



N° d'ordre: 221



REPUBLIQUE DE COTE D'IVOIRE
UNION-DISCIPLINE-TRAVAIL

MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE NATIONALE DE COTE D'IVOIRE

par

KONARE Abdourahmane dit Ely

Maître ès Sciences

Option: Physique

pour obtenir le titre de **DOCTEUR 3^{ème} CYCLE**

Spécialité: **Géophysique Externe**

sujet de la thèse

**CONTRIBUTION A L'IMPLANTATION D'UN RESEAU DE
MESURES PHOTOMETRIQUES EN AFRIQUE:**

**ETUDE CRITIQUE ET EXPLOITATION DES MESURES
CAS DE BIDI ET DE BAMAKO**

soutenue le 27 Mai 1995

devant le jury composé de:

M. Antoine ACHY SEKA	Professeur, Université Nationale de Côte d'Ivoire	Président
M. Michel LEGRAND	Professeur Université de Lille I	Examineur
M. Jean Joseph BERTRAND	Maître de Conférences, Université de Paris XII	Rapporteur
M. Paul ASSAMOI	Maître de Conférences, Univ. Nationale de Côte d'Ivoire	Examineur
M. Charles MOHAMED	Maître Assistant, Univ. Nationale de Côte d'Ivoire	Rapporteur

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I: INTERET DES MESURES PHOTOMETRIQUES	5
I-1: IMPORTANCE DES BRUMES SECHES EN AFRIQUE	5
I-2: RELATION ENTRE BRUMES SECHES ET SECHERESSE	7
I-3: NECESSITE DES MESURES PHOTOMETRIQUES	9
CHAPITRE II: LA MESURE PHOTOMETRIQUE	10
II-1: PRINCIPE DE LA MESURE PHOTOMETRIQUE	10
II-2: LES APPAREILS PROPOSES	13
II-2-1 Le Voltzètre	13
II-2-2 Le photomètre LMD/GEAS	13
II-2-3 Le photomètre Noll et le photomètre Cimel "manuel"	14
II-2-4 Le photomètre Cimel automatique	15
II-3: L'EXPLOITATION DES DONNEES	17
II-3-1 Détermination de l'épaisseur optique d'aérosols	17
II-3-2 Détermination des coefficients d'Angström α et β	19
II-3-4 Détermination de la hauteur d'eau précipitable	19
II-3-5 Détermination de l'épaisseur optique d'ozone	21
II-3-3 Principe de détermination de la granulométrie des aérosols par la méthode d'inversion de King	21
CHAPITRE III: HISTORIQUE DES MESURES PHOTOMETRIQUES EN AFRIQUE	23
III-1: BIBLIOGRAPHIE DES MESURES PHOTOMETRIQUES REALISEES EN AFRIQUE	23
III-2: LE PROGRAMME PHOTONS DE MESURES PHOTOMETRIQUES	28
CHAPITRE IV: EXAMENS DES PARAMETRES QUI INFLUENCENT LA QUALITE DES MESURES PHOTOMETRIQUES	30
IV-1: THEORIE DES ERREURS SUR LES DIFFERENTS TERMES DE LA LOI DE BOUGUER-LAMBERT-BEER	30
IV-2: INCERTITUDE PROVENANT DE LA MASSE OPTIQUE m	31
IV-3: INCERTITUDE DUE A LA DETERMINATION DE LA CONSTANCE D'ETALONNAGE	32
IV-3-1 CAS GENERAL	32
IV-3-1-1 Théorie	
IV-3-1-2 Détection à posteriori d'une anomalie sur la constante d'étalonnage	
IV-3-1-3 Correction de la constante d'étalonnage	

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé en grande partie au Laboratoire de Physique Atmosphérique de l'Université Nationale de Côte d'Ivoire. Il s'est trouvé enrichi par deux séjours de trois mois au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (LOA).

J'exprime toute ma gratitude au Professeur Antoine Achy Séka, Chef du département de Physique et Directeur du Laboratoire, qui me fait le grand honneur de présider le Jury de ma thèse. Je le remercie vivement pour les remarques et directives qui ont grandement amélioré la qualité de ce travail.

Je tiens particulièrement à remercier Monsieur Jean Joseph Bertrand actuellement à l'Université de Paris XII, pour m'avoir proposé et dirigé ce travail. Il a tant fait pour moi et je voudrais lui exprimer ici toute ma reconnaissance.

Monsieur Paul Assamoi et Monsieur Mohamed Charles me font l'honneur de juger ce travail. Je les remercie pour les remarques judicieuses dont ils m'ont fait part.

Une partie de ce travail s'est déroulé au LOA sous la direction du professeur Michel Legrand. Je l'en remercie particulièrement pour avoir mis à ma disposition tous les moyens scientifiques et techniques nécessaires à l'aboutissement de cette thèse.

Mes remerciements vont également à l'endroit de Monsieur Claude Devaux, Professeur au LOA. L'apprentissage de ses techniques d'exploitation des mesures photométriques est pour moi un grand acquis.

Le travail présenté ici a largement bénéficié de la collaboration scientifique technique et morale de Artemio Fattori ex-étudiant en thèse au LOA. En particulier, c'est lui qui m'a appris les techniques d'extraction du contenu en eau de l'atmosphère présentées dans ce travail.

Je voudrais remercier Anne Vermeulen pour m'avoir aidé à comprendre les techniques d'inversion du professeur Claude Devaux.

IV-3-2	INFLUENCE DE LA TEMPERATURE DU DETECTEUR SUR LA CONSTANTE D'ETALONNAGE	38
IV-4:	INCERTITUDE PROVENANT DE LA MESURE DU SIGNAL	40
IV-4-1	INCERTITUDE DUE A LA QUALITE DES FILTRES	41
IV-4-2	INCERTITUDE DUE A L'OUVERTURE DU PHOTOMETRE	41
IV-4-3	INCERTITUDE DUE A LA MAUVAISE VISEE ET/OU AUX NUAGES	42
IV-4-3-1	Observations	
IV-4-3-2	Méthode de correction	
IV-4-3-4	Résultats	
IV-5	EVALUATION DES DIFFERENTES ERREURS: CAS PRATIQUE DES MESURES EFFECTUEES LE 01/12 ET LE 01/12 A BAMAKO.	50
IV-6	CONCLUSION	52

CHAPITRE V: EXPLOITATION DES MESURES PHOTOMETRIQUES REALISEES A BIDI-BAHN ET A BAMAKO

53

V-1	LES MESