus méridionale) présente les valeurs les plus élevées du contenu en eau, et Agadez (qui est la plus septentrionale) les valeurs les plus faibles. La ZITC glisse au Sud de Bobodioulasso à la fin de la période. Les stations de Tahoua et d'Agadez plus au Nord, sont toujours au dessus de la ZITC. Cette zone se déplace de part et d'autre des autres stations. La dynamique de l'évolution du contenu en vapeur d'eau est importante dans cette région à cette époque de l'année (voir le Tableau II.5).

A partir des images originales vapeur d'eau on crée une image minimale vapeur d'eau qui correspond aux conditions de référence, puis on réalise des images différence vapeur d'eau par soustraction avec les "originales"; exactement de la même manière qu'avec les images Météosat. La comparaison de ces images différence vapeur d'eau et des images différence Météosat nous suggère l'effet de la vapeur d'eau sur les structures de l'image Météosat. On remarque une assez bonne corrélation entre les masses nuageuses des images Météosat et les images vapeur d'eau. Les Figures II.20 a et b présentent respectivement les images différence Météosat et vapeur d'eau des journées du 17 et 24 Novembre. Le 17 Novembre, la structure orientée Nord-Est Sud-Ouest est probablement affectée par la présence de la vapeur d'eau dans sa partie Sud comme le montre l'image correspondante de vapeur d'eau. Par contre la structure Météosat qui apparaît dans la même région sur le 24 Novembre n'est pas affectée par l'humidité: il s'agit là uniquement de l'effet de la poussière.

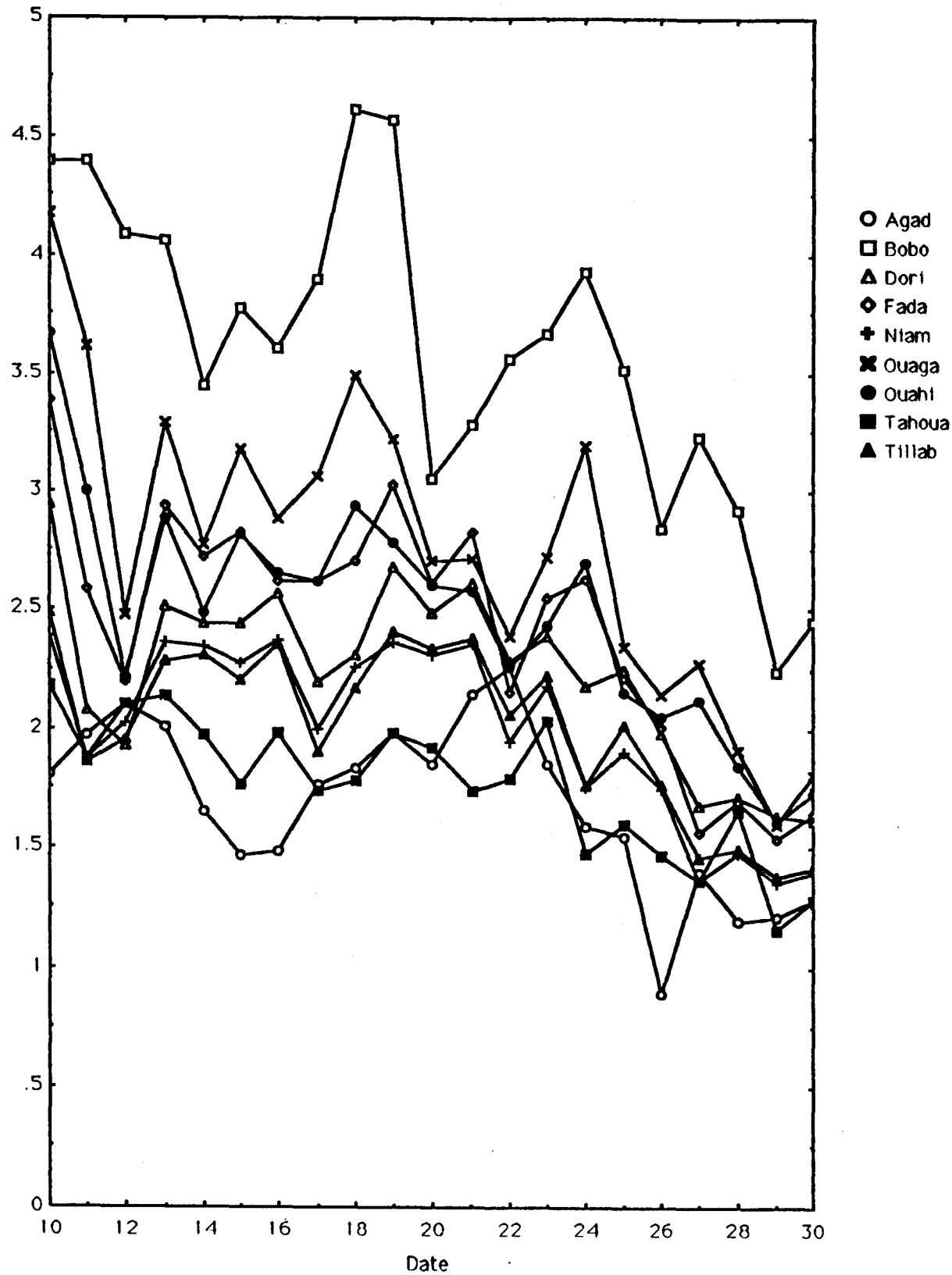


Figure II.19- Evolution du contenu en eau de 9 stations sahéliennes entre le 10 et le 30 Novembre 1989 à partir des analyses du CEPMMT.

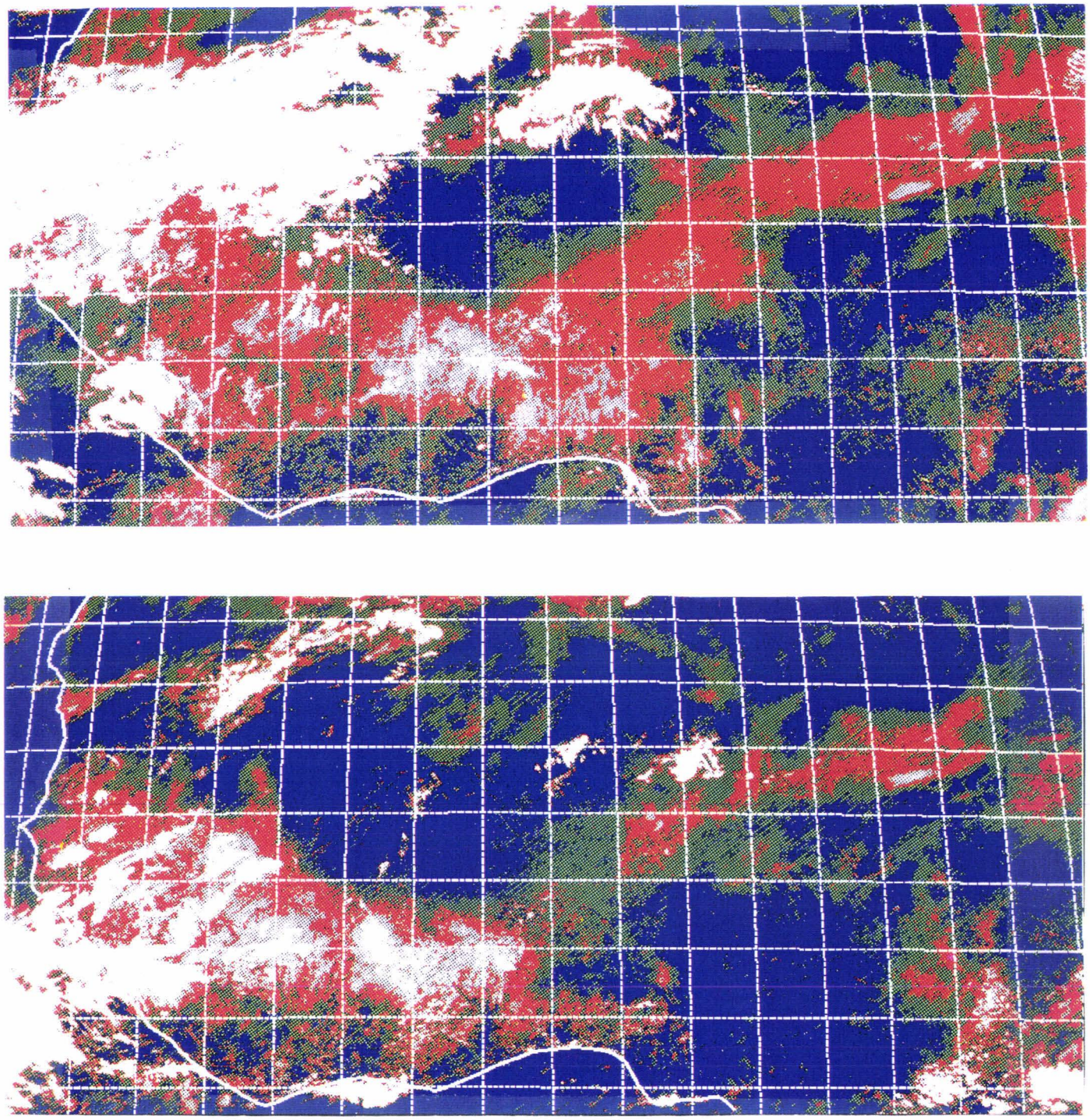


Figure II.20a- Images différence Météosat des 17 et 24 Novembre 1989 à 1200 TU. Le code couleur est le même que celui de la Figure II.8.

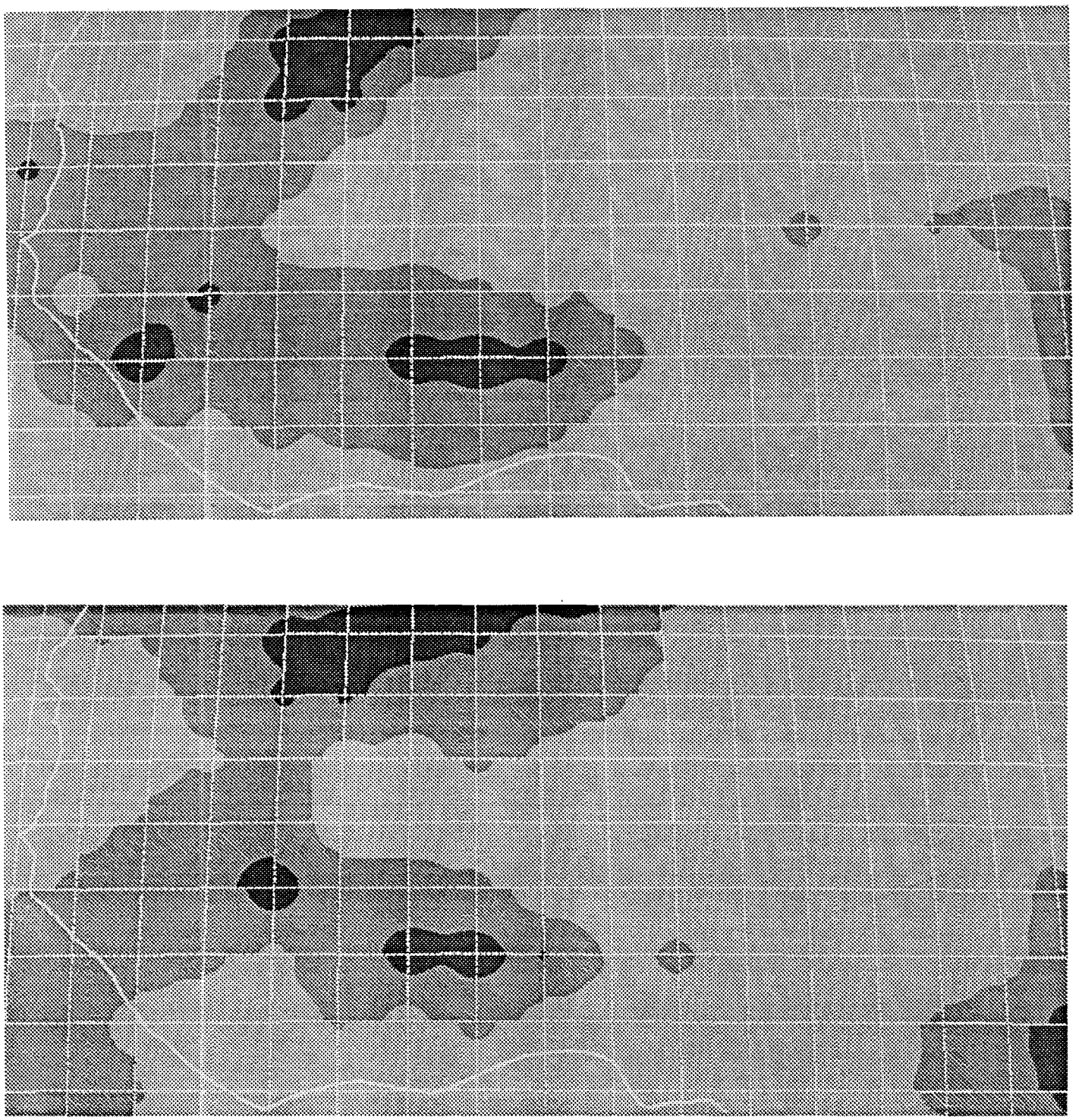


Figure II.20b- Images différence vapeur d'eau des 17 et 24 Novembre 1989 à 1200 TU. Le code couleur est le même que celui de la Figure II.18.

III.4.3. Correction des images différence Météosat de l'effet de la vapeur d'eau

a) Coefficient de sensibilité à la vapeur d'eau

Si l'on réécrit l'expression (2) en négligeant l'effet saisonnier pour la période de référence (c'est à dire s=0), on a la relation suivante:

$$CN(\tau_0,w_0) = CN_0 + k.w_0 + \beta.\tau_0 \qquad (8)$$

L'image différence représente l'opération de soustraction réalisée entre les expressions (3) et (2), soit :

$$\Delta CN = CN(\tau_0,w_0) - CN(\tau,w) = |k|\Delta w + |\beta|\Delta\tau \qquad (9)$$

Par conséquent, $|k|\Delta w$ représente la limite inférieure de ΔCN (quand il n'y a pas de poussière) et dans un diagramme (Δw, ΔCN) c'est une droite passant par l'origine, de pente $|k|$ que l'on peut essayer d'évaluer graphiquement. Sur les Figures II.21 (de a à i) qui représentent les variations de ΔCN en fonction de Δw obtenues sur chacune des 9 stations, on estime graphiquement k par régression linéaire. Les points nuageux ont été éliminés au préalable. On a reporté dans le Tableau II.5 les résultats de cette opération. Pour minimiser le rôle de la poussière sur les résultats des traitements, on a procédé à une seconde régression linéaire en rejettant les points de visibilité réduite à moins de 15 km. A part la station de Bobodioulasso sur laquelle on enregistre des réductions de visibilité presque systématiques pendant toute la période considérée, et celle de Tillabery sur laquelle on n'a qu'une semaine de données de visibilité, on présente les coefficients k* obtenus après cette sélection dans le Tableau II.5. La dispersion des valeurs de k et de k* est notable et les intervalles de confiance sont larges. Ces valeurs font intervenir les propriétés de surface qui diffèrent de manière significative d'une cible à l'autre. Les valeurs moyennes de k et de k* sont respectivement de 5.6 et de 4.6 ct/g/cm2. On a réalisé l'opération de régression sur l'ensemble des stations avec tous les points, puis en éliminant les points de visibilité réduite en dessous de 15 km (Fig. II.21 j). Les résultats obtenus (k_m et k^*_m) sont reportés dans le Tableau II.5.

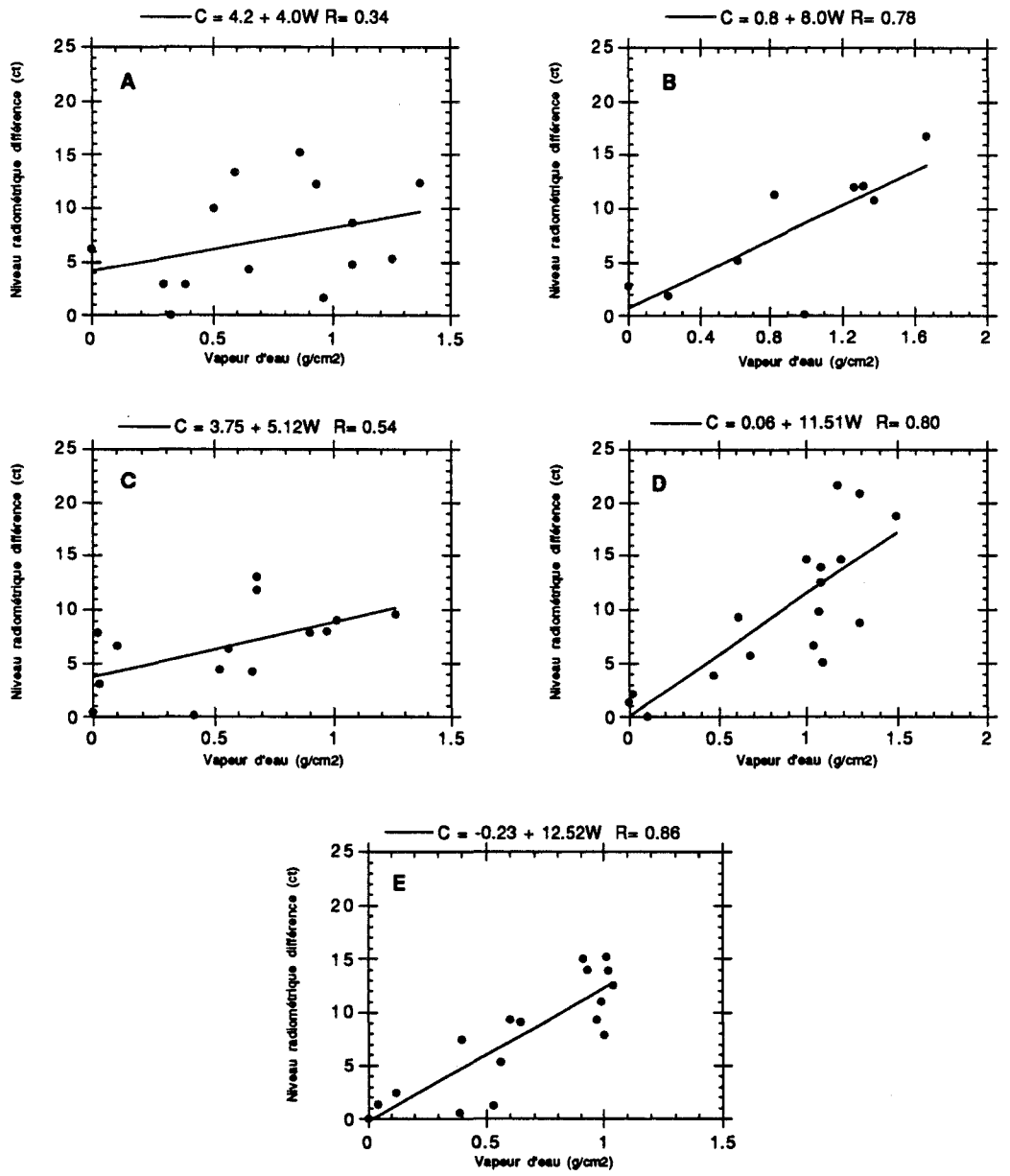


Figure II.21- Détermination graphique du coefficient k de sensibilité à la vapeur d'eau par détermination de la pente de la droite de régression niveau radiométrique infrarouge en fonction de la vapeur d'eau, pour les stations (A, Agadez; B, Bobodioulasso; C, Dori; D, Fada N'gourma; E, Niamey).

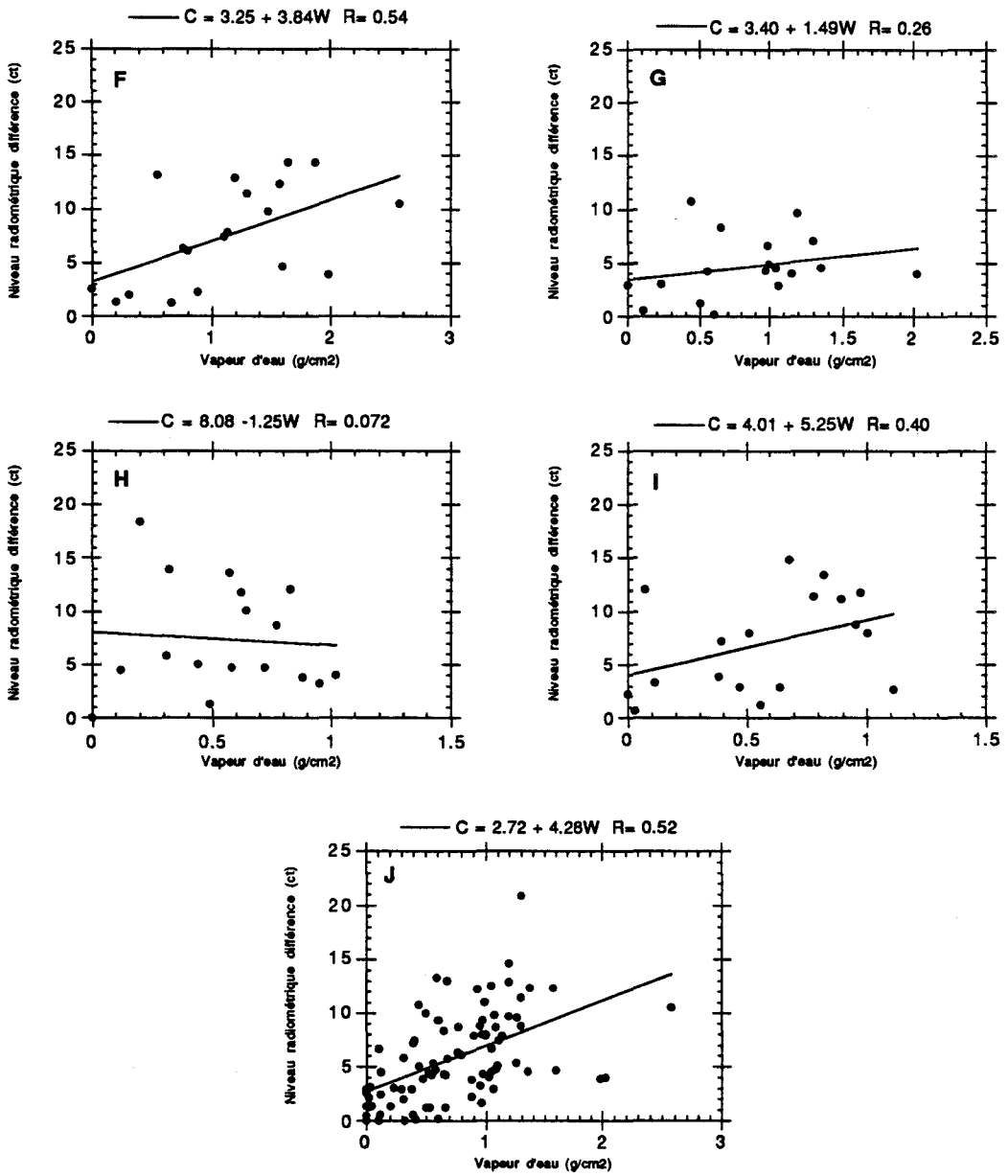


Figure II.21- Suite (F, Ouagadougou; G, Ouahigouya; H, Tahoua; I, Tillabery; J, toutes les stations). L'ensemble des graphes a été obtenu après élimination des journées de visibilité réduite à moins de15 km.

STATION	LAT.	LONG.	W_0	ΔW	k	i-95	k*	i*-95
Agadez	17.00 N	7.93 E	0.90	1.66	4.0	[0.0, 7.9]	3.5	[-0.3, 7.3]
Bobodioulasso	11.18 N	4.30 W	2.24	2.16	8.0	[4.1, 11.9]		
Dori	14.05 N	0.03 W	1.61	1.34	5.1	[1.8, 8.4]	6.1	[2.3, 9.7]
Fada N'gourma	12.08 N	0.43 E	1.54	1.29	11.5	[8.1, 14.6]	9.5	[6.2, 12.8]
Niamey	13.53 N	2.08 E	1.34	1.05	12.5	[9.5, 15.5]	9.8	[6.8,12.8]
Ouagadougou	12.33 N	1.67 W	1.59	2.59	4.5	[2.0, 6.9]	4.1	[1.7, 6.7]
Ouahigouya	13.52 N	2.33 W	1.60	2.07	1.5	[-1.0, 4]	1.2	[1.5, 4.1]
Tahoua	14.95 N	5.31 E	1.15	1.03	-1.3	[-5.8, 3.3]	-1.6	[-6.1, 3.0]
Tillabery	14.20 N	1.53 E	1.38	1.10	5.2	[1.6, 8.9]		
Ens. des Stations					5.7		4.3	

Tableau II.5- Valeurs du coefficient de sensibilité à la vapeur d'eau déterminées graphiquement avant (k) et après (k) élimination des journées de visibilité réduite à moins de 15 km et intervalles de confiance à 95 % correspondants.*

Une valeur moyenne de 5 ct par gramme d'eau dans la colonne verticale d'atmosphère de section 1 cm^2 apparaît comme un bon compromis acceptable pour l'ensemble des stations, d'après les intervalles de confiance à 95 %.

b) Correction des images

La correction consiste à recaler toutes les images originales à une valeur minimale fixe w_0 au cours du temps du contenu en vapeur d'eau. Ainsi le niveau radiométrique CN' d'un pixel de l'image corrigée est obtenu par la relation:

$$CN' = CN + |k|.(w-w_0) \qquad (10)$$

où w est le contenu en eau courant du pixel donné, w_0 la valeur minimale de w sur la période (les jours nuageux ayant été éliminés) et |k| le coefficient de sensibilité Météosat à la vapeur d'eau soit 5 ct/g/cm2.

Après ce recalage des images originales, les fréquences d'occurrence de la poussière ont été obtenues comme précédemment. La valeur optimale du seuil satellitaire d'occurrence qui correspond à la visibilité de 10 km passe de 11 ct avant à 8 ct après la correction des images. La diminution de 3 ct représente la contribution moyenne de la quantité de vapeur d'eau $(w-w_0)$ au signal différence. On a reporté dans le Tableau II.6 les valeurs des nombres de jours d'occurrence sol (visibilités) et satellitaire de la poussière, et de jours poussiéreux concordants avant et après la correction de la vapeur d'eau. Le nombre de jours d'occurrence satellitaire diminue un peu et sa concordance avec les réductions de visibilité à 10 km varie peu quand on réalise la correction. Sur la Figure II.22 on a représenté le nombre de jours d'occurrence de poussière satellitaire avant et après la correction en fonction du nombre de jour d'occurrence sol. On observe que la dispersion des points est réduite par la correction, ce qui indique une amélioration de l'accord entre observations sol et mesures satellitaires.

STATION	Visibilité réduite	Occurrence satellitaire		Concordance poussière	
		avant	après	avant	après
Agadez	3	9	5	2	2
Bobodioulasso	16	13	12	12	11
Dori	4	1	2	0	1
Fada N'gourma	4	5	5	3	3
Niamey	7	9	5	6	5
Ouagadougou	3	2	3	1	1
Ouahigouya	4	2	3	1	1
Tahoua	9	6	7	6	6
Tillabery	2	2	2	2	2

Tableau II.6- Nombre de journées d'occurrence poussièreuse satellitaire, de visibilité réduite à 10 km et de concordance poussièreuse avant et après correction de la vapeur d'eau.

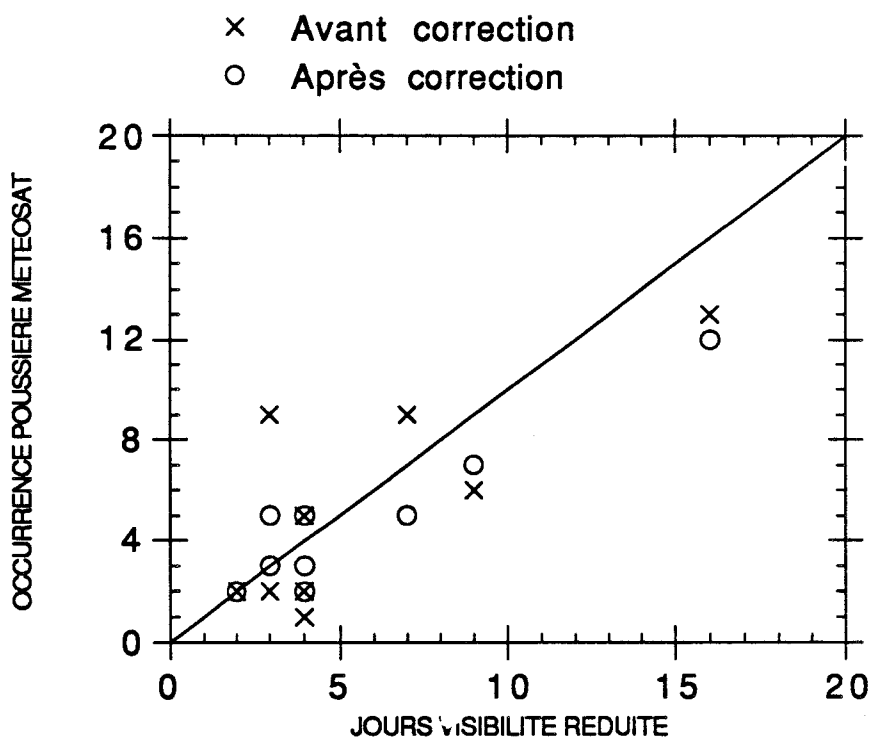


Figure II.22- Nombre de journées d'occurrence de poussière satellitaire en fonction de nombre de jours de visibilité réduite à 10 km, avant et après la correction de la vapeur d'eau.

CONCLUSION

Au cours de ce chapitre, nous avons optimisé le traitement d'image pour assurer au mieux la visualisation des nuages de poussière et leur suivi au dessus de l'Afrique. L'automatisation des différentes étapes du traitement, en particulier celle concernant l'identification des nuages, nous permet d'envisager de traiter efficacement des quantités importantes de données.

L'analyse des questions en rapport avec le choix de la période de synthèse fait apparaître clairement que sa durée n'est pas sans conséquence.

On s'est particulièrement intéressé à l'exploitation d'un certain nombre de données exogènes dans le but de contrôler et de valider l'imagerie différence et les informations qu'elle contient; le champ de vent issu des analyses du CEPMMT nous a permis de contrôler la dynamique des structures de poussière. Les mesures de visibilité sol nous ont permis de tester l'efficacité avec laquelle l'imagerie différence détecte la présence de poussière.

On a mis en évidence expérimentalement une contamination des images différence par la vapeur d'eau et on a pu établir l'ordre de grandeur du coefficient k de sensibilité à la hauteur d'eau précipitable. Sur cette base on a corrigé les images de l'effet des variations de la vapeur d'eau. On observe cependant que les différences entraînées par cette correction sont généralement modérées (la variation d'occurrence satellitaire n'est importante qu'en deux stations).

CHAPITRE 3

CLIMATOLOGIE DES AEROSOLS SAHARIENS AU DESSUS DE L'AFRIQUE

INTRODUCTION

L'automatisation des traitements (en particulier pour l'élimination des nuages) et les différentes analyses et validations réalisées à partir des images Météosat de Novembre 1989 et présentées au Chapitre 2, vont nous permettre de traiter 8 années de données Météosat B2 à 1200 TU, de 1984 à 1991. Nous allons en déduire une climatologie des aérosols sahariens au dessus du continent africain. La distribution spatio-temporelle (cartes mensuelles, variabilités saisonnière et interannuelle) a été ainsi estimée. Nous avons aussi essayé de localiser les zones source, actuellement très mal connues.

Les données ont été obtenues à partir des radiomètres IR embarqués successivement sur Météosat 2, 3 et 4. Ces capteurs ayant des caractéristiques différentes, il a été nécessaire de réaliser un interétalonnage préalable pour pouvoir comparer les images (voir Annexe A).

Avant d'établir la climatologie, nous avons d'abord discuté des choix d'application du traitement aux images B2, en particulier celui de la période de synthèse. Puis nous avons effectué des contrôles. Nous nous sommes intéressés à la qualité des images référence en étudiant les cycles annuels pour quelques cibles. Nous avons ensuite réalisé une étude comparative terre/océan de l'évolution des nuages de poussière. Cette étude conjugue les résultats de notre technique (infrarouge) au dessus du continent et ceux de la technique développée à partir de l'imagerie Météosat visible au dessus de l'Océan Atlantique (Jankowiak et Tanré, 1992). Elle nous permet d'envisager d'exploiter la complémentarité des deux techniques pour le suivi global des aérosols sahariens. Finalement nous validerons notre statistique à l'aide des mesures de visibilité de 30 stations du réseau ASECNA. La liste des stations ainsi que leur localisation géographique sont données en Annexe D.

I. CHOIX POUR LE TRAITEMENT DES IMAGES B2

Dans le chapitre précédent nous avons évoqué la nécessité d'optimiser la durée de la période de synthèse afin d'obtenir une référence suffisamment propre et sèche. Cependant, si une période de synthèse trop courte aboutit à une élimination insuffisante des nuages et surtout de la poussière; l'allongement de cette période a comme conséquence l'accroissement de la contamination des images différence par la vapeur d'eau atmosphérique et les effets saisonniers (paramètres astronomiques aussi bien que modification des propriétés de surface des cibles).

Nous avons choisi une période de 15 jours (quinzaine) pour traiter les images B2. Ce choix est d'abord justifié par la facilité de mise en oeuvre du traitement informatisé de plusieurs années de données. De plus nous avons mené deux études qui nous confortent dans ce choix. La première est une étude statistique de la durée de la présence de poussière obtenue au niveau des stations à partir des visibilités. Cette étude a été réalisé après élimination des journées nuageuses par application de l'algorithme d'identification des nuages. Sur l'effectif des journées claires restantes, les journées poussièreuses ont été décomptées sur la base des visibilités inférieures à 10 km. Lorsque la période considérée est entièrement poussièreuse et/ou nuageuse, on prévoit que le traitement aboutira à des résultats erronés sur les images référence. La seconde étude a trait aux effets saisonniers maximum que l'on peut attendre. Les graphes de la Figure III.1 nous en donnent une idée. Sur ces graphes, les courbes indiquent le taux de variation saisonnière de la luminance d'une cible "propre" (sans nuage ni poussière). Nous avons reporté dans le Tableau III.1 les résultats de ces deux études.

Période de synthèse	% d'échecs	Effet saisonnier maxi.
7 jours	23	6 ct
15 jours	13	12 ct
21 jours	10,4	18 ct

Tableau III.1- Pourcentage de périodes hebdomadaires, bihebdomadaires et trihebdomadaires entièrement poussiéreuses et/ou nuageuses durant l'année 1984 pour l'ensemble des 30 stations, et effet saisonnier maximum correspondant.

Les 30 stations représentent un effectif de 456 quinzaines. Sur cet effectif 60 quinzaines sont poussièreuses et/ou nuageuses. Cela représente 13% de résultats erronés, ce qui n'est pas négligeable. A noter cependant que le test a été réalisé sur l'année 1984 qui est la plus poussièreuse. Par conséquent 13 % doit être probablement considéré comme un maximum pour une période de synthèse de 15 jours. On pourrait réduire l'inconvénient précédent en augmentant la période de synthèse, cependant on voit que les effets saisonniers augmentent. Les variations peuvent dépasser 7 ct par semaine à certaines époques de l'année (périodes Juin-Juillet 86, Août-Septembre 85). Ce qui montre qu'il n'est pas souhaitable d'augmenter inconsidérément la période de synthèse. Nous pouvons donc conclure en disant que 15 jours est un compromis raisonnable pour la durée de la période de synthèse.

Nous réaliserons le traitement des images B2 sans faire la correction de l'effet de la vapeur d'eau. Ce choix ajoutera certainement quelques erreurs supplémentaires. Cependant nous avons vu que ces erreurs étaient le plus souvent modestes dans des conditions pourtant a priori critiques, au voisinage de la ZITC (et de plus sur une période de synthèse de trois semaines).

II. CONTROLE ET VALIDATION DES IMAGES

II.1. IMAGES REFERENCE ET CYCLES ANNUELS

Un moyen simple de contrôler la qualité des images référence consiste à analyser l'allure des cycles annuels de quelques cibles.

Nous avons choisi, les stations de Niamey (13°53N, 2°08E) en plein Sahel et de Bilma (18°77N, 12°98E) à la limite Sud du Sahara. Sur les Figures III.1 et III.2 nous avons représenté le cycle annuel de ces stations de 1984 à 1991. Les courbes (obtenues par régression par un polynôme) gomment les fluctuations et font apparaître les variations saisonnières (long terme). La dispersion des points par rapport aux courbes est due pour l'essentiel à la contamination par la vapeur d'eau, la poussière et les nuages. On constate une certaine reproductibilité des cycles d'une année à l'autre. On reconnait pour la station de Niamey un premier passage du soleil au zénith vers fin Avril, coïncidant approximativement avec le premier maximum annuel des courbes. Le second maximum situé en Novembre résulte de la combinaison des variations de l'état de la surface et de l'atmosphère et des effets astronomiques. Le second passage du soleil au zénith en Août ne se traduit pas par un maximum thermique car on est alors en pleine saison des pluies.

Quand on monte vers le Nord (Bilma) on observe bien (Fig. III.2) le rapprochement des deux maxima qui devraient n'en faire plus qu'un, un peu plus au Nord sous le tropique du Cancer (23°N). Sur cette station, la reproductibilité du cycle est meilleure ce qui s'explique par des conditions atmosphériques et de surface plus favorables.

L'étude de ces cycles nous permet en outre d'observer des différences saisonnières interannuelles. Ainsi en comparant les cycles de Niamey de 1984 à 1991 on observe bien que l'année 1984 présente le minimum de saison des pluies le moins net, ce qu'on interprète par la sècheresse particulière de cette année. L'année 1984 apparaît ainsi comme plus sèche que les autres années.

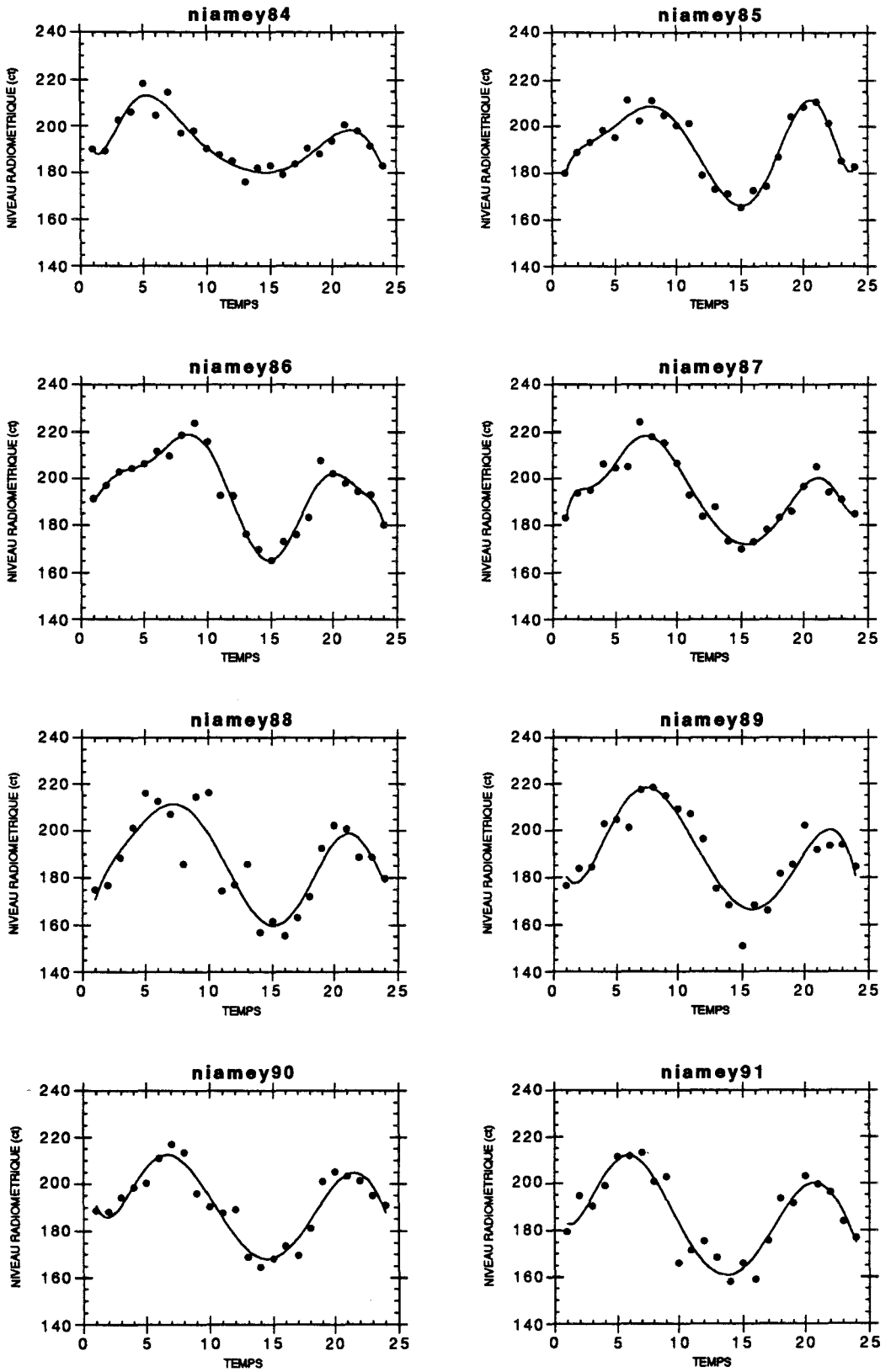


Figure III.1- Cycle saisonnier de l'état de la surface à Niamey. L'échelle de temps est donnée en quinzaines.

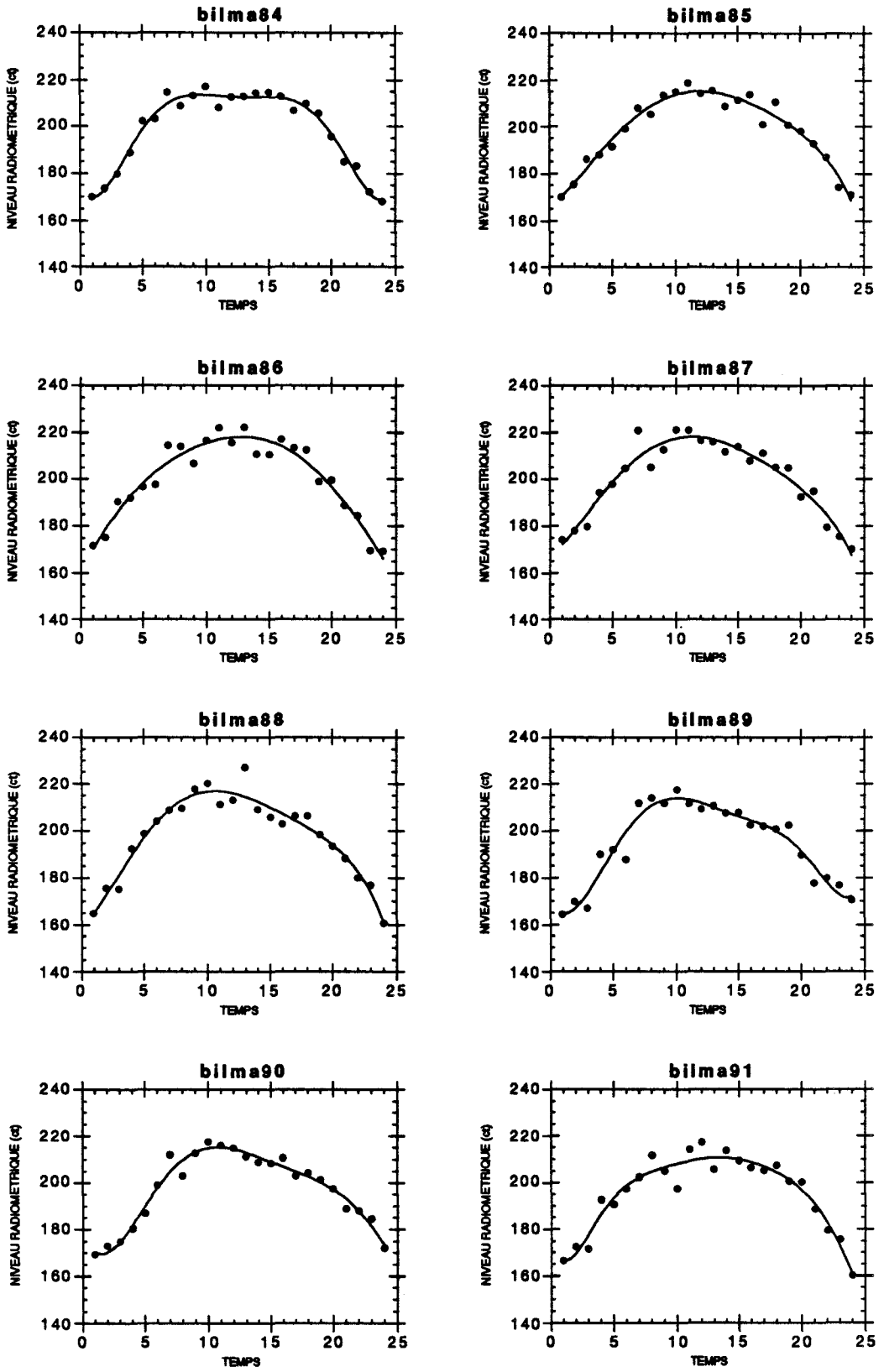


Figure III.2- Même commentaire que la Figure III.1, mais pour la station de Bilma.

II.2. ETUDE COMPARATIVE CONTINENT-OCEAN DES STRUCTURES DE POUSSIERE

II.2.1. Introduction

Jankowiak et Tanré (1992) ont réalisé des cartes d'épaisseur optique visible des aérosols désertiques au dessus de l'Atlantique tropical à partir de six années de données Météosat B2 visibles, de 1983 à 1988. Ces résultats ont été validés par des mesures sol (Tanré et al., 1988). Un moyen de contrôler et de valider les images différence sur l'Afrique consiste donc à les comparer près des côtes aux cartes d'épaisseur optique visible.

Dans ce but, nous avons créé une image composite, différence infrarouge sur l'Afrique et épaisseur optique visible au dessus de l'Océan Atlantique. De part et d'autre de la côte occidentale africaine nous avons choisi 12 couples de cibles terre-océan. Les latitudes sont sensiblement identiques pour les cibles de chaque couple. Nous avons choisi un nombre assez important de couples de cibles afin de pouvoir en trouver un nombre suffisant en situation claire.

Nous nous sommes intéressés à deux épisodes d'expulsion de poussière de l'Afrique vers l'Océan Atlantique. Le premier s'est déroulé au cours de la période allant du 18 au 29 Janvier 1984 et le second du 17 au 30 Mars 1988 (Jankowiak et Tanré, 1992). Nous avons retenu les couples de cibles qui présentent un minimum de 5 journées sur 15 dégagées des conditions nuageuses. Les positions géographiques de ces cibles sont indiquées dans le Tableau III.2

CIBLE	LATITUDE	LONGITUDE O	LONGITUDE C
1	27.3°N	12.6°W	12.1°W
2	25.1°N	14.3°W	12.0°W
3	15.1°N	18.4°W	15.6°W
4	13.6°N	18.5°W	15.8°W
5	10.5°N	16.9°W	13.0°W

Tableau III.2- Coordonnées géographiques des couples de cibles en degrés décimaux (O; océan, C; continent).

II.2.2. Variations comparées du niveau radiométrique différence et de l'épaisseur optique visible

Nous présentons sur les Figures III.3 et III.4 l'évolution au cours du temps du niveau radiométrique infrarouge différence à 1200 TU et de l'épaisseur optique visible des couples de cibles retenus pour les deux périodes étudiées (18-29 Janvier 1984 et 17-30 Mars 1988). Malgré un nombre important de journées nuageuses les variations du niveau radiométrique infrarouge (sur le continent) et celles de l'épaisseur optique visible (au dessus de l'océan) sont assez semblables. Le nombre de points terrestres et océaniques est différent car dans le traitement visible Jankowiak et Tanré ont éliminé les nuages puis calculé l'épaisseur optique par interpolation, tandis que nous n'avons pas éliminé les nuages. Au cours de l'évènement de Mars 1988 le niveau radiométrique infrarouge et l'épaisseur optique croissent, ce qui traduit certainement une arrivée progressive de la poussière. La tendance est plus difficile à dégager durant l'évènement de Janvier 1984.

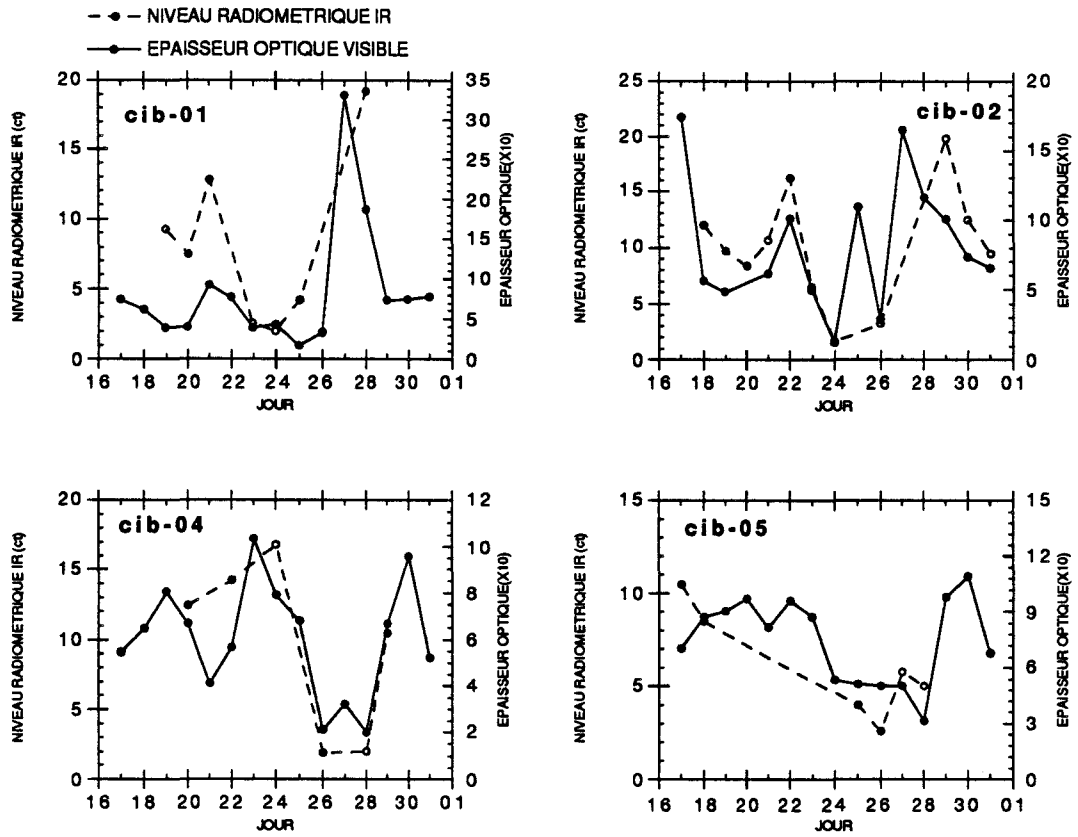


Figure III.3- Courbes d'évolution du niveau radiométrique infrarouge (terre) et de l'épaisseur optique visible (océan) pendant un évènement de Janvier 1984.

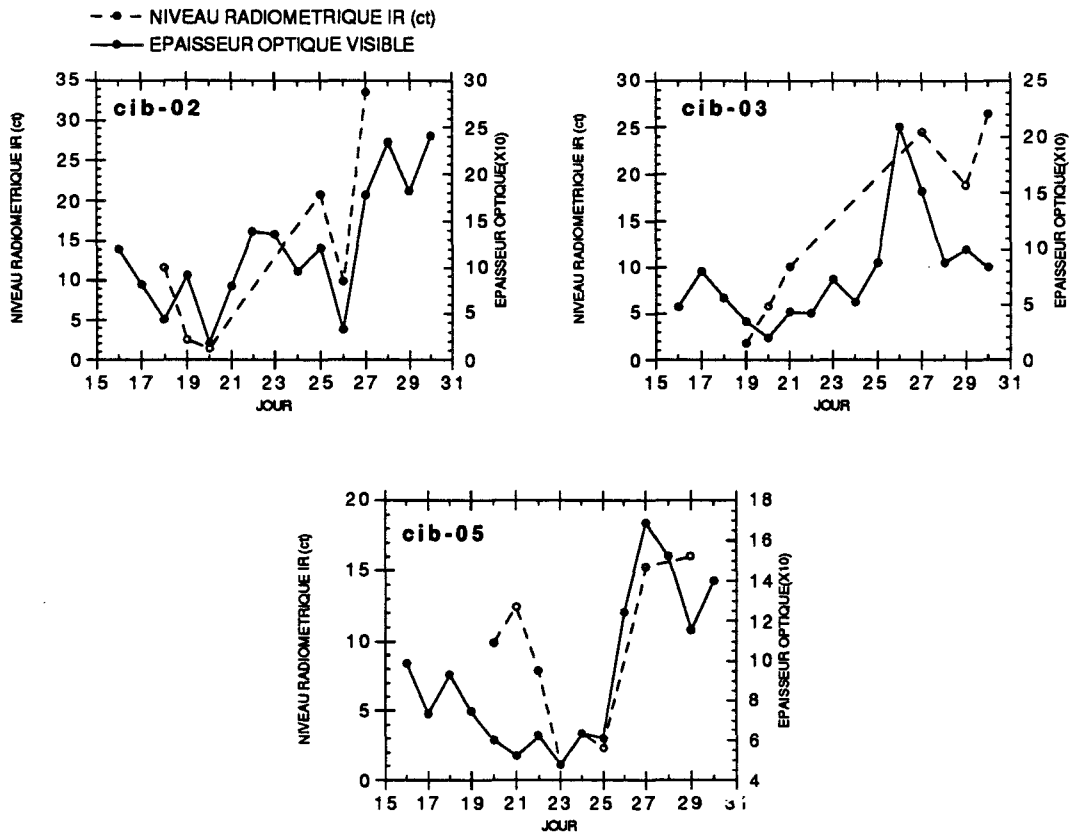


Figure III.4- Même commentaire que la Figure III.3, mais pour un évènement de Mars 1988.

II.2.2. Coefficient satellitaire de sensibilité à la poussière

Nous avons cherché à déterminer expérimentalement à partir des couples de paramètres différence infrarouge et épaisseur optique visible les valeurs du coefficient de sensibilité satellitaire (IR) β à la poussière. Pour cela nous avons réalisé les régressions linéaires entre différence infrarouge et épaisseur optique visible (Figs. III.5 et III.6) sur les couples de cibles précédents. Nous nous sommes imposés la valeur minimale de 0.6 comme valeur du coefficient de corrélation R, ceci afin d'obtenir des valeurs de β assez significatives. Nous avons reporté dans le Tableau III.3 les valeurs de β ainsi obtenues.

CIBLE	Janvier 1984	Mars 1988
1	9.5	-
2	18.9	16.7
3	-	17.3
4	23.8	-
5	10.5	9.6

Tableau III.3- Valeurs expérimentales du coefficient β de sensibilité à la poussière.

Le coefficient β varie de manière significative (du simple au double) d'une cible à une autre. Cela peut traduire des propriétés différentes des surfaces (émissivité et albedo). Les valeurs obtenues sont du même ordre de grandeur que celles données dans le Tableau I.1. On n'observe pas de variation importante dans les valeurs de β sur le même couple de cible entre Janvier 1984 et Mars 1988 (mais nous n'avons étudié que deux périodes pour lesquelles nous n'avons pu comparer que deux couples de cibles, ce qui interdit tout jugement définitif).

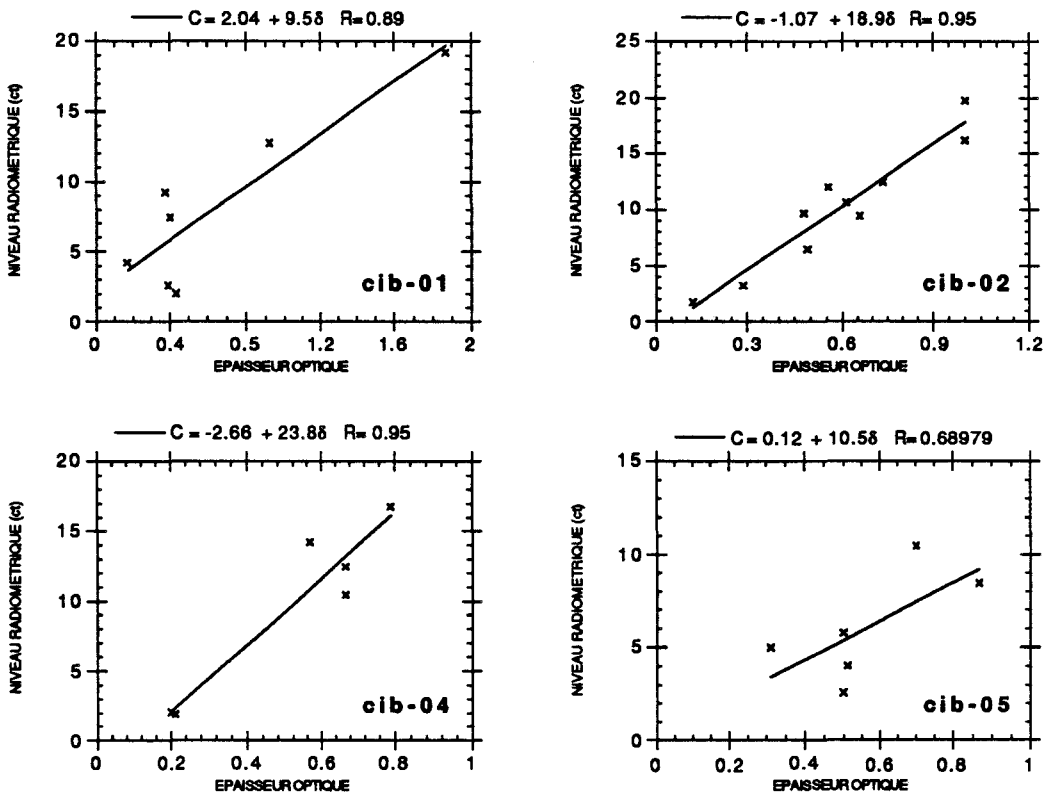


Figure III.5- Droites de régression du niveau radiométrique infrarouge différence c des cibles continentales, en fonction de l'épaisseur optique visible δ (extraite des données Météosat visibles) pour des cibles océaniques appariées; évènement de Janvier 1984.

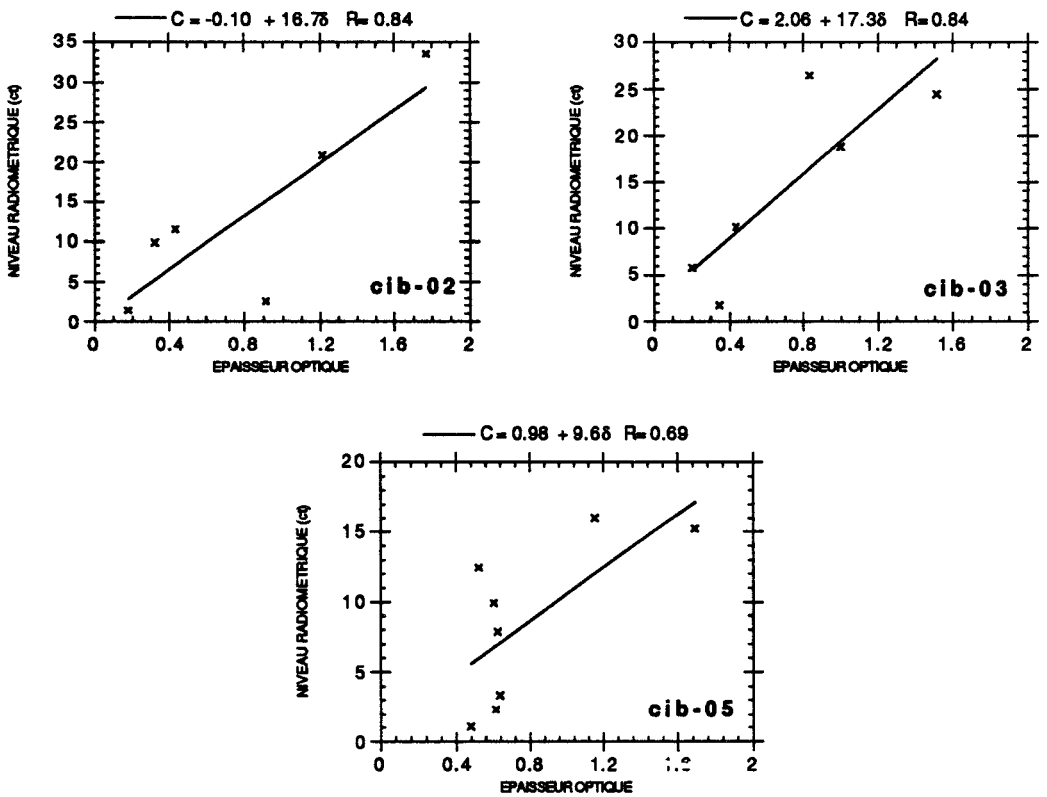


Figure III.6- Même commentaire que la Figure III.5, mais pour l'évènement de Mars 1988.

I.2.3. Visualisation des structures de poussière

La Figure III.7 montre l'évolution terre-océan des nuages de poussière au cours de l'évènement de Mars 1988. Nous avons adapté l'échelle des couleurs en fonction des structures. L'accord obtenu apparaît globalement satisfaisant. La cohérence des structures océaniques et continentales sur leur limite commune est une bonne indication de la confiance que l'on peut accorder aux "produits poussière" obtenus par l'une ou l'autre des techniques. Ce résultat nous permet d'envisager le suivi des nuages de poussière dans leur déplacement du continent africain vers l'Océan Atlantique.

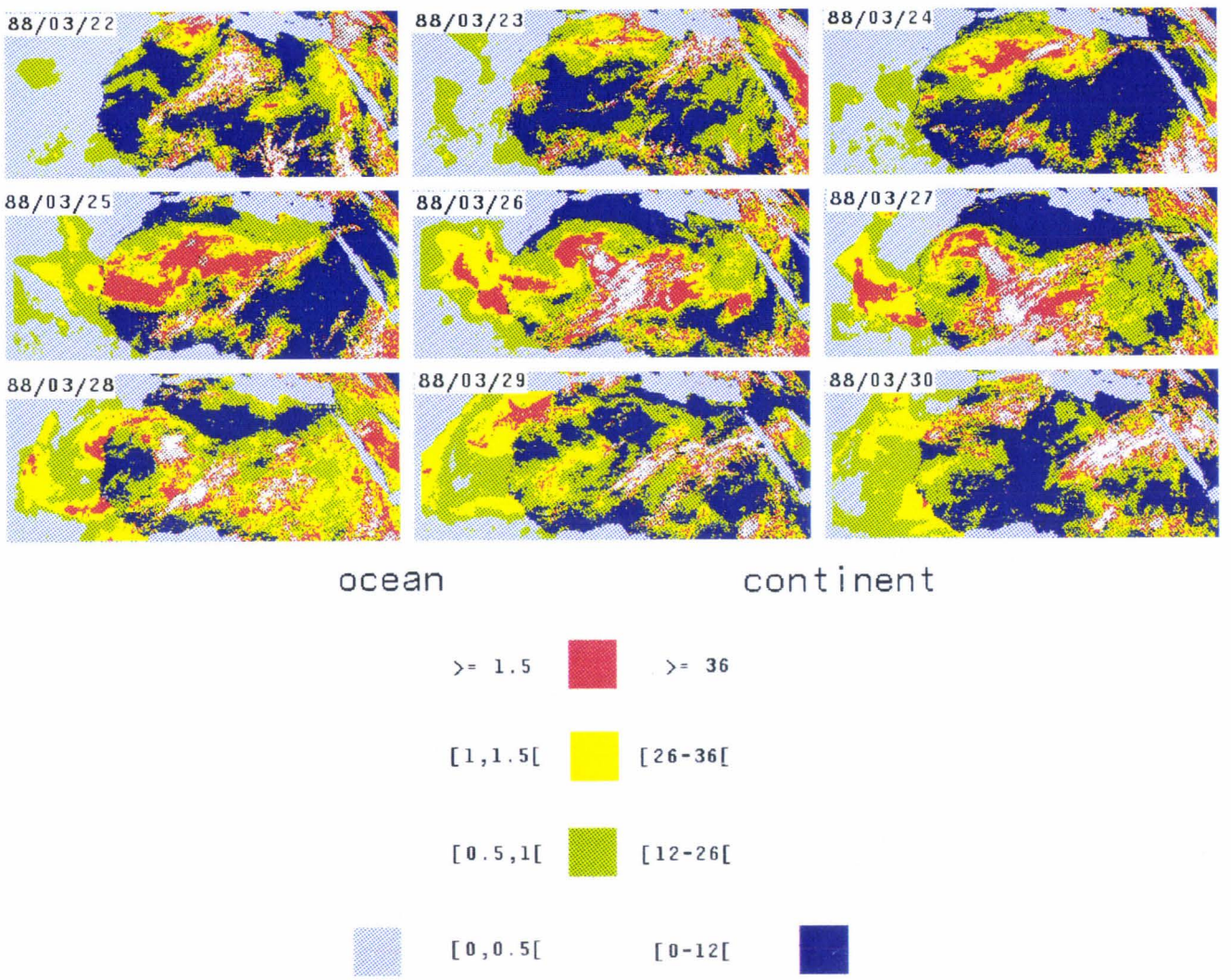


Figure III.7- Evolution temporelle d'un évènement de poussières au dessus du continent africain (image différence infrarouge) et de l'Océan Atlantique (épaisseur optique visible) en Mars 1988. Le code couleur "continent" est défini en comptes radiométriques.

II.3. VISIBILITE ET SEUILLAGE SATELLITAIRE DE LA PRESENCE DE LA POUSSIERE

Dans le chapitre précédent nous avons déterminé empiriquement et sur une base statistique la correspondance entre la visibilité à 10 km et un seuil satellitaire de la présence de poussière. Nous disposons des données de visibilité de 30 stations pour l'année 1984. Pour 18 stations (2/3 de l'effectif) nous disposons des données de Janvier à Avril, période qui se situe dans la saison sèche. Sur les 1/3 restant de l'effectif (12 stations) les données couvrent toute l'année. On utilise ces données pour établir une relation entre visibilité et niveau radiométrique c de l'image différence. Dans ce but, on a réalisé une régression du niveau radiométrique c en fonction de la visibilité. Les valeurs de c ont été regroupées en différentes classes de visibilité puis moyennées sur chaque classe. Sur la Figure III.8 on a représenté les courbes de régression obtenues pour les périodes de Janvier à Avril (a), de Mai à Août (b) et de Septembre à Décembre (c). A une valeur de la visibilité de 10 km, correspondent respectivement les valeurs seuil 14, 15 et 12 ct du niveau radiométrique c pour les trois périodes précédentes. Ces valeurs rapprochées ne font pas apparaître d'effet saisonnier net. Le seuil de la troisième période (12 ct) est comparable à celui obtenu pour le mois de Novembre 1989, sans correction de l'effet de la vapeur d'eau (11 ct), avec un effectif de 9 stations du Niger et du Burkina Faso (voir Chapitre 2).

Des relations empiriques entre la visibilité et l'épaisseur optique visible obtenues par différents auteurs (d'Almeida, 1985; Ben Mohamed et Frangi, 1986; Legrand et al.,1982) font correspondre à la visibilité de 10 km une épaisseur optique visible de 0.4-0.5. Compte tenu des résultats de l'étude statistique précédente, on peut admettre qu'un seuil satellitaire moyen de 13 ct correspond à une visibilité de 10 km, et peut donc être associé à une épaisseur optique visible de 0.5 environ.

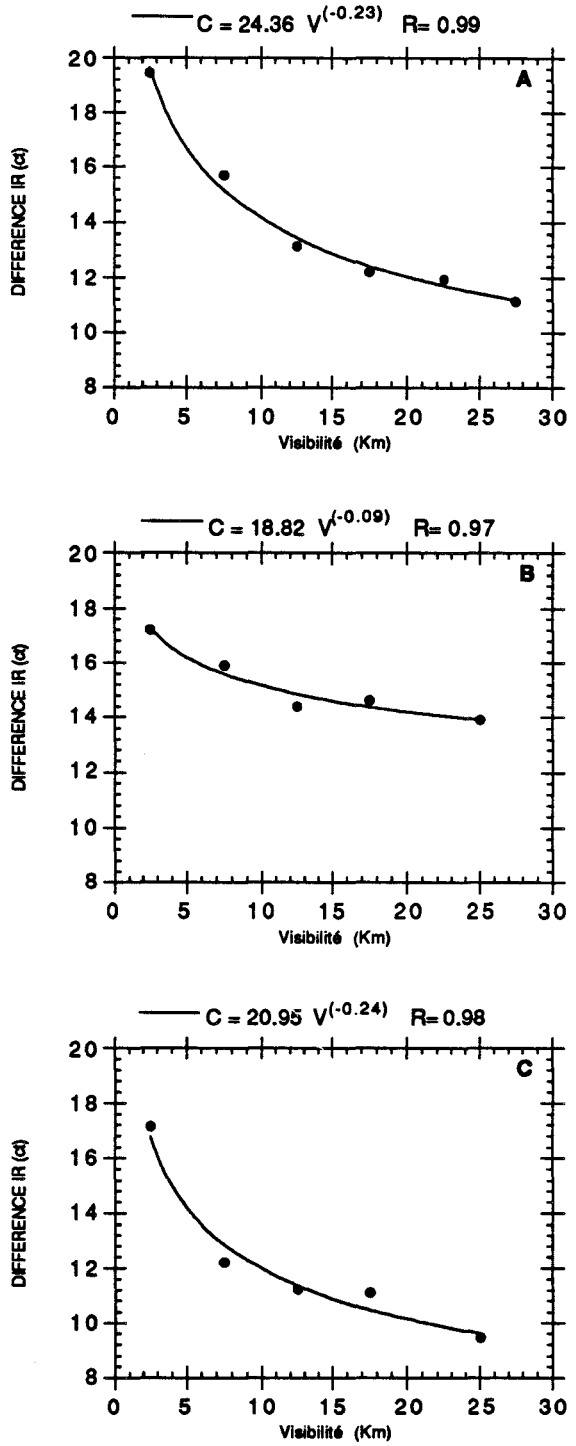


Figure III.8- Courbes de régression selon une loi en puissance du niveau radiométrique c (image différence) en fonction de la visibilité horizontale au sol V (A, période de Janvier à Avril 1984; B, période de Mai à Août 1984; C, période de Septembre à Décembre 1984).

III. CLIMATOLOGIE DES AEROSOLS SAHARIENS

La statistique mise en place dans le chapitre précédent a été appliquée à ce travail. Une différence réside dans la taille des blocs qui est ici de 12 pixels de côté, soit à peu près 700 km^2 de surface avec le format B2 des données utilisées. Les cartes de fréquence d'occurrence ont été réalisées avec un seuil de 13 ct correspondant à une épaisseur optique visible de 0.5. Ces cartes nous permettent d'apprécier l'importance des aérosols sahariens en Afrique au Nord de l'Equateur.

III.1. DISTRIBUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA POUSSIERE

III.1.1. Cartographie des résultats

Pour tenir compte du manque d'information sur les occurrences de poussière en présence de nuages, on a calculé le pourcentage de jours poussièreux par rapport au nombre de jours non nuageux, soit une fréquence relative d'occurrence de la poussière en situation claire. Les Figures III.9 à III.16 présentent les cartographies mensuelles des années 1984 à 1991.

La répartion spatiale des poussières sahariennes se reproduit sensiblement de la même manière en fonction des saisons. Le caractère saisonnier est régulé par les oscillations de la zone intertropicale de convergence. Ce résultat est en accord avec le rôle joué par la ZITC dans l'extension des poussières (voir par exemple Legrand, 1990). On a représenté Figure III.17 les effectifs mensuels moyens d'occurrence sur la période 1984-1991 pour les zones en dessous (du Sahel à l'Equateur) et au dessus de 20°N (Sahara). On constate effectivement que la zone qui englobe le Sahel connaît des maxima d'occurrence de Décembre à Février-Mars, période au cours de laquelle la ZITC est proche du Golfe de Guinée. Entre Avril et Juin l'effectif d'occurrence des poussières varie peu puis il décroit pour atteindre son niveau le plus bas en Octobre-Novembre. Sur le Sahara (latitude supérieure 20°N) l'évolution des effectifs d'occurrence est un peu décalée par rapport au Sahel, avec des maxima durant une période plus longue, de Février à Juillet.

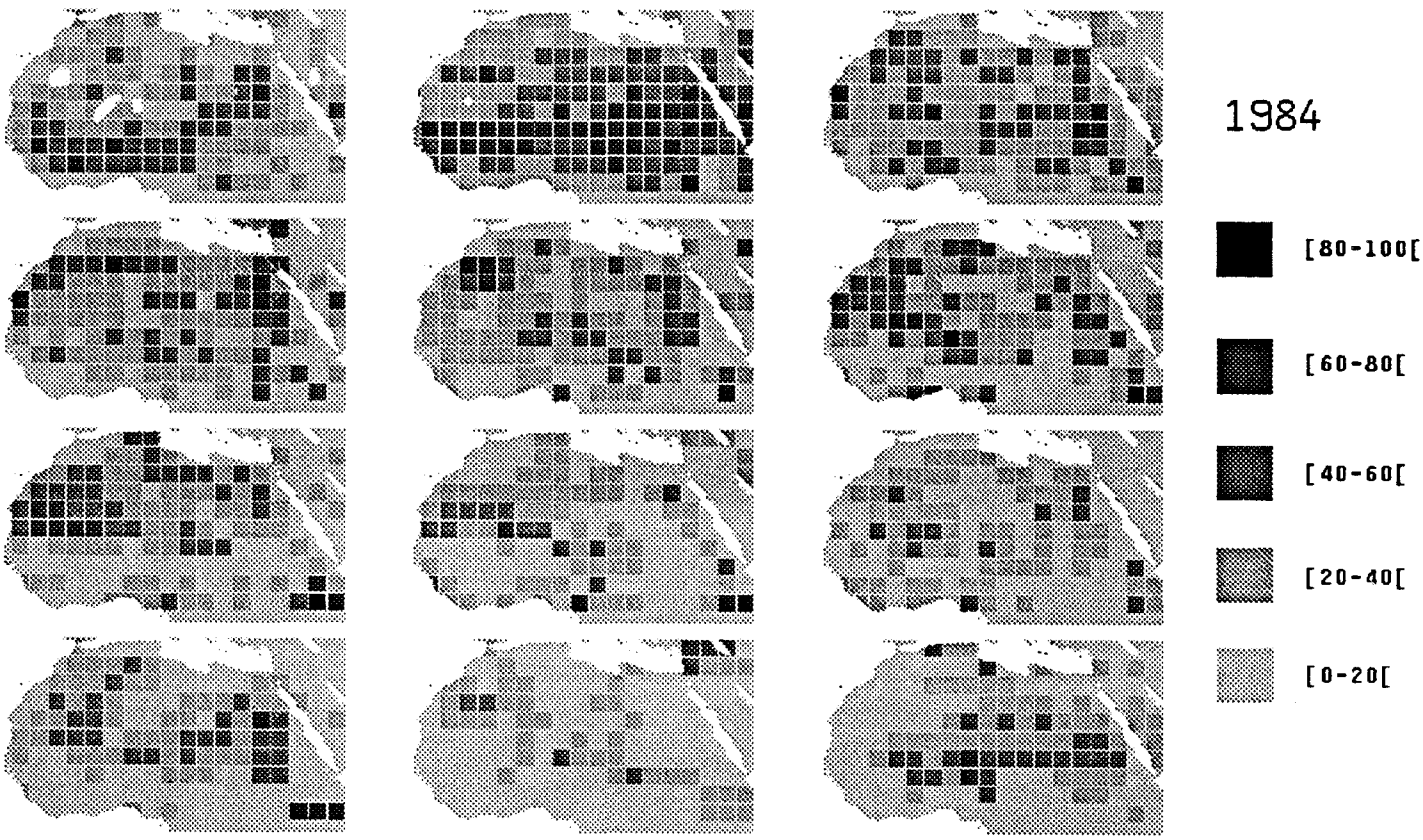


Figure III.9- Fréquences mensuelles (par classes d'étendue de 20%) des journées d'occurrence de la poussière par ciel clair pour l'année 1984. La première ligne représente de gauche à droite, les mois de Janvier, Février et Mars. De même pour les trois autres lignes qui représentent chacune un trimestre. La statistique est réalisée sur des blocs carrés de 12 pixels de côté (environ 3°) et avec un seuil de 13 ct.

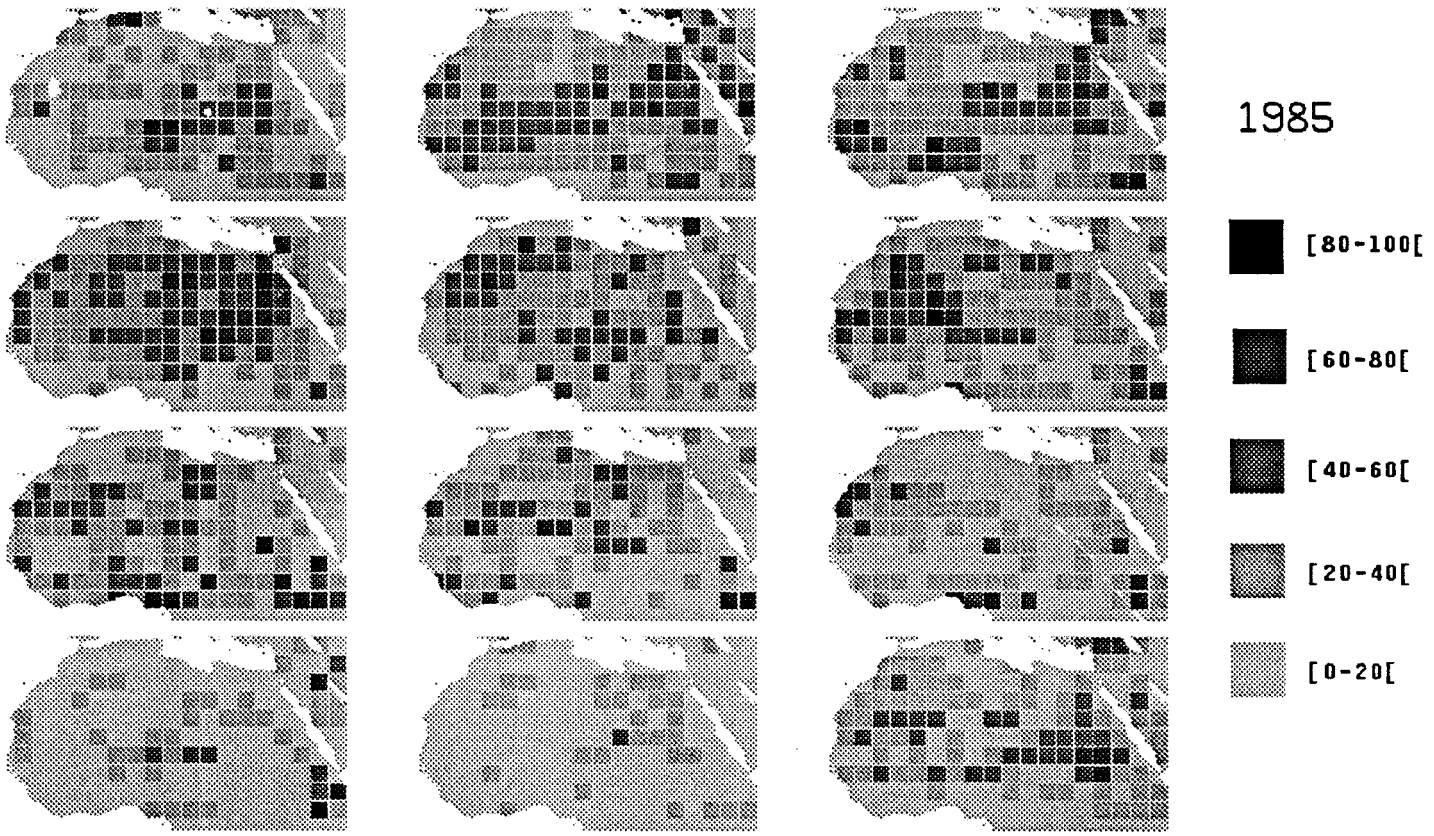


Figure III.10- Même légende que la Figure III.9, mais pour l'année 1985.

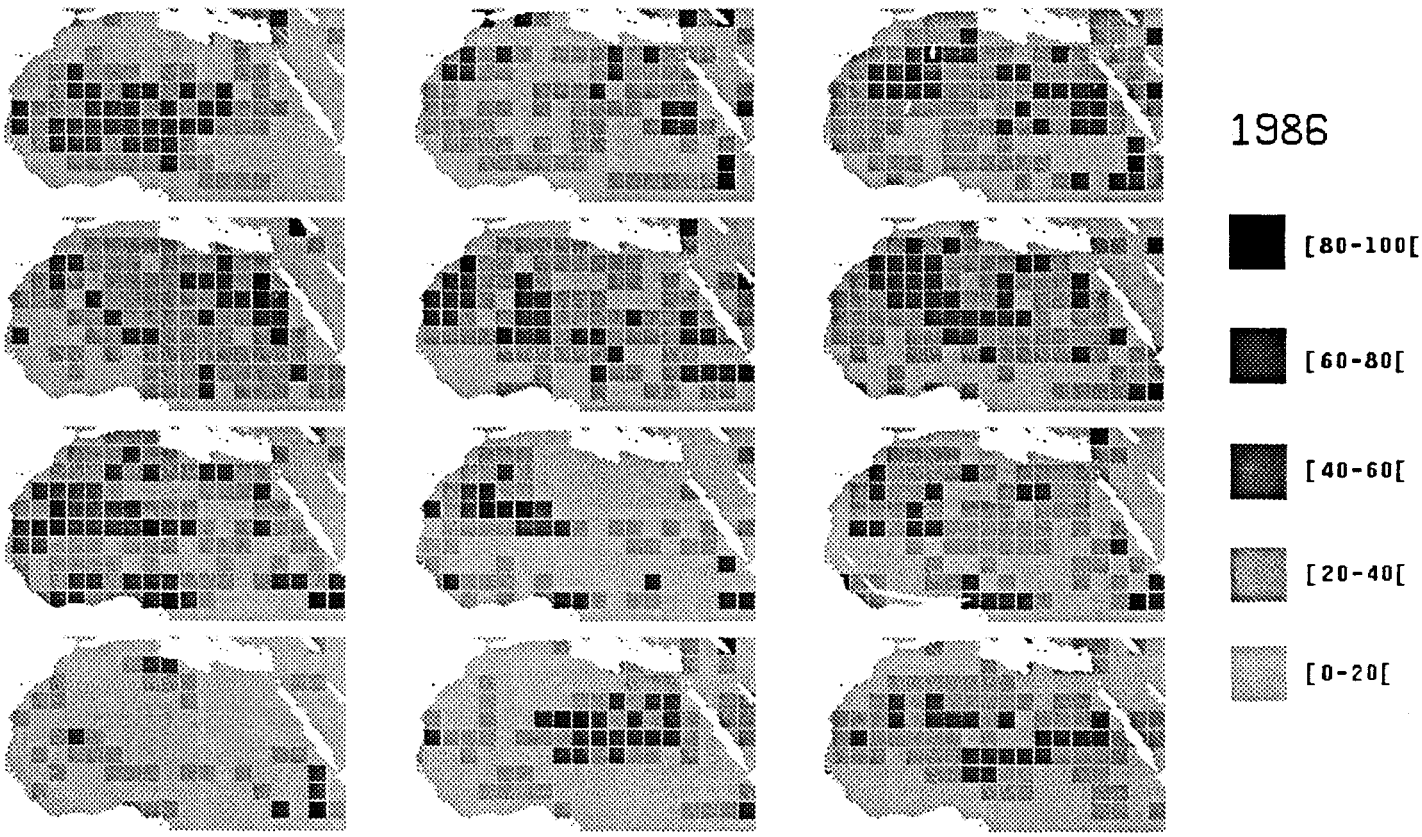


Figure III.11- Même légende que la Figure III.9, mais pour l'année 1986.

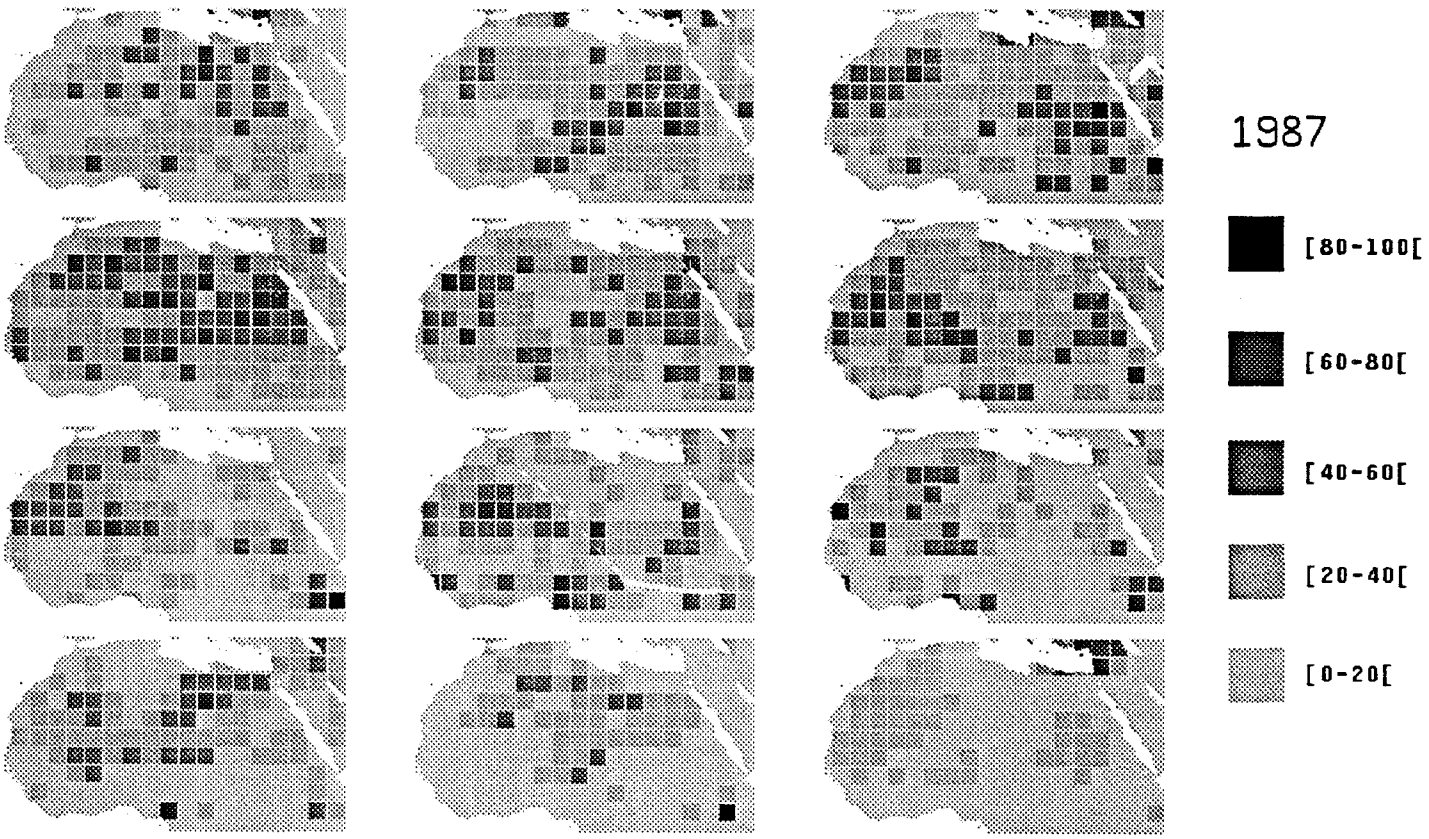


Figure III.12- Même légende que la Figure III.9, mais pour l'année 1987.

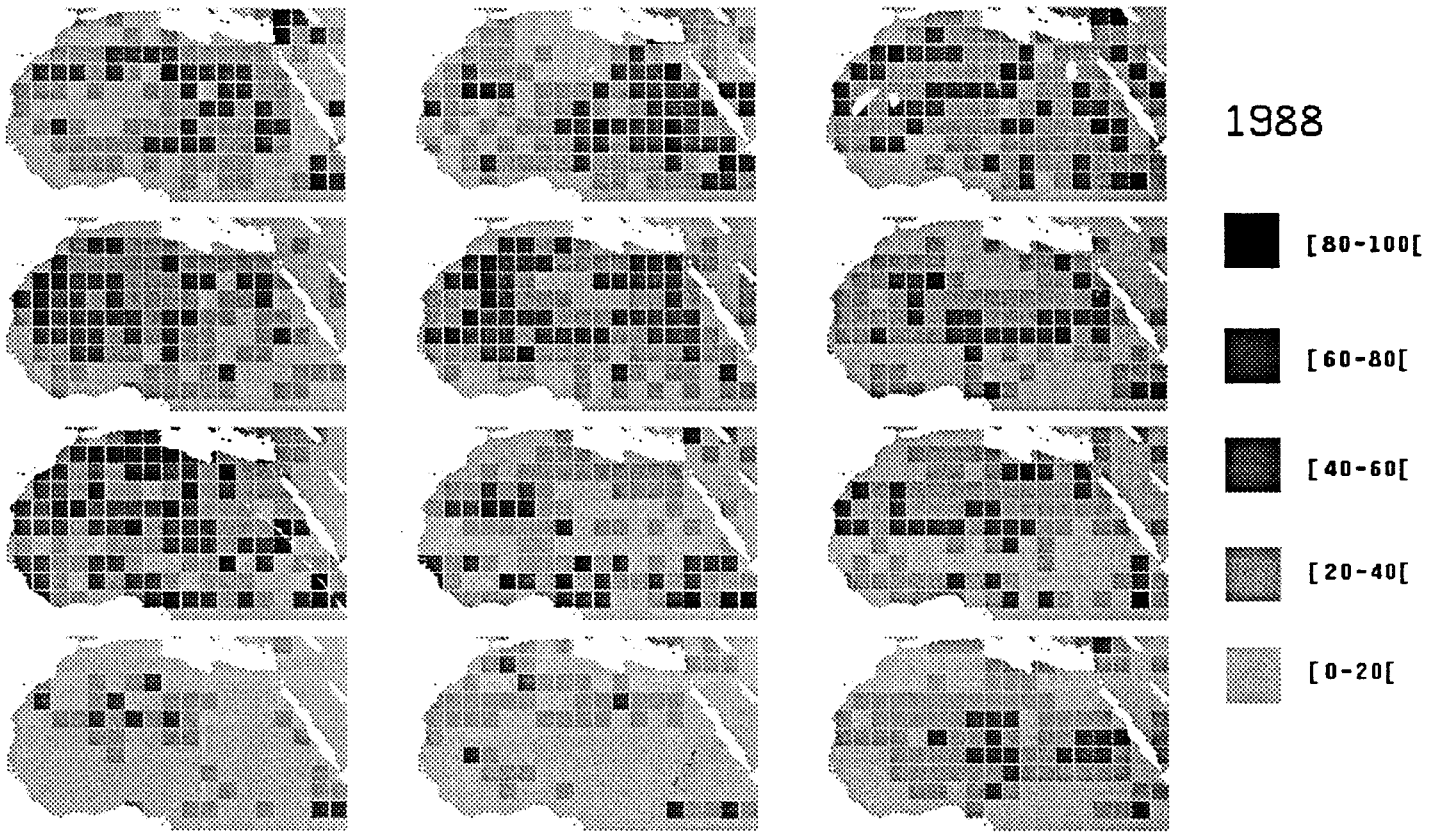


Figure III.13- Même légende que la Figure III.9, mais pour l'année 1988.

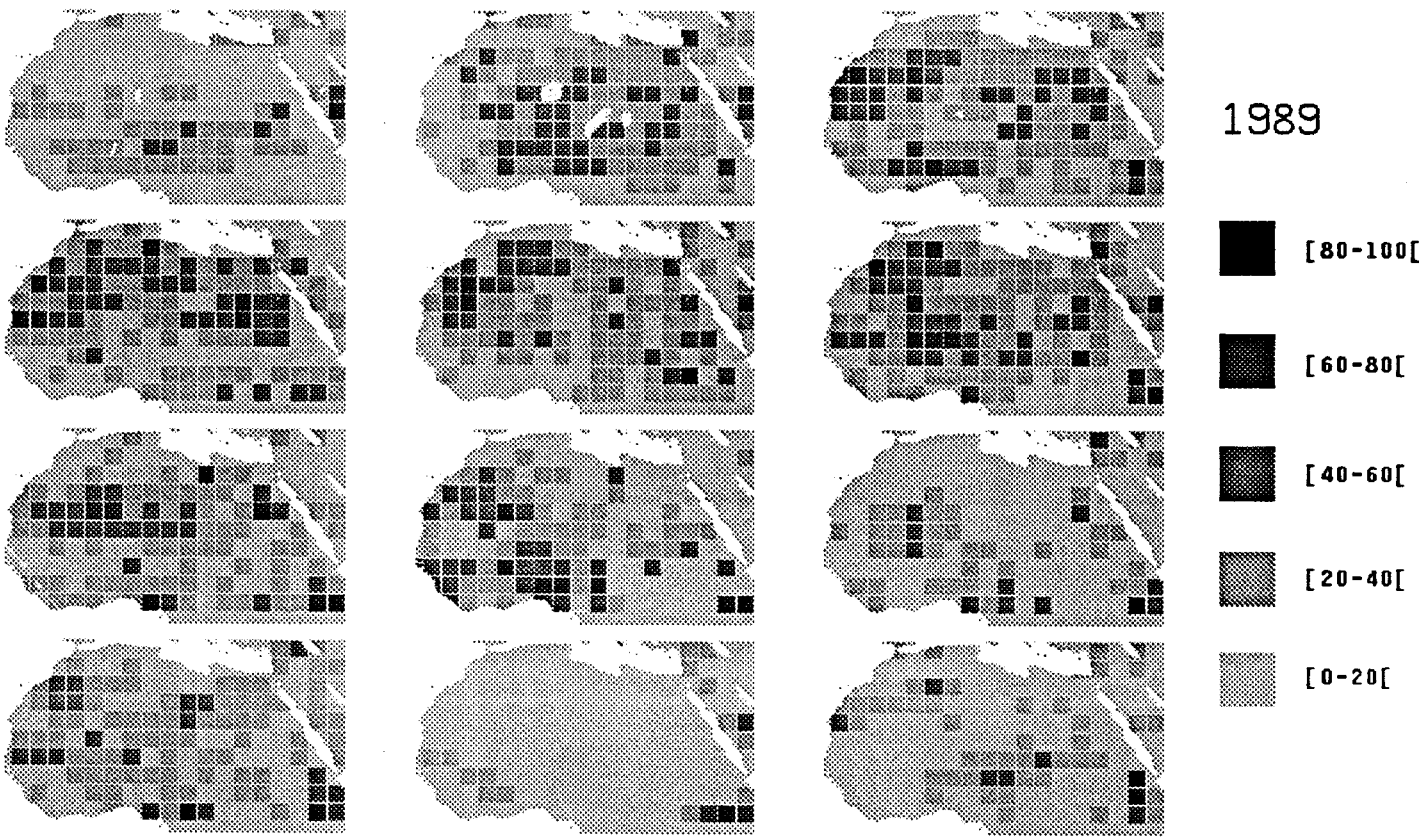


Figure III.14- Même légende que la Figure III.9, mais pour l'année 1989.

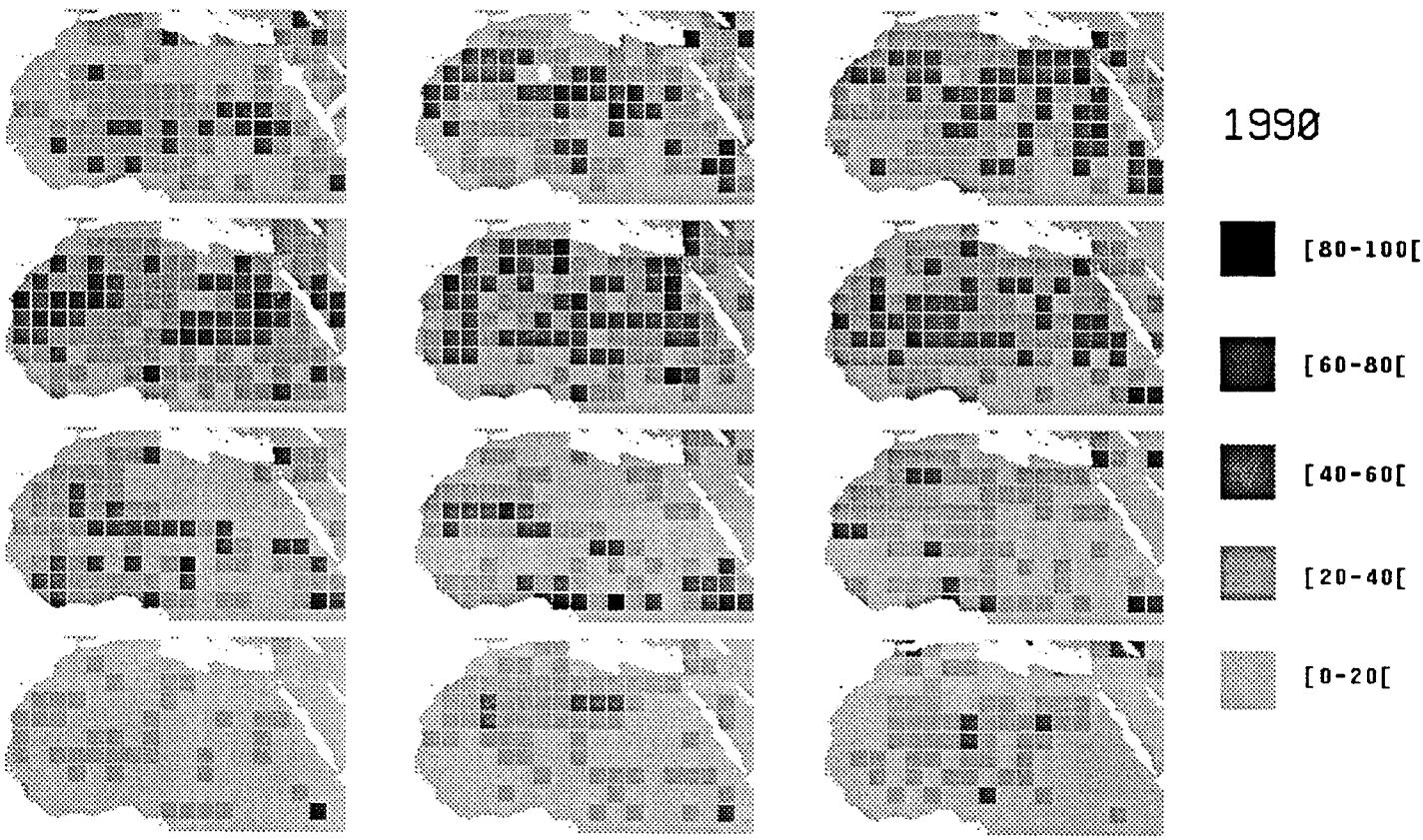


Figure III.15- Même légende que la Figure III.9, mais pour l'année 1990.

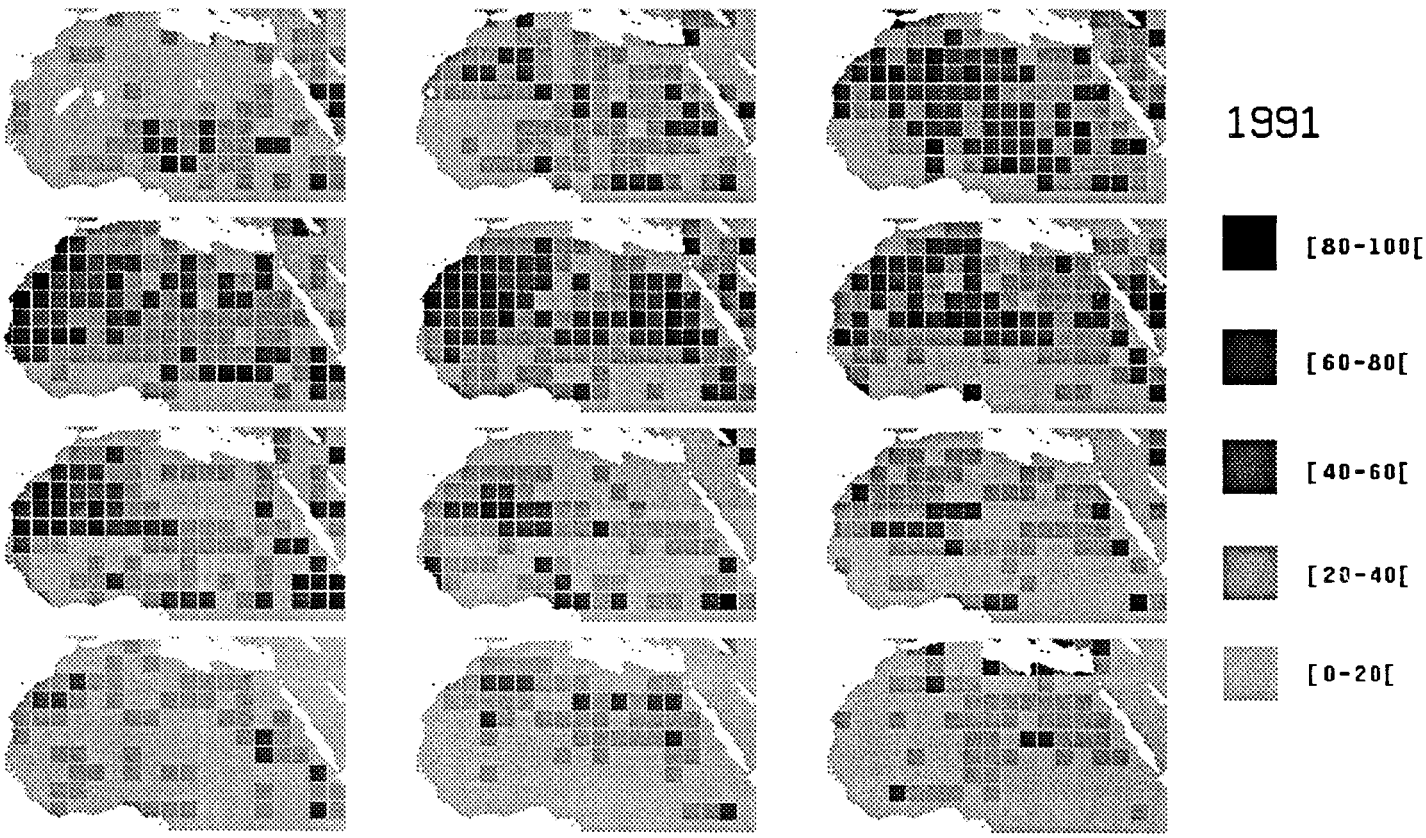


Figure III.16- Même légende que la Figure III.9, mais pour l'année 1991.

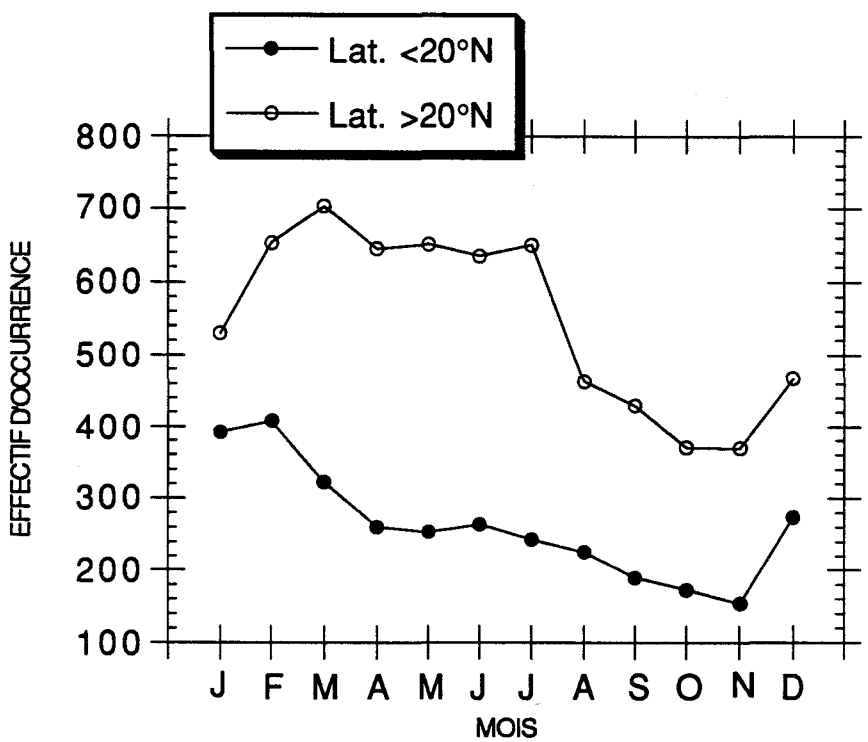


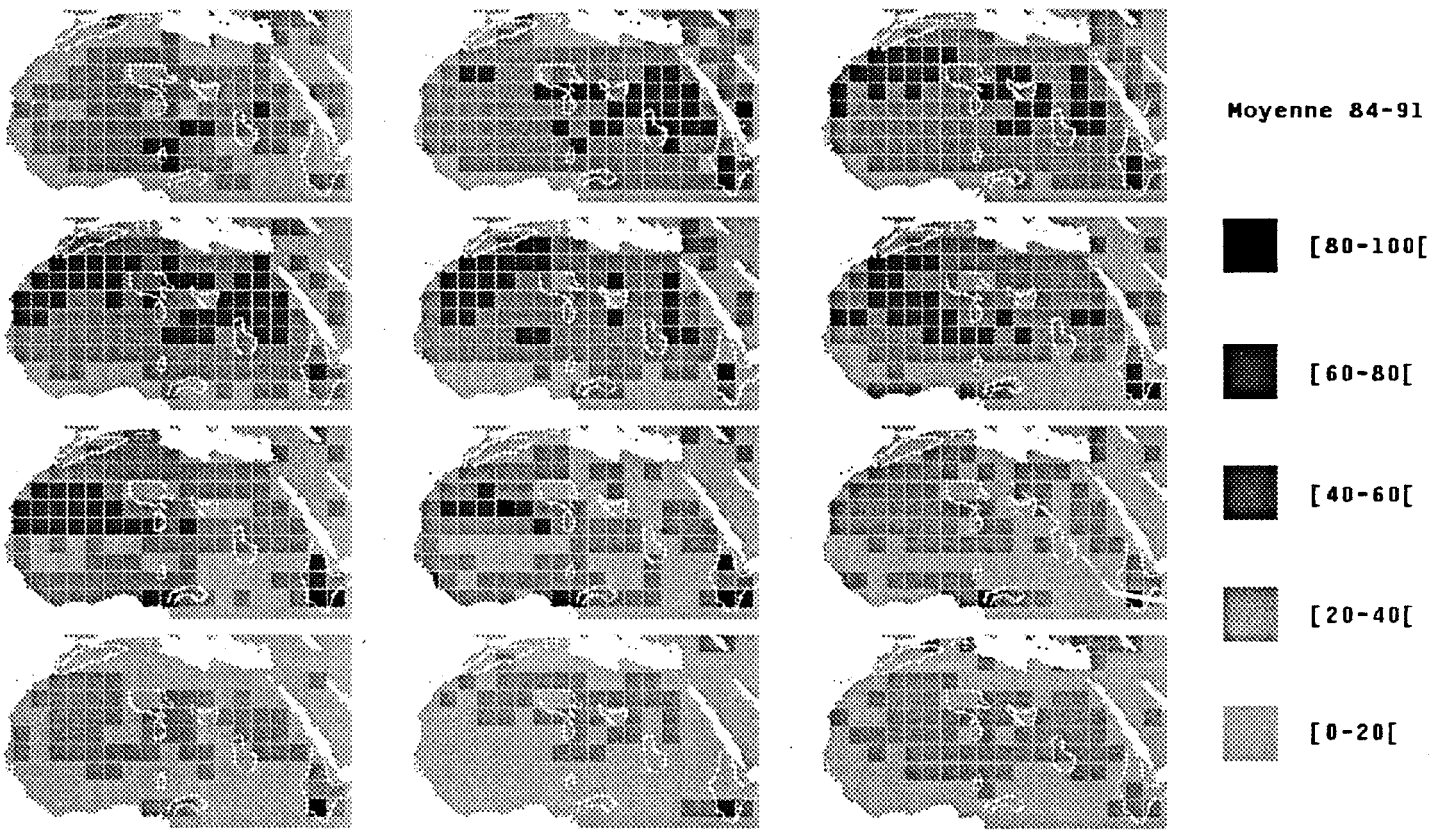
Figure III.17- Evolution saisonnière sur la période 1984-1991 des effectifs mensuels moyens d'occurrence de la poussière pour l'ensemble des blocs sur les régions situées en dessous (Sahel) et au dessus (Sahara) de 20°N.

III.1.2. Variations saisonnières

La Figure III.18 présente la cartographie des fréquences mensuelles moyennes d'occurrence de l'aérosol saharien sur la période 1984-1991. Cette figure sur laquelle on a indiqué les principaux reliefs, met en évidence le schéma saisonnier annuel de la distribution spatio-temporelle de la poussière.

On distingue essentiellement deux périodes sur l'année. La première qui va de Janvier à Août est caractérisée par une présence poussièreuse importante. Trois grandes zones présentent alors des fréquences maximales d'occurrence (plus de 60 %). Tout d'abord une zone située à l'Est du continent, s'étendant des montagnes de l' Ennedi jusqu'aux bords de la Mer Rouge. Ensuite, au centre du continent, une seconde région aux voisinages des massifs montagneux du Hoggar, de l'Aïr, du Tibesti et de L'Ennedi. Enfin à l'Ouest du continent, au Sud du massif de l'Atlas et à l'Ouest de celui du Hoggar et de l'Aïr, une troisième zone atteint la côte Atlantique et s'étend au Sud jusque vers la latitude 15°N.

Pendant la seconde période, de Septembre à Décembre, les évènements de poussières sont moins fréquents (moins de 40 %). Les aérosols sont pratiquement inexistants en dessous de 20°N et au Nord du Sahara. Le Sahara lui même est encore le siège d'évènements de poussière mais les fréquences sont plus faibles.



BU LILLE

Figure III.18- Fréquences mensuelles moyennes (par classes d'étendue de 20%) des journées d'occurrence de la poussière par ciel clair sur la période 1984-1991. Chaque ligne représente un trimestre. Les principaux reliefs sont indiqués (Atlas, Hoggar, Aïr et Ennedi).

III.1.3. Variations interannuelles

D'une année à l'autre le schéma moyen que l'on vient de décrire ne se reproduit pas exactement de la même manière. En effet les conditions météorologiques n'étant pas identiques, les sources, les trajectoires et les quantités de poussière mobilisée et transportée varient. On peut s'en apercevoir sur les Figures III.9 à III.16.

Pour estimer la variabilité interannuelle globale, nous avons reporté dans le bas du Tableau III.4 les valeurs de l'effectif total de (blocs)x(jours) d'occurrence par an. On constate que 1984 a été l'année la plus riche en évènements de poussière et qu'à l'opposé 1989 a été l'année la plus pauvre. La moyenne est de 9733 (blocs)x(jours) pour la zone observée. Les années 1985, 1986, 1987 et 1990 sont légèrement en dessous de la moyenne, 1988 et 1991 sont au contraire au dessus. Ces résultats sont encore observables sur les cartes annuelles de la Figure III.19 qui nous donne de plus des indications sur la distribution. En 1984 on a de la poussière sur presque toute la zone observée, et elle descend très bas sur le Sahel. En 1989 on observe très peu d'activité sauf sur la région Nord-Ouest. En 1991 on observe une forte prépondérance des occurrences sur la moitié Ouest, par comparaison avec les autres années.

Le nombre annuel total de (blocs)x(jours) d'occurrence ne rend pas compte des différences mensuelles que l'on peut observer d'une année à l'autre. On a reporté dans le Tableau III.4 le détail du nombre mensuel de (blocs)x(jours) d'occurrence de 1984 à 1991. On constate effectivement une grande variabilité. Les mois de Février 1984 et de Juillet 1988 présentent un nombre de (blocs)x(jours) d'occurrence anormalement élevé par rapport aux mêmes mois des autres années. Pour le mois de Février, la moyenne sur la période de huit ans est de 1061 (blocs)x(jours), alors qu'en 1984 l'effectif est de 1810 (blocs)x(jours), soit une différence de 800 (blocs)x(jours) par rapport à la moyenne. Cette différence est supérieure à l'effectif de Février 1986 (744 (blocs)x(jours)), mois de Février le plus pauvre en poussière sur toute la période. Pour le mois de Juillet, la moyenne est de 895 (blocs)x(jours), mais en 1988 on atteint 1353 (blocs)x(jours). Juillet est d'ailleurs le mois le plus riche de l'année 1988. En 1991, Mars, Avril, Mai et Juin ont été les mois les plus riches en poussière. Ces mois présentent des effectifs plus importants que les moyennes respectives sur la période 1984-1991 et

que les effectifs mensuels du reste de l'année 1991. On remarque enfin que 1989, année la plus pauvre a cependant des mois de Janvier et de Février plus riches que ceux respectifs de 1985 et de 1986.

Sur l'ensemble de la période étudiée, il ne se dégage pas de tendance à long terme particulière. En revanche on remarque qu'à 1984 et 1988, années de forte activité, succèdent 1985 et 1989, années pauvres en évènements de poussière.

	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	Moyenne mensuelle
JANVIER	1307	696	1090	1112	1073	733	811	558	922
FEVRIER	1810	1209	744	949	988	1000	991	795	1061
MARS	1050	952	971	928	1087	993	1075	1165	1027
AVRIL	901	859	847	1017	776	831	955	1058	905
MAI	895	909	733	773	1037	713	1035	1147	905
JUIN	976	904	881	816	812	839	923	1045	899
JUILLET	956	750	926	721	1353	852	655	948	895
AOUT	668	700	557	728	772	658	688	735	688
SEPTEMBRE	528	537	660	570	835	472	675	675	619
OCTOBRE	712	492	377	652	429	656	485	555	545
NOVEMBRE	541	376	625	631	538	350	591	544	524
DECEMBRE	848	883	966	598	837	522	609	662	740
Total annuel	11192	9267	9377	9495	10537	8619	9493	9887	

Tableau III.4- Nombres mensuel, moyen mensuel et total annuel de (blocs)x(jours) d'occurrence de la poussière des années 1984 à 1991.

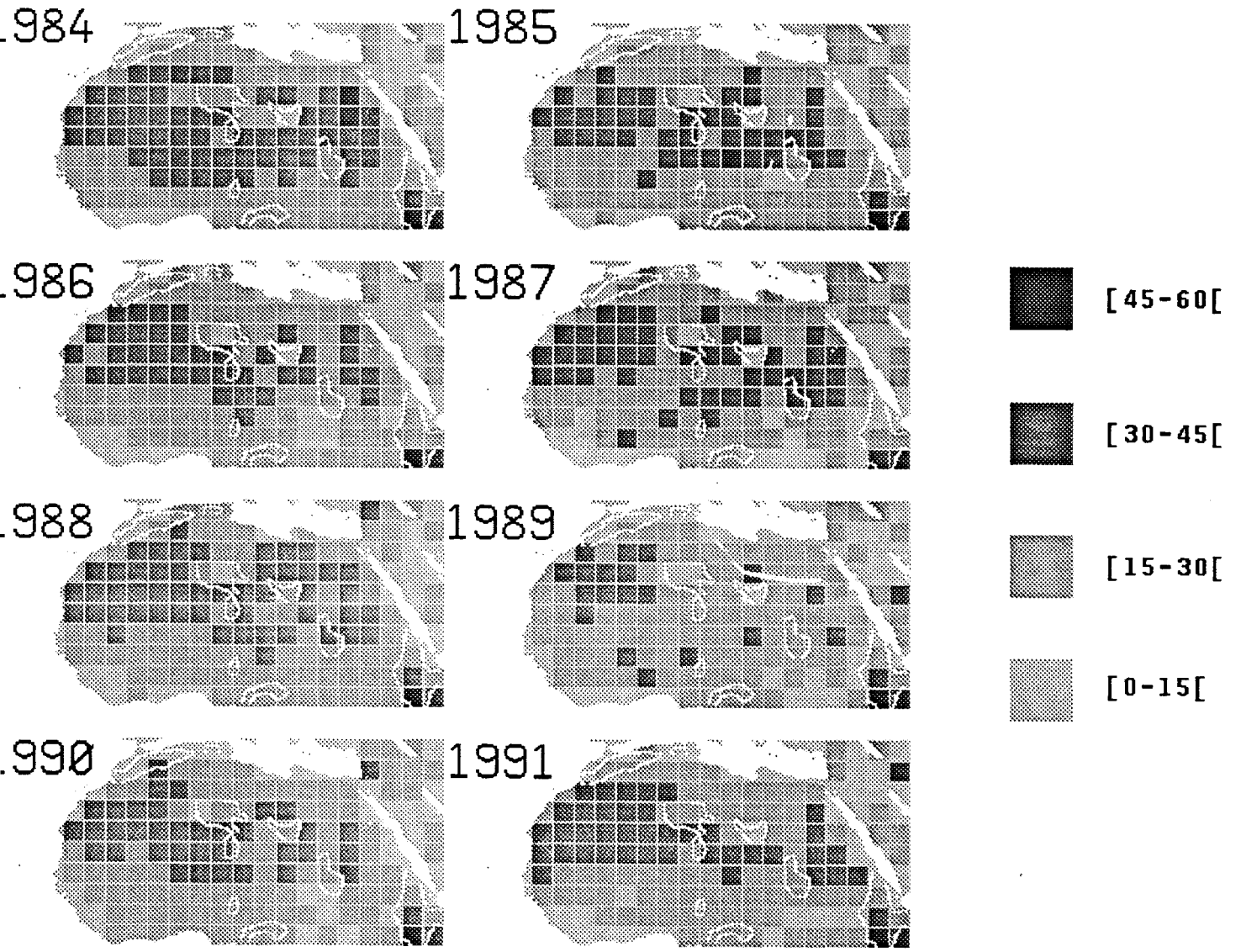


Figure III.19- Fréquences annuelles (par classes d'étendue de 15%) des journées d'occurrence de la poussière par ciel clair des années 1984 à 1991. Les principaux reliefs sont indiqués (Atlas, Hoggar, Aïr et Ennedi).

III.2. ZONES SOURCE

L'observation de régions très poussièreuses à certaines époques de l'année, à partir des cartes de fréquence d'occurrence peut nous permettre de localiser les zones source et d'évaluer leurs activités saisonnières. Le recoupement de ces résultats avec les données de la littérature est réalisée à l'aide de la Figure I.1.

Au dessus et près des zones source nous devons nous attendre a obtenir des fréquences d'occurrence plus importantes. Les images de la Figure III.19 sur lesquelles on a indiqué la position des reliefs, gomment les particularités saisonnières à l'échelle du mois et font apparaître les régions où les fréquences d'occurrence sont plus importantes en moyenne sur l'année. Ces régions (en noir) présentent une fréquence de 30 à 60 % d'évènements annuels de poussière. La variabilité annuelle de la position et de l'étendue de ces régions est relativement importante. En 1984 ces régions s'étendent sur une région allant des bords de la Mer Rouge jusqu'à la façade occidentale de l'Afrique couvrant ainsi la majeure partie du Sahara à l'exception de sa bordure Nord et des régions montagneuses. Les régions sahéliennes sont aussi concernées. En 1989 les maxima sont peu nombreux et dispersés. Cela traduit certainement une faible activité des sources. Un effet important et systématique est celui créé par l'existence des reliefs. On observe des zones véritablement protégées des poussières au niveau des massifs du Hoggar ainsi que celui du Tibesti.

La Figure III.18 (moyennes mensuelles de la période 1984-1991) fait apparaître les zones sources sur la base d'une activité saisonnière régulière tout au long de la période. On distingue clairement trois grandes zones. La première située à l'Est et au Nord-Est de l'Ennedi couvre le Nord du Soudan et le Sud de L'Egypte. Elle semble correspondre à la source A4 de la Figure I.1. Elle est active de Février à Juin. La seconde couvre le Centre-Est de l'Algérie, le Sud du Maroc et surtout le Nord de la Mauritanie. On l'identifie avec la source A1 de la Figure I.1. On observe une évolution saisonnière de la surface qu'elle semble occuper au cours de sa période d'activé qui va de Février à Août. De Février à Juin, elle borde la côte Atlantique du Sud du massif de l'Atlas jusque la Mauritanie. A partir de Juin elle s'oriente de l'Ouest des massifs du Hoggar et de l'Aïr vers la côte Atlantique. La troisième source apparaît autour des massifs montagneux du Tibesti et du Hoggar et semble correspondre aux

sources A3 ou B1 de la Figure I.1. Cette source couvre le Sud de la Libye et le Nord du Tchad et du Niger et est active de Février à Juin.

On observe aussi des fréquences d'occurrence élevées sur les massifs montagneux Ethiopien et du Cameroun. Il semble au moins en ce qui concerne le massif du Cameroun, compte tenu de la saison, d'artefacts du au traitement plutôt que de poussière. L'interprétation est moins évidente en ce qui concerne le massif Ethiopien situé à proximité immédiate dûs désert de Somalie (qui n'apparaît pas sur les cartes) et pas très loin des déserts de la péninsule Arabique, et pour lequel des apports de poussière en provenance de ces régions désertiques n'est pas à exclure. Une étude complémentaire serait utile pour éclaicir ce cas.

CONCLUSION

A partir des cartes de fréquence d'occurrence réalisées, nous avons pu mettre en évidence la distribution spatio-temporelle des aérosols sahariens au dessus de l'Afrique au Nord de l'équateur. Cette distribution spatio-temporelle a un caractère saisonnier très marqué.

L'étude que l'on a menée sur la localisation des zones source constitue une première approche globale précise par rapport a la connaissance qu'on a du sujet à l'heure actuelle. Trois grandes zones source majeures apparaissent clairement au cours de cette étude. La première est celle située dans la région couvrant le Nord-Soudan et le Sud de l'Egypte, pouvant s'étendre vers l'Ouest suivant les saisons jusqu'aux Massifs du Tibesti et de l'Ennedi. La seconde est localisée sur une zone couvrant le Maroc, le Nord de la Mauritanie et le Centre-Est de l'Algérie. La troisième est localisée autour des massifs montagneux du Tibesti et du Hoggar et couvre le Sud de la Libye et le Nord du Tchad et du Niger.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail a porté sur l'observation des aérosols sahariens au dessus de l'Afrique à partir de l'imagerie infrarouge Météosat.

L'observation des nuages de poussière n'est généralement pas possible directement sur les images originales. Il est nécessaire de procéder au préalable à un traitement (Legrand et al., 1985, 1988). Dans une première étape, on réalise une image de référence, synthèse d'une série d'images originales. Puis en faisant la différence entre cette référence et chacune des images originales on sépare les éléments atmosphériques variables que sont la poussière, les nuages et éventuellement la vapeur d'eau des structures à caractère permanent de la surface. Nous avons d'abord cherché à optimiser l'imagerie différence pour assurer au mieux la visualisation des nuages de poussière et leur suivi sur de longues périodes au dessus de l'Afrique. Afin d'avoir la possibilité de traiter des quantités importantes d'images, nous avons automatisé les différentes étapes du traitement, en particulier celle concernant l'identification des nuages. L'analyse des questions en rapport avec le choix de la période de synthèse a montré clairement que sa durée n'était pas sans conséquence sur la suite des traitements. Nous avons finalement choisi une période de 15 jours, durée qui nous est apparue comme un compromis raisonnable.

Nous nous sommes ensuite particulièrement intéressés à l'utilisation d'un certain nombre de données externes, dans le but de contrôler et de valider l'imagerie différence et les informations qu'elle contient. Les champs de vent issus des analyses du CEPMMT nous ont permis d'effectuer quelques contrôles de la dynamique des stuctures de poussière telle qu'elle apparaît sur les séquences d'images différence. Surtout, les mesures de visibilité sol nous ont permis de vérifier la validité de l'imagerie différence pour la détection de la présence de poussière. Toujours à partir des analyses du CEPMMT, nous avons mis en évidence expérimentalement une contamination par la vapeur d'eau des images différence, et nous avons pu établir l'ordre de grandeur du coefficient de sensibilité satellitaire à la vapeur d'eau et en déduire l'impact de cette contamination. Enfin nous avons comparé les images différence aux cartes d'épaisseur optique réalisées par Jankowiak et Tanré (1992) au dessus de l'Atlantique tropical. La cohérence des structures océaniques et continentales le long des côtes est une bonne indication de la confiance que l'on peut accorder aux produits poussière obtenus par l'une ou l'autre des

techniques. Ces comparaisons nous ont en outre permis d'établir l'ordre de grandeur du coefficient de sensibilité satellitaire IR à la poussière pour des cibles situées le long de la côte de occidentale de l'Afrique.

Finalement l'application de la technique optimisée au traitement de huit années de données Météosat B2 (1200 TU) de 1984 à 1991 nous a permis de décrire la distribution spatio-temporelle des aérosols sahariens au dessus de l'Afrique au Nord de l'Equateur. Cette climatologie des aérosols sahariens est décrite sous forme de cartes mensuelles et annuelles de fréquence d'occurrence de la poussière. A partir de ces résultats nous avons pu localiser de manière relativement claire et définitive trois zones source principales. D'Ouest en Est, elles couvrent les régions suivantes:
- le Sud du Maroc, l'Est Algérien et le Nord de la Mauritanie
- le Sud de la Libye et le Nord du Tchad et du Niger
- le Sud de l'Egypte et le Nord du Soudan.

Cette étude nous offre diverses perspectives. A court terme elle nous permet d'envisager de compléter la description du cycle des aérosols sahariens par l'étude du transport au dessus de l'Afrique. L'accord satisfaisant obtenu entre la technique visible (Jankowiak et Tanré, 1992) et la technique infrarouge devrait permettre de globaliser cette étude du transport. Enfin l'extension de la technique aux images de nuit devrait nous permettre de compléter la climatologie, et en particulier de localiser de manière plus précise les zones source. Des simulations (Legrand et al., 1992) ont en effet montré que de nuit le signal infrarouge est très sensible aux grosses particules (granulométrie de type Carlson et Benjamin, 1980) que l'on s'attend à rencontrer près des zones source.

Les aérosols introduisent des perturbations sur les mesures satellitaires concernant les surfaces terrestres, et par conséquent constituent un obstacle à la détection des paramètres de surface. Les utilisateurs intéressés par les informations de surface pourraient utiliser les cartes de champ d'aérosol que nous avons établies, pour identifier les cas non ou peu poussièreux pour lesquels la correction atmosphérique est limitée. On peut citer comme exemples l'estimation de la réflectance de surface et de l'indice de végétation (Tanré et al., 1992; Soufflet et al., 1991), l'estimation de la pluie à partir de son impact sur la température des sols (Cadet et Guillot, 1991). Les valeurs de ces paramètres sont en effet biaisées par la présence

d'aérosol. Une correction de cet effet est possible par le recours à des références climatologiques obtenues à partir des données des années précédentes, telles que nos cartes de champ d'aérosol.

Selon Joussaume (1990), les informations concernant la localisation des zones source et la distribution spatio-temporelle des aérosols sahariens sont en effet de nature à améliorer les simulations des GCM.

Enfin, les résultats de la climatologie sont aussi du plus grand intérêt pour le choix de sites d'implantation dans un projet d'installation de stations automatisées d'observation astronomiques des étoiles variables (F. Quercy, projet d'études des étoiles, communication personnelle).

ANNEXES

ANNEXE A

CORRECTION DES MESURES RADIOMETRIQUES

1. Correction des variations de sensibilité du radiomètre Météosat-4

Au Chapitre 2, pour corriger les images de Novembre 1989 des variations de sensibilité du radiomètre on a utilisé les tables de calibration du facteur MIEC tiré du rapport " Meteosat-4 calibration report, issue 4" (Janvier, 1990).

La relation liant la luminance au compte numérique s'écrit :

$$L= \alpha.(C- C_0) \qquad (A1)$$

où $C_0 = 5$ est la valeur du compte radiométrique de visée de l'espace et où α le coefficient d'étalonnage, qui varie journalièrement.

La correction consiste à convertir le compte numérique C lu en une valeur standard C_{st} qui serait obtenue pour une valeur standard α_{st} du facteur MIEC , soit:

$$L= \alpha_{st}.(C_{st}- C_0) \qquad (A2)$$

Sur la période du 10 au 30 Novembre 1989 le coefficient a varié typiquement de 6.10^{-2} à 8.10^{-2} $Wm^{-2}.sr^{-1}.ct^{-1}$. En prenant comme valeur α_{st}= 0,07 $Wm^{-2}.sr^{-1}.ct^{-1}$ et en combinant (A1) et (A2) on obtient la relation suivante

$$C_{st}= 14.28\alpha+ 5(1- 14.28\alpha) \qquad (A3)$$

2. Interétalonnage entre les différents radiomètres Météosat

La climatologie des aérosols sahariens a été réalisée de 1984 à 1991, période couverte par trois capteurs différents; Météosat 2, 3, et 4. Il est donc nécessaire de réaliser un interétalonnage entre ces capteurs.

Chaque capteur mesure une luminance au sommet de l'atmosphère, qui est digitalisée en compte radiométrique suivant l'expression (A1). A cause des écarts de réponse spectrale de chaque capteur, la luminance mesurée au dessus d'une même cible diffère d'un capteur à l'autre. La seule mesure physique qui reste pratiquement la même (en absolu) quelque soit le capteur est la température de brillance de la cible, c'est à dire la température du corps noir qui émettrait la même puissance de rayonnement que la cible en direction du satellite. La relation reliant la température de brillance à la luminance peut être représentée avec précision par l'expression empirique suivante :

$$L = aT^b \qquad (A4)$$

où a et b sont des constantes empiriques que l'on peut calculer en linéarisant l'expression (A4) par intervalle de température. Dans le Tableau A1, on a reporté les valeurs des coefficients a et b.

SATELLITE		Intervalle de température	
		260< T <300 K	300< T <330 K
Météosat 2	a	3.600E-11	7.562E-10
	b	4.553	4.019
Météosat 3	a	3.779E-11	7.852E-10
	b	4.553	4.020
Météosat 4	a	5.438E-11	1.149E-09
	b	4.581	4.046

Tableau A1. Coefficients d'ajustement température de brillance-luminance.

Sur la Figure A1 on a représenté l'évolution de la température de brillance en fonction du niveau radiométrique de Météosat 4.

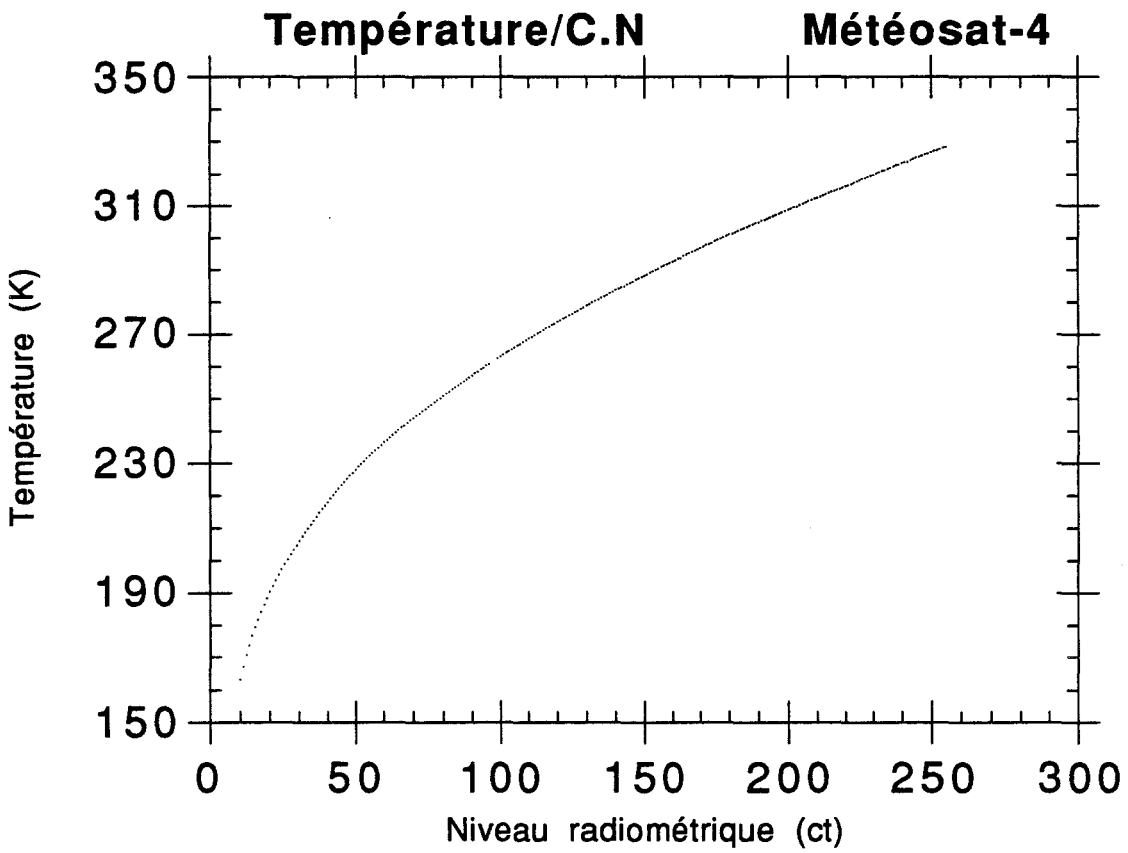


Figure A1- Température de brillance en fonction du niveau radiométrique; Météosat-4.

· Si l'on considère deux capteurs i et j, en combinant (A2) et (A4), on peut écrire:

$$\frac{a_i T^{b_i}}{a_j T^{b_j}} = \frac{\alpha^i_{st}(C^i_{st}-C_0)}{\alpha^j_{st}(C^j_{st}-C_0)} \qquad (A5)$$

L'interétalonnage consiste à recaler entre elles les valeurs C_{st} des capteurs i et j à une température T* choisie. Ainsi pour cette température T*, (A5) se simplifie et donne:

$$\frac{a_i T^{*b_i}}{a_j T^{*b_j}} = \frac{\alpha^i_{st}}{\alpha^j_{st}} \qquad (A6)$$

On choisit T* au milieu de l'échelle utile de température (300 K). La valeur du rapport des coefficients standard est alors calculée. En prenant Météosat 4 comme capteur de référence (α_{st4} = 0,08 $Wm^{-2}.sr^{-1}.ct^{-1}$), on en déduit les valeurs des coefficients standard α_{st} des autres capteurs. Les valeurs α_{st} calculée selon (A6) sont reportées dans le Tableau A2 ci-dessous.

Intervalle de température (K)	Météosat 2	Météosat 3	Météosat 4
260 < T < 300	4.5143E-02	4.7118E-02	8.0000E-02
300< T < 340	4.5136E-02	4.7135E-02	8.0000E-02

Tableau A2. Coefficients standard d'étalonnage en $Wm^{-2}.sr^{-1}.ct^{-1}$.

Comme on peut le constater, les valeurs des coefficients standard sont pratiquement les mêmes d'un intervalle de température à l'autre. On peut donc raisonnablement utiliser une valeur unique sur tout l'intervalle 260-340 K. Sur la Figure A2 on a représenté l'écart relatif (à Météosat-4) des niveaux radiométriques corrigés en fonction de la température T. On observe une dérive de part et d'autre de la température de recalage, correspondant à des écarts inférieurs à 1 ct.

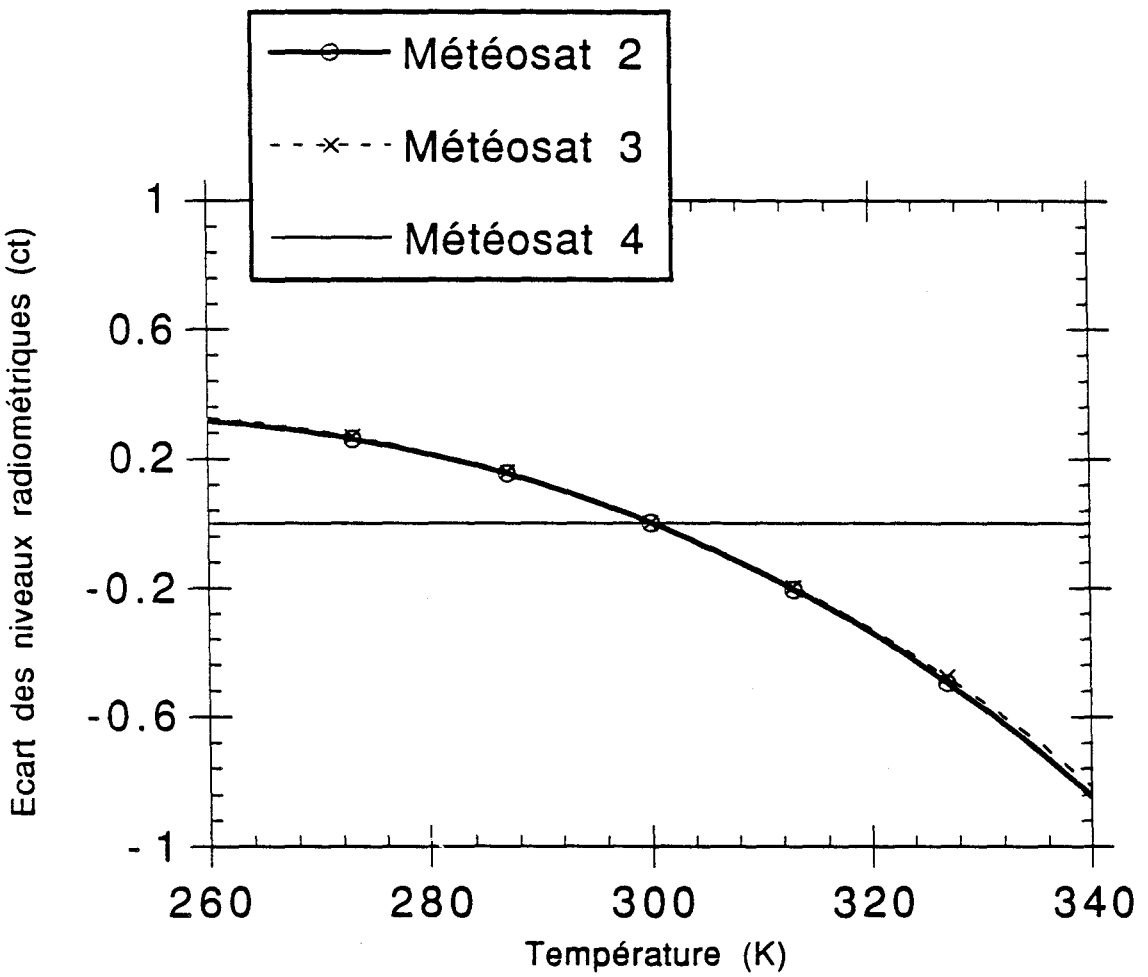


Figure A2- Ecarts relatifs des niveaux radiométriques recalés en fonction de la température.

ANNEXE B

DETERMINATION DU CONTENU ATMOSPHERIQUE EN VAPEUR D'EAU

Détermination du contenu atmosphérique en vapeur d'eau

Le taux d'humidité relative est défini comme le rapport (%) de la pression partielle de vapeur d'eau e à la pression saturante de vapeur d'eau à la température ambiante T, $e_S(T)$:

$$H = 100 \frac{e}{e_s(T)} \qquad (B1)$$

Si l'air est sec, e= 0 et H= 0. Si l'air est saturé à la température T, e= $e_S(T)$ et H= 100 %.

La fonction $e_S(T)$ ne dépend que de la température et peut être approximée par une loi exponentielle (Tetens, 1930):

$$e_s(T) = a \exp\left(\frac{b(T-273.15)}{T-c}\right) \qquad (B2)$$

avec a = 6,1078 hPa, b = 17,269 et c= 35,86 K

Les profils (P,T,H) définissent alors parfaitement le rapport de mélange de l'air humide présent à chaque niveau de pression P et qui s'exprime en gramme de vapeur par gramme d'air sec:

$$r\,(P,H,T) = 0.622 \frac{e(T,H)}{P - e(T,H)} \qquad (B3)$$

La quantité d'eau précipitable w contenue dans une colonne d'air atmosphérique de section unité est alors:

$$w = \frac{1}{g}\int_0^{P_0} r(P,T,H)dP \qquad (B4)$$

où g est l'accélération gravitationnelle, g=9,81 $m.s^{-2}$, et P_0 la pression atmosphérique au niveau du sol.

Lorsque l'on considère les 14 niveaux de pression qui définissent les profils verticaux à partir des données TOGA Basic Level III du CEPMMT, la relation (B4) devient:

$$w = \frac{1}{g}\sum_{i=0}^{i=13} \frac{r_i - r_{i+1}}{2}(P_i - P_{i+1}) \qquad (B5)$$

w est exprimée en $kg.m^{-2}$ si P est en Pa.

ANNEXE C

ALGORITHME DE TRAITEMENT DES NUAGES

Algorithme de traitement des nuages

L'algorithme est articulé en deux phases. Dans la première phase on réalise un traitement journalier des blocs. On étudie le diagramme bidimensionnel (écart-type σ en fonction de la moyenne c du niveau radiométrique de pavés glissants de 3x3 pixels) obtenu pour chaque bloc. On détermine les valeurs journalières du seuil sur la moyenne c_S, de l'effectif n_C et de l'écart-type maximum σ_M du pied identifié comme chaud. Dans la seconde phase on réalise une étude statistique sur chaque bloc des séries temporelles de ces valeurs. On en déduit une valeur minimale de seuil de moyenne c_{SS} et le seuil en écart-type σ_S pour chaque bloc. Toutes les valeurs seuil moyenne journalières supérieures à c_{SS} sont appliquées pour masquer les nuages sur les images originales. Les valeurs seuils inférieures à c_{SS} sont remplacées par c_{SS}.

Phase I: Etude du diagramme bidimensionnel journalier des blocs

Pour accéder aux informations concernant le ou les pied(s) de l'arche, on sélectionne ceux-ci en choisissant un écart-type limite σ_C inférieur à l'écart-type des points représentant les pixels partiellements nuageux. L'observation préalable de plusieurs diagrammes nous a amené à fixer ce seuil à 2 ct.

Première étape: Nature du pied extrême

On s'intéresse d'abord aux points du diagramme d'écart-type inférieur à σ_C. On retient les valeurs extrêmes de moyenne de pavés c_M et c_m. Puis on reconsidère le diagramme dans son ensemble tous écarts-type confondus. Si l'on trouve n points (n>0) situés à droite de c_M, on considère qu'on est présence d'un pied froid (Fig.C1A). Cependant il s'avère que dans certains cas ce pied est chaud (Fig.C1B). Les points situés à droite de ce pied chaud et qui sont d'ailleurs en petit nombre (moins de 5 pts) peuvent s'expliquer de deux façons. 1) Une partie du bloc est couverte par de la poussière; 2) Le bloc présente des hétérogénéités de surface. Dans les deux cas on peut s'attendre à trouver certains pixels à la fois chauds et contrastés.

Figure C1-

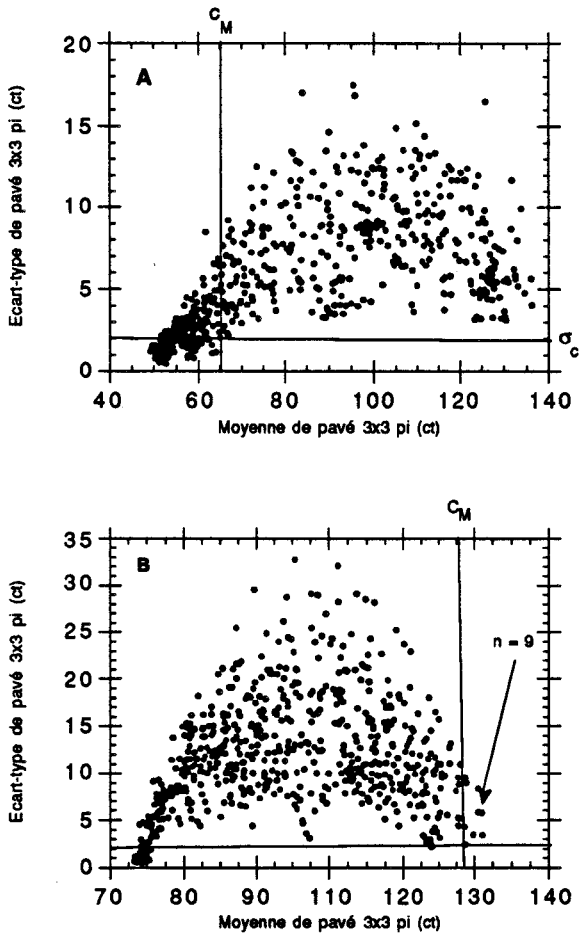
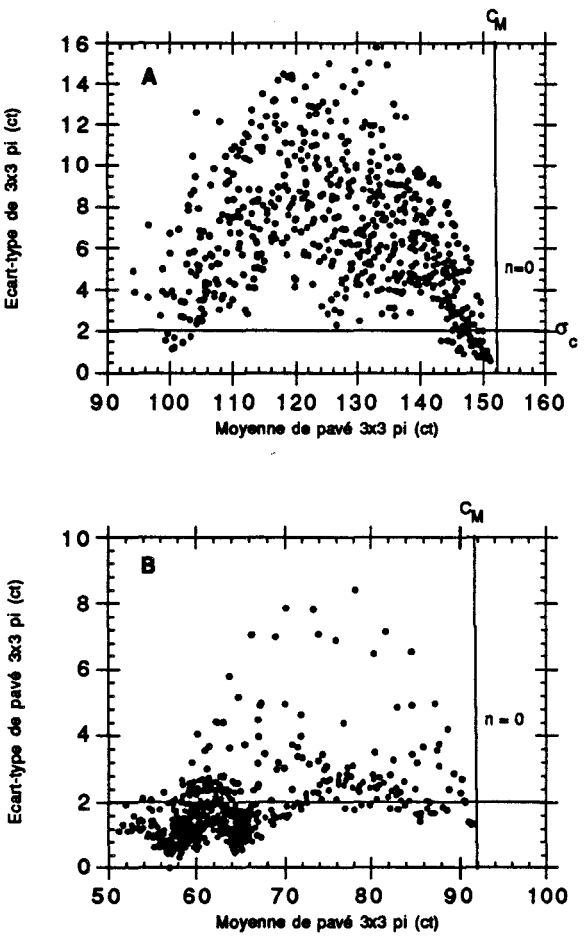

A
B
c_M
σ_c
n = 9
Ecart-type de pavé 3x3 pi (ct)
Moyenne de pavé 3x3 pi (ct)
0
5
10
15
20
25
30
35
40
60
80
100
120
140
70
90
110
130

Figure C2-


A
B
c_M
σ_c
n=0
n = 0
Ecart-type de 3x3 pi (ct)
Ecart-type de pavé 3x3 pi (ct)
Moyenne de pavé 3x3 pi (ct)

Lorsqu'on ne trouve aucun point (n= 0) plus chaud que c_M, on considère qu'on est en présence d'un pied chaud. Cependant il y a encore deux possibilités : soit le pied est chaud comme sur la Figure C2A, soit il est froid comme sur la Figure C2B (ce qui correspond à une situation beaucoup moins fréquente, le bloc est alors entièrement couvert de nuages). Le critère sur n n'est donc pas totalement rigoureux, cependant il nous permet de faire un premier tri (sur la base d'un pied chaud correspondant à n=0 et d'un pied froid lorsque n>0).

Deuxième étape: Détermination du seuil journalier sur la moyenne

On reconsidère les points d'écart-type inférieur à σ_c. On construit un histogramme en classes de largeur l constante, des valeurs de c comprises entre c_M et c_m. Nous avons choisi une largeur l= 3 ct dans le souci de bien discriminer les différents amas de points (pieds). On parcourt ces classes en partant de la classe supérieure (contenant c_M) vers la classe inférieure. On identifie la limite inférieure du pied chaud de l'arche dès qu'on rencontre la première classe vide. On en déduit alors la valeur de seuil de la moyenne c_S (pour la journée et le bloc considéré), qu'on identifie avec la plus petite valeur de c (pour $\sigma < \sigma_c$) rencontrée dans la dernière classe non vide. On a schématisé sur la Figure C3 le mode de détermination de c_S.

Une source d'erreur dans la détermination de la valeur seuil moyenne se situe à ce niveau. En effet pour certaines arches on observe qu'on échoue dans la discrimination correcte du pied chaud car on est en présence d'une contamination nuageuse presqu'aussi chaude que la surface (nuages bas). Cela semble être particulièrement vrai pour les reliefs de la région équatoriale, associés à un pied chaud large résultant de l'étagement en altitude des divers pixels, et généralement encombrés de nuages (susceptibles d'être parfois plus chauds que les sommets). Dans ce cas la valeur de seuil c_S obtenue sera mauvaise (trop faible).

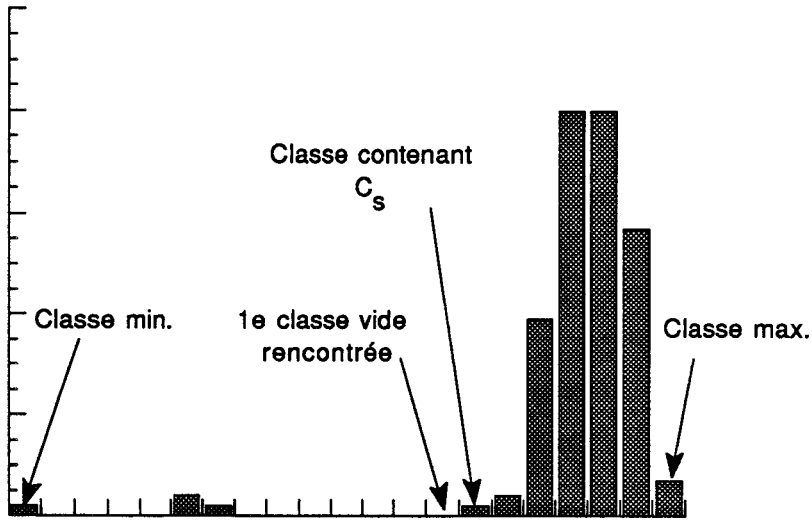


Figure C3. Histogramme des moyennes pour $\sigma < \sigma_C$ illustrant la détermination de la valeur seuil moyenne c_S.

Troisième étape: Détermination de l'écart-type et de l'effectif journaliers du pied chaud

Nous nous intéressons maintenant à la population complète de l'arche dont les points sont caractérisés par $c > c_S$. On considère qu'elle constitue le pied chaud de l'arche. Sur cette population d'effectif n_C, on retient dans une première approximation, la valeur maximale de l'écart-type σ_M comme écart-type seuil du pied chaud.

Phase II: Etude statistique des valeurs journalières

Elle est rendu nécessaire par le fait qu'il existe une proportion (qu'on peut supposer faible en général) de seuils c_S incorrects et que la définition du seuil en écart-type par σ_M ne constitue qu'une première approximation. Pour décrire une distribution on peut utiliser les caractéristiques de tendance centrale (moyenne, médiane, mode), de dispersion (écart et/ou différence par

rapport à la caractéristique centrale) et éventuellement de forme (asymétrie, applatissement).

Les paramètres centraux que nous retenons pour cette étude sont la médiane et la moyenne. La médiane est appropiée lorsqu'au moins 50 % des valeurs de seuil sont correctes, ce qui est souvent le cas. La moyenne étant sensible aux valeurs extrêmes, elle nous sert d'indicateur de contamination de la série des valeurs de c_S par les nuages, par comparaison avec la médiane.

On fait deux hypothèses concernant la distribution des seuils c_S. On considère qu'elle est unimodale et symétrique. La justification qu'on peut donner à ces hypothèses est que les valeurs de seuil non contaminées se regrouperont autour d'une valeur centrale typique du bloc, les écarts devrait être assez limités sur une période de quelques semaines. Une contamination nuageuse des seuils se traduira par un déplacement des paramètres centraux vers le bas. Schématiquement nous pourrions avoir les trois cas d'espèce représentés sur la Figure C4.

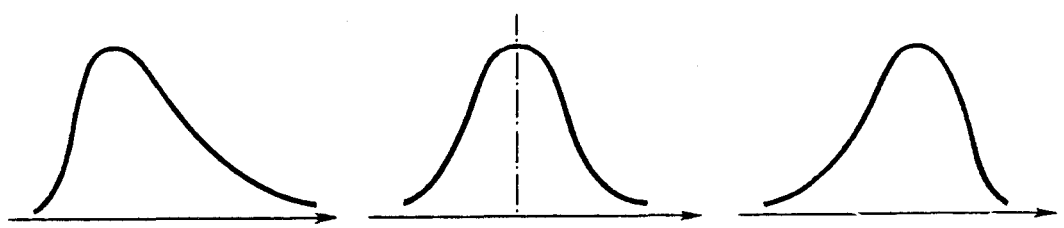


Figure C4- Caractéristiques de tendance centrale et de forme des distributions.

Dans le premier cas, la médiane (Me) est inférieure à la moyenne (Mo). La distribution est étalée vers la droite et les paramètres centraux sont plutôt froids avec une médiane inférieure à la moyenne, car la contamination nuageuse est prépondérante. Dans le second cas la moyenne et la médiane sont confondues: la distribution est symétrique et la contamination nuageuse est nulle. Le troisième cas est typique d'une situation avec une contamination nuageuse limitée des valeurs seuil. La moyenne est inférieure à la médiane.

S'il s'avère que la moyenne est (très) supérieure à la médiane, cas des blocs (fortement) contaminés, on utilise alors la moyenne comme paramètre central. Dans les autres cas on utilise la médiane.

Quel que soit le cas rencontré, on corrige la disymétrie vers les valeurs froides de la distribution en déterminant une valeur minimale c_{SS} en dessous de laquelle les seuils journaliers rencontrés sont déclarés trop faibles.

Première étape: Valeur minimale de seuil de moyenne

On effectue d'abord une sélection de conformité sur les valeurs seuils c_S déterminées dans la première phase. On élimine systématiquement toutes les valeurs de seuils journaliers pour lesquelles n est différent de zéro. Dans cette sélection on perd quelques valeurs correctes ($n > 0$ et pied chaud). Mais à ce stade de l'algorithme nous ne savons pas les discerner des valeurs à rejeter effectivement ($n > 0$ et pied froid). Ainsi pour un bloc donné on conserve un nombre N1 de seuils c_S ($N1 \leq 21$, car on a travaillé sur 21 jours).

Plus l'effectif des points constituants le pied chaud se rapproche de l'effectif total du bloc, plus le cas considéré est clair (peu ou pas du tout de nuages). Par conséquent sur les N1 valeurs de c_S on retient les N2 qui ont un effectif du pied chaud élevé représentant au moins 90% de l'effectif total d'un bloc. Si le nombre de journées retenues suite à cette seconde sélection sur l'effectif des pieds chauds est inférieur à cinq on baisse la barre à 50% et même si nécessaire à 10% pour les blocs fortement couverts sur les trois semaines. Bien évidemment plus la barre est basse plus les valeurs sont dispersées. Lors de cette sélection près de 85% des 595 blocs sont traités sur le critère de 90%, les 15% restant sont essentiellement traités à 50%.

La population des N2 valeurs de c_S est alors représentée par sa valeur maximale c_{Smax} et par sa valeur de tendance centrale (médiane ou moyenne) m. On évalue alors la dispersion admissible des valeurs de c_S en calculant les coefficients

$$\Delta c = c_{smax} - m \qquad (C1)$$

$$Cv = \frac{\Delta c}{m} \qquad (C2)$$

On constate que les blocs qui ont peu ou pas du tout de journées couvertes parmi les m journées sélectionnées présentent de faibles valeurs (moins de 5%) du coefficient de variation (Cv). Pour ces blocs, les seuils moyenne journaliers se regroupent assez bien autour de la médiane. La dispersion est faible. Si la médiane (M) est (trop) faible car contaminée par les nuages, le coefficient de variation (Cv) va croître. Les valeurs maximales observées sont de l'ordre de 50%. Nous avons décidé de fixer à 10% la valeur maximale acceptable du coefficient de variation (Cv), ce qui représente 13 ct pour une valeur moyenne de 130 ct de la médiane.

Si le coefficient de variation Cv est inférieur à 10%, nous déterminons la valeur minimale acceptable de c_S, soit c_{SS} en symétrisant l'écart Δc par rapport à la médiane, soit;

$$c_{ss} = m - \Delta c \qquad (C3)$$

Pour les blocs présentant des valeurs de Cv supérieures à 10% nous procédons encore à la symétrisation précédente. Puis pour toutes les valeurs supérieures à c_{SS}, on détermine une nouvelle valeur médiane (Me*). On recalcule une nouvelle valeur Δc^* puis une nouvelle valeur minimale c^*_{SS}

$$c^*_{ss} = m^* - \Delta c^* \qquad (C4)$$

On remarque d'ailleurs que les valeurs seuil c_S qui avaient été rejetées à tort sur le critère concernant la nature du pied (valeur de n) sont d'une manière générale supérieures à c_{SS} (c^*_{SS}), de sorte qu'elles sont à nouveau prises en compte.

Deuxième étape: Valeur de seuil en écart-type

Sur les N2 valeurs σ_M on rejette toutes celles associées à un seuil c_S inférieur à c_{SS}, puis on prend la valeur minimale σ_S des seuils restants comme seuil du bloc représentatif de toute la période. Nous avons fait ce choix à partir du constat que lors des journées " claires " (diagramme présentant un pied unique et chaud), les blocs ont des populations bien regroupées dans le pied, donc de faible écart-type. La valeur minimale rencontrée dans la série, correspond alors à l'écart-type maximal de la journée la moins perturbée.

ANNEXE D

REFERENCES GEOGRAPHIQUES

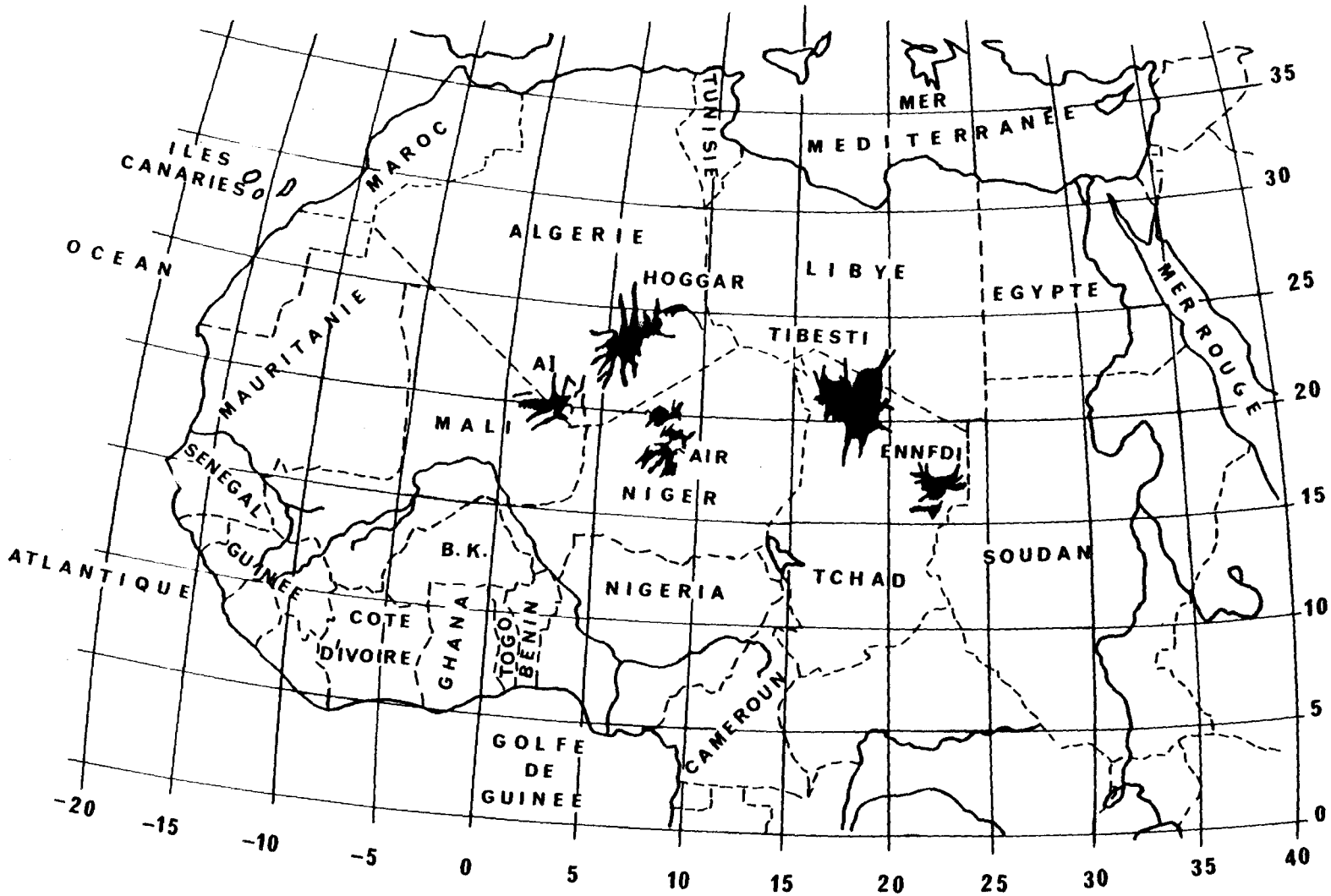


Figure D1- Carte géographique de la zone observée.

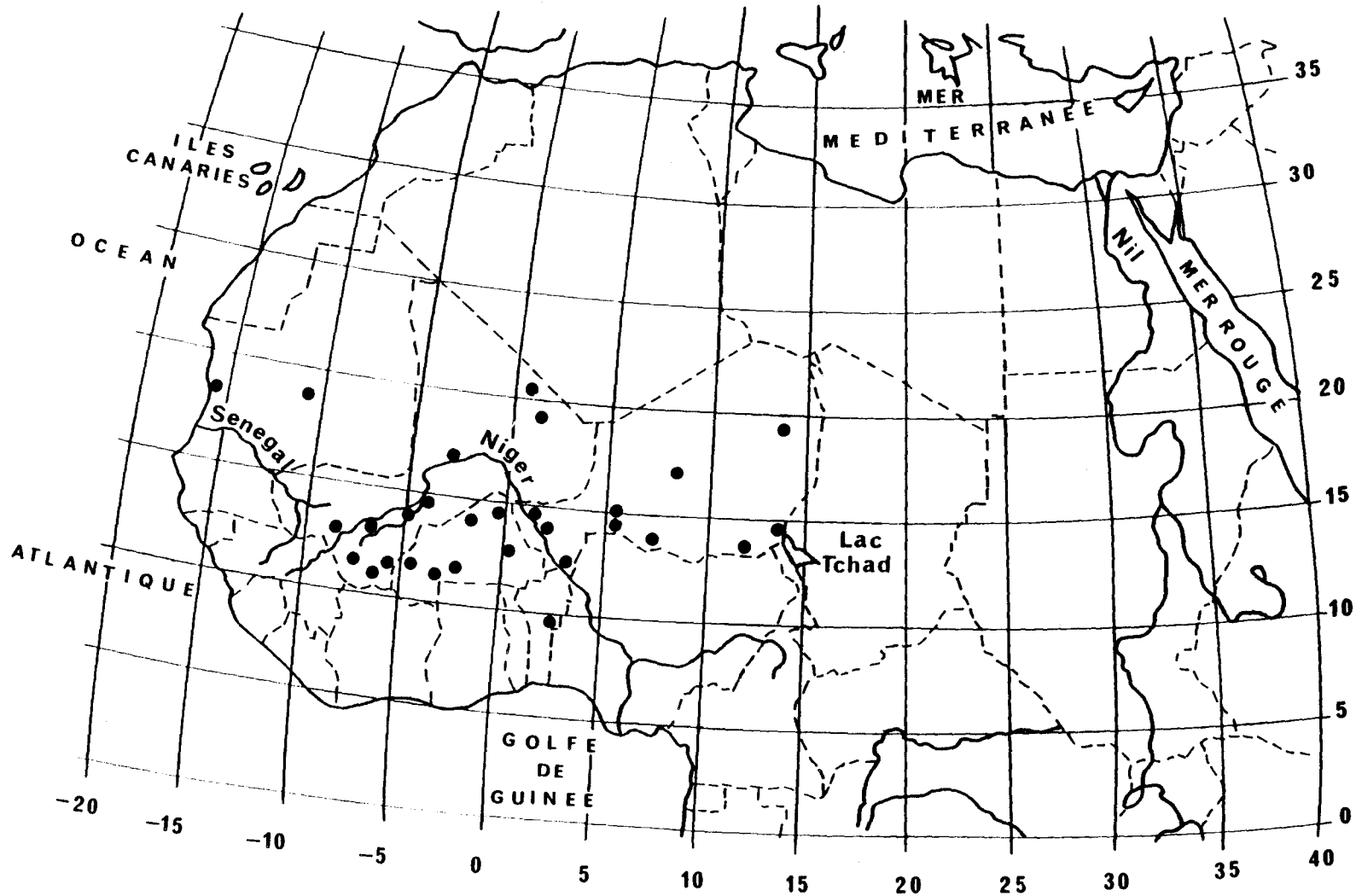


Figure D2- Position des stations de visibilité.

STATION	LATITUDE	LONGITUDE
BENIN(1)		
Parakou	9.38 N	2.67 E
BURKINA(6)		
Bobodioulasso	11.18 N	4.30 W
Boromo	11.78 N	2.90 W
Dori	14.05 N	0.03 W
Fada-Ngourma	12.08 N	0.43 E
Gaoua	10.30 N	3.20 W
Ouahigouya	13.52 N	2.33 W
MALI (11)		
Bamako	12.67 N	4.30 W
Bougouni	11.42 N	7.47 W
Gao	16.32 N	0.15 W
Kidal	18.45 N	1.42 E
Koutiala	12.33 N	5.38 W
Mopti	14.48 N	4.17 W
San	13.35 N	4.95 W
Ségou	13.47 N	6.30 W
Sikasso	11.30 N	5.63 W
Tessalit	20.18 N	1.03 W
Tombouctou	16.82 N	2.98 W
MAURITANIE(2)		
Nouakchott	18.15 N	15.97 W
Tidjikdja	18.48 N	11.52 W
NIGER (10)		
Agadez	17.00 N	7.93 E
Bilma	18.77 N	12.98 E
Birni N'konni	13.82 N	5.32 E
Gaya	11.87 N	3.47 E
Mainé Soara	13.23 N	12.00 E
Maradi	13.48 N	7.17 E
N'guigmi	14.32 N	13.10 E
Niamey	13.53 N	2.08 E
Tahoua	14.95 N	5.31 E
Tillabery	14.20 N	1.53 E

Tableau D.1- Latitude et longitude en degrés décimaux des stations de visibilité.

ANNEXE E

TRACKING THE DUST OVER AFRICA BY MEANS OF THE METEOSAT THERMAL IR IMAGERY

M. Legrand and C. N'doume

IRS'92: Current Problems in Atmospherics Radiations, 342-344, A. Deepak Publishing

TRACKING THE DUST CLOUDS OVER AFRICA BY MEANS OF THE METEOSAT THERMAL IR IMAGERY

M. Legrand and C. N'doumé
Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille-1
59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

ABSTRACT

Saharan dust transported over Africa can be observed by processing the data of the thermal IR channel of Meteosat. The resulting images could be the basis of a dustiness satellite product of meteorological and climatological relevance. The updated state of the art is presented and the needed improvements are discussed in this prospect.

1. INTRODUCTION

Clouds of dust originating in the Sahara and its borders are currently observed over Africa through image processing of Meteosat thermal IR data during both day and night (Legrand et al. 1985, 1988). The processing has been described in detail by Legrand (1990). It is schematically presented in Fig. 1, where the reference image (RI) is supposed to be clean of any dust or water cloud. During the day dust looks cold, as water clouds do. Thus the RI is a warm maximum image synthesized from the set of N original images (OI) relative to a N-day period. The difference image (DI) obtained by subtracting the OI from the RI keeps the atmospheric information only, allowing to observe the dust clouds. During the night dust looks warm, while water clouds look still cold Thus the day processing is no longer valid. Instead, a preliminary extra step consists in identifying cloudy areas using a two-threshold technique and replacing them by a hot mask (255 et for the 8-bit Meteosat data). It follows that both cloudiness mask and dust look warm, and a cold (minimum) RI image can then be synthesized (instead of the daytime hot one).

2. CURRENT STATE OF THE ART

With the method described above, daytime dust clouds are easily observed (see Fig. 2). In previous papers (Legrand et al. 1985; Legrand 1990), daytime images of dust clouds have been presented and validated using the visibility from the stations of the synoptic meteorological network as a dustiness index. Comparison of time series of the radiometric data with the visibility observations, and comparison of dust cloud shapes with the contours of visibility have been presented. These comparisons showed a broad consistency for our case studies. Moreover, aerosol optical depth from sunphotometry has been shown to be satisfactorily correlated with the satellite data (Legrand et al. 1989; Tanré and Legrand, 1991).

2.1 PERIOD OF SYNTHESIS LENGTH

The effect of the period length for the daytime RI synthesis has been recently studied using Real Time Window Meteosat data of November 1989 extending over 4°N-24°N and 16°W-22°E. It has been observed that a one-week period does not permit to eliminate completely all the clouds of water and dust on the RI, because of the persistence in places of either water clouds or dust clouds over one week. A much cleaner RI is obtained when increasing the period up to three weeks. Then, a few dust patches invisible on DIs issuing from a one-week RI, appear if a three-week RI is used.
Absorption and emission by water vapor have to be considered, owing to the presence in the 10.5-12.5-μm channel of Meteosat of both weak absorption lines and a continuum. It follows that atmospheric humidity is inconvenient in some extent for the satellite detection and

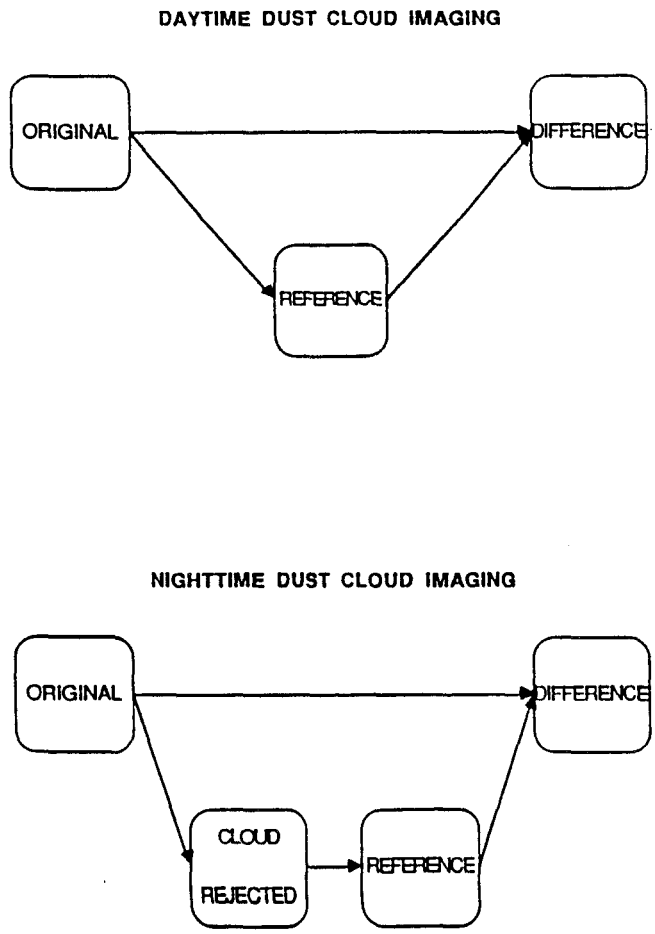


Fig. 1. Image processing diagrams. For a daytime case: DI = RI - OI. For a nighttime case: DI = OI - RI + K, the positive constant K being added to avoid negative values for DI. The symbols meaning is as follows: OI, original image: RI, reference image; DI, difference image.

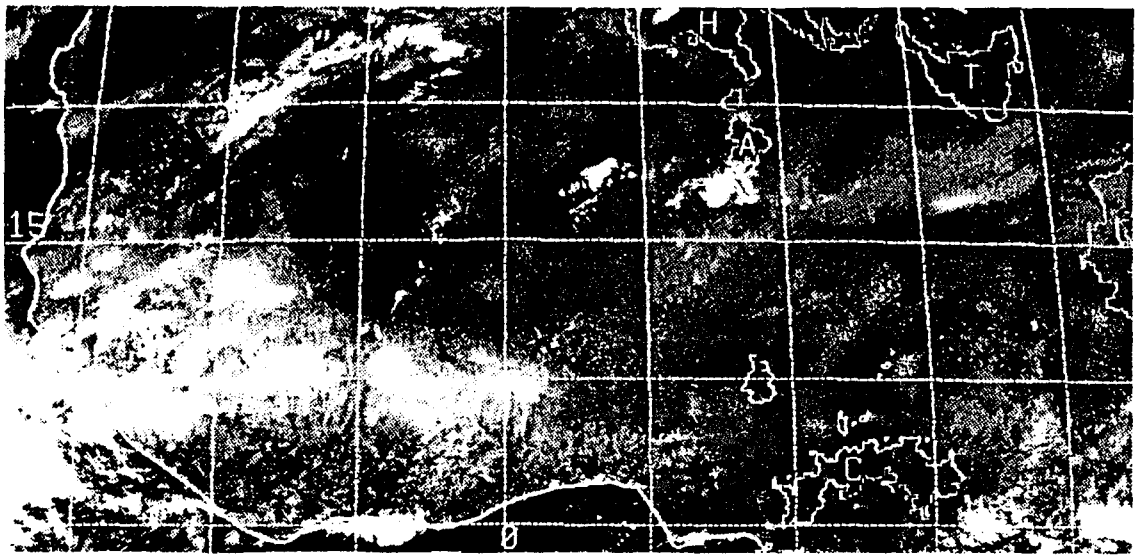


Fig. 2. Difference image describing the dustiness pattern over West Africa (11/24/89 at 1200 UTC). The reference image results from a three-week synthesis. The (gray) dust clouds are distinctly differentiated from the (white) water clouds and the (black) clean atmosphere. A dust plume initiating south of the Tibesti in an area identified as a source (after Bertrand et al., 1975) is transported towards SW in the harmattan wind flow. Dust behavior is related to the topography illustrated with the 1000-m contours. Thus, dust motion can be observed between the massifs of Ahagar and Aïr. The meaning of the plotted symbols is as follows: T, Tibesti; H, Ahagar; A, Aïr; C, Cameroons mountains.

measurement of dustiness (i.e. see Tanré and Legrand, 1991). Fortunately, a favorable feature of the atmospheric water vapor amount over most of the areas of concern, is that its time variability is usually rather moderate when compared to the dust amount variability. In this case the error induced by humidity change is acceptable as it is small relatively to the corresponding dust effect on the satellite response. But there are cases for which this assumption holds no longer: particularly over the maritime areas, and near the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) limiting the moist airmasses at South and the dry airmasses at North. Then, some distortion can be introduced in the dustiness pattern of the DIs by large humidity variations. This fact become particularly evident on the three-week DIs, because the probability of occurrence of a large variation of water vapor amount increases with the period length.

2.2 CLOUDINESS IDENTIFICATION PROCESSING

The dust clouds can also be observed during the night, and the resulting DIs have also been validated using the visibility observations (Legrand et al., 1988). Moreover, the study of a chronological sequence 10-day long and at 12-hour intervals (03 and 15 UTC) showed a quite consistent evolution of the dust pattern between the alternate day and night images (Legrand, 1990). But the method is not so easy to apply because of the preliminary cloud rejection step (see Fig. 1). This rejection needs to be realized with care because the persistency of a few cloudy residues on the processed OI set would lead to their gathering on the (cold) RI. Thus, the initial cloud rejection method (Legrand et al., 1988) has been modified in order to improve the nighttime RI quality.

1) The uniform mean radiance threshold has been replaced by a spatially varied threshold, in order to account for the fact that ground surfaces are colder in the northern and eastern regions (seasonal and daily effects). The threshold values have been tuned in order to observe the best agreement between the clouds on the OI and the hot masked clouds on the processed OI.

2) The previous process has been automatized so as to apply easily to the large dataset necessary for the climatological studies. For this, the image have been divided into blocks, large enough to allow a statistical processing but small enough to ensure the condition of surface homogeneity at best. The thresholds are then automatically determined for every block. The threshold mean-value varies from day to day, while the threshold standard deviation is constant over the synthesis period. The RIs resulting from the automatic and non automatic processings are observed to agree satisfactorily.

3. IMPROVEMENTS UNDER STUDY AND PROSPECTS

3.1 DUST PRODUCT AND WATER VAPOR

The contamination by the atmospheric water vapor varying amount is the major difficulty still to be resolved in order to ensure the complete reliability of the DIs as a dustiness descriptor. Because there is no water vapor sounder aboard Meteosat, the right way to set about this problem would be to introduce additional extraneous water vapor data in an algorithm of correction of the OI water vapor amount variation. These data could be obtained either from conventional measurements (analyses of the ECMWF) or from satellite (TOVS). But in the present state of the art, the ECMWF data are used only for checking the quality of the DIs with respect to the humidity variations. These ECMWF data are also to be used jointly with the three-hourly reported visibilities of the meteorological stations, as to optimize the synthesis period length between the extreme values one week and three weeks.

3.2 DUST PRODUCT VALIDATION

However, it appears that the more persistent problem met in this study is the validation of the DIs. How could we control that dust really exists at the very places it appears on

the images, and only at these places? Available and reliable photometric data over the Sahelian and Saharan regions are not so common. On the other hand, the visibility measurements are more easily available (even though they are not performed over extended areas of interest, e.g. in the Sahara). But visibility is a semi qualitative and not completely reliable indicator of the presence of dust clouds. Only dust clouds at contact with the ground could be detected in this way (fortunately this seems to be a usual case, at least in the Sahel). Also, attention has to be paid to the extraneous causes of visibility decrease such as local pollution and so on. Thus this parameter could be used for a quality control of the DIs only on a statistical basis (say, calculating correlations for a large set of stations, over a long period). In order to overcome this difficulty, a reliable turbidity monitoring in the area of concern (broadly speaking, the Sahara and the Sahel) would be of the greatest interest. Setting up a network of sunphotometers could, among other objectives, give the solution of this problem. Indeed such a network is currently in project (project RAMESES)[1]. But delays inherent to such a project let us suppose that some time and effort will be still necessary before it could be realized.

ACKNOWLEDGMENTS

This research has been supported by the Programs *Environnement* and *Phase Atmosphérique des Cycles Biogéochimiques*. The authors wish to thank L. Gonzalez and C. Deroo for their technical assistance for the data and image processing realized with the system SPHINX.

REFERENCES

Bertrand, J.J., J. Baudet and A. Drochon, 1975: Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest, *J. Rech. Atmos.*, **8**, 845-860.

Legrand, M., J.J. Bertrand and M. Desbois, 1985: Dust clouds over West Africa: A characterization by satellite data, *Ann. Geophys.*, **3**, 777-784.

Legrand, M., M. Desbois and K. Vovor, 1988: Satellite detection of Saharan dust: Optimized imaging during nighttime, *J. Climate*, **1**, 256-264.

Legrand, M., J.J. Bertrand, M. Desbois, L. Menenger and Y. Fouquart, 1989: The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan-dust optical depth over Africa, *J. Appl. Meteor.*, **28**, 309-318.

Legrand, M., 1990: Etude des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 microns de Météosat: Visualisation, interprétation et modélisation, *Thèse d'Etat, Université de Lille-1*, N° 787.

Tanré, D., and M. Legrand, 1991: On the satellite retrieval of Saharan dust optical thickness over land: Two different approaches, *J. Geophys. Res.*, **96**, 5221-5227.

[1]Proposition de projet de recherche "RAMESES" (Réseau Africain de MESures d'Extinction Solaire; Phase 1), 59 pp., abstracts in English and French available to M. Legrand, LOA, Université de Lille-1, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex (France).

BIBLIOGRAPHIE

ARKING A., 1964 : Latidunale distribution of cloud cover from TIROS III photographs. *Science*, 143, 569-572.

ARKING A., et J. D. CHILDS, 1985 : Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. *J. Climate. Appl. Meteor.*, 24, 322-333.

AYAKE A. D., 1987 : Evaluation des surfaces couvertes par la brume sèche et des masses de poussière en suspension dans l'atmosphère au-dessus de l'Equateur. *Diplôme d"Etudes Approfondies,* Université Nationale de Côte d'Ivoire, 26 pp.

BEN MOHAMED, et J.-P. FRANGI, 1986 : Results from Ground-based Monitoring of Spectral Aerosol Optical Thickness and Horizontal Extinction: Some Specific Characteristics of Dusty Sahelian Atmospheres. *J. Climate. Appl. Meteor.*, 25, 1807-1815.

BERANGER A., 1963 : Contribution à l'étude des lithéométéores. *NIT Section,* 7, 31, *Météorologie Nationale,* Paris.

BERGAMETTI G., GOMES L., REMOUDAKI E., DESBOIS M., MARTIN D. et BUAT-MENARD P., 1989a : Present transport and deposition pattern of African dust to the northwestern Mediterranean, in *Paleoclimatology and Paleometeorology ; Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transports*, by M. Leinen and M Sarnthein eds., D. Redel, Hingham, Mass., 227-252.

BERGAMETTI G., GOMES L., COUDE-GAUSSEN G., ROGNON P. et LE COUSTUMER M. N., 1989b : Africain dust observed over Canary Islands: Source-regions identification and transport pattern for some summer situations, *J. Geophys. Res.*,Vol 94, 14-855, 14-864.

BERGAMETTI G., 1992 : Atmospheric Cycle of Desert Dust. *Encyclopedia of Earth Systeme Science*, Vol. 1, 171-182.

BERNET G., F. DHONNEUR, P. FALQUE et L. SHROEDER, 1967 : Les lithéométéores au Tchad. *Publications de la DEM,* 16, série 2 ASECNA, Dakar.

BERTRAND J. J., 1977 : Action des poussières sub-sahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'Ouest. *Thèse de doctorat d'état,* Université de Clermont-Ferrand, 230 pp.

CADET D. L. et GUILLOT B., 1991 : Estimation des Précipitations par Satellite, Programme de Recherche, Mai 1991, 64 pp.

CARLSON T. N. et J. M. PROSPERO, 1972 : The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *J. Appl. Meteor.*, 11, 283-297.

CARLSON T. N, 1979 : Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analysis of satellite brightness data. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 322-335.

CARLSON T. N et BENJAMIN S. T., 1980 : Radiative heating rates for Saharan dust. *J. Atms. Sci.*, 37, 193-213.

CARLSON T. N, 1982 : Atmospheric turbidity in Saharan dust over the Atlantic : A Status Report. *Symposium COSPAR* sur le Sahel., Janvier 1982, Paris.

CAUTENET G., M. LEGRAND, S. CAUTENET, B. BONNEL et G. BROGNIEZ 1992 : Thermal impact of Saharan dust over land. Part I : Simulation. *J. Appl. Meteor.,* 31, 166-180.

CLARK I. O., 1987 : Essai d'estimation du pouvoir de déflation relatif du vent dans 7 stations du Sahel sur 24 ans. *Diplôme d'Etudes Approfondies,* Université Nationale de Côte-d'Ivoire, 31 pp.

COAKLEY J. A., Jr. et F. P. BRETHERTON, 1982 : Cloud cover from high-resolution scanner data : Detecting and allowing for partially filled fields of view. *J. Geophys. Res.*, 87, 4917-4932.

COUDE-GAUSSEN G. et ROGNON P., 1983 : Les poussières sahariennes. *La Recherche*, Vol 14, No 147, 1050-1062.

D'ALMEIDA G. A., 1985 : Report on the study of transport of Sahelian particulate matter using sunphotometer observations. *WMTO/TD-45, WMO,* 32 pp.

D'ALMEIDA G. A., 1986: A model for Saharan dust transport. *J. Climat. Appl. Meteor.,* 24, 903-916.

D'ALMEIDA G. A., 1987: On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, 3017-3026.

DESBOIS M., G. SEZE et G. SZEJWACH, 1982 : Automatic classification of clouds on METEOSAT imagery : Application to high-level clouds. *J. Appl. Meteor.,* 21, 401-412.

DETTWILLER J., 1965 : Note sur la structure du front intertropical sur le Nord-Ouest de l'Afrique. *La Météorologie*, 80, 330-347.

DUBIEF J., 1979 : Review of the North African climate with particular emphasis on the production on eolian dust in the Sahel zone and the Sahara, in "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", *Ed C. Morales,* SCOPE Report 14, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 27-48.

FRASER R. S., 1976: Satellite measurement of mass of Sahara dust in the atmosphere. *Appl. Opt.*, Vol 15, No 10, 2471-2479.

GRIGGS M., 1979: Satellite observations of atmospheric aerosols during EOMET cruise. *J. Atmos. Sci.,* 36, 695-698.

GUILLOT B. et NOYELET A.., 1987: Commentaire de la photographie de couverture image infrarouge Météosat II du 19 Décembre 1986, 12h00 TU. *Veille Climatique Satellitaire,* 16, 78-83.

JANKOWIAK I., 1992 : Surveillance des aérosols désertiques à partir de l'imagerie Météosat et estimation de leur impact radiatif. *Thèse d'université* N° 871, Université des Sciences et Technologies de Lille., 150 pp.

JANKOWIAK I. et TANRÉ D., 1992 : Satellite climatology of Saharan dust outbreaks : Method and preliminary results. *J. Climate,* 6, 646-656.

JOUSSAUME S., 1990 : Three-Dimensional Simulations of the Atmospheric Cycle of Desert Dust Particules Using a General Circulation Model. *J. Geophys. Res.*, 95, 1909-1941.

KALU A. E., 1979 : The African dust plume : Its characteristics and propagation across west Africa in winter, in "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", *Ed C. Morales,* SCOPE Report 14, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 95-118.

KOEPKE P. et H. QUENZEL, 1979 : Turbidity of the atmosphere determined from satellite calculation on optimum viewing geometry. *J. Geophys. Res.*, 84, 7847-7855.

LEGRAND M., J. J. BERTRAND et M. DESBOIS, 1982 : Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de Météosat-1 (premiers résultats). *La Météorologie,* 29-30, 153-159.

LEGRAND M., J. J. BERTRAND et M. DESBOIS, 1985 : Dust clouds over West Africa : A characterization by satellite data. *Ann. Geophys.,* 3, 777-784.

LEGRAND M., J. J. BERTRAND, M. DESBOIS, L. MENENGER et Y. FOUQUART, 1989 : The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan dust optical depth over Africa. *J. Appl. Meteor.,* 28, 309-318.

LEGRAND M., J. J. BERTRAND et K. VOVOR, 1988 : Satellite detection of Saharan dust : optimized imaging during nighttime. *J. Climate,* 1, 256-264.

LEGRAND M., 1990 : Etude des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 microns de Météosat : Visualisation, Interpretation et Modélisation. *Thèse de doctorat d'état* N^0 787, Université des Sciences et Technologies de Lille.

LEGRAND M., G. CAUTENET et J.C. BURIEZ, 1992 : Thermal impact of Saharan dust over land. Part II : Application to satellite IR remote sensing. *J. Appl. Meteor.,* 31, 181-192.

MINNIS P. et E. F. HARRISSON, 1984 : Diurnal variability of regional cloud and clear sky radiative parameters derived from GOES data. Part I : Analysis method. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 993-1011.

NORTON C. C. , F. R. MOSHER, B. HINTON, D. W. MARTIN, D. SANTEK et W. KUHLOW, 1980: A model for calculating desert aerosol turbidity over oceans from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.*, 19, 633-644.

PHULPIN T., M. DERRIEN et A. BREARD, 1983 : A two-dimensional histogram procedure to analyse cloud cover from the NASA satellites high resolution imagery. *J. Appl. Meteor.*, 22, 1332-1345.

PROSPERO J. M., SAVOIE D. L., CARLSON T. N. et NESS R. T., 1979 : Monitoring Saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements. in Ed C. Morales, SCOPE Report 14, Swedish Natural Research Council, Wiley, Chichester, 171-186.

PROSPERO J. M., GLACCUM R. A. et NESS R. T., 1981 : Atmospheric transport of soil dust from Africa to south America. *Nature*, 289, 570-572.

ROSSOW W. B., F. MOSHER, E. KINSELLA, A. ARKING, M. DESBOIS, E. HARRISSON, P. MINNIS, E. RUPRECHT, G. SEZE, C. SIMMER et E. SMITH, 1983 : ISCCP cloud algorithm intercomparison. *J. Climate Appl. Meteor.* 24, 877-903.

SAUNDERS R.W., 1985 : Monthly mean cloudiness observed from METEOSAT-2. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 114-127.

SCHUTZ L., 1981 : Long-range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. *Ann. N. Y. Acad. Sci* , 338, 515-532.

SHENK W.F., et R. J. CURRAN, 1974 : The detection of dust storms over land and water with satellite visible and infrared measurements. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 830-837.

SOUFFLET V., TANRE D., BEGUE A., PODAIRE A. et DESCHAMPS P. Y., 1991 : Atmospheric effects on NOAA/AVHRR imagery over Sahelian Regions. *Int. J. Remote Sensing*, Vol 12, 1189-1204.

TANRÉ D., DEVAUX C., HERMAN M., SANTER R. et GAC J. Y., 1988 : Radiative properties of desert aerosols by optical ground-based measurements at solar wavelengths. *J.Geophys. Res.*, 93, 15955-15964.

TANRÉ D. et M. LEGRAND, 1991 : On the satellite retrieval of Saharan optical thickness over land : Two different approaches. *J.Geophys. Res.*, 96, 5221-5227.

TANRÉ D., HOLBEN B. N. et KAUFMAN Y., 1992 : Atmospheric Correction Algorithm for NOAA-AVHRR Products: Theory and Application. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30, No 2, 231-248.

TETENS O., 1930: Uber einige meteorologische Begriffe. *Z. Geophys.*, 6, 297-309.

WCP-12, 1980 : Report of the meeting of JSC experts on aerosols and climate. Genève, *WMO/ICSU*, 65 pp.

UNIVERSITE DES Sc. et Techn.
BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE
LILLE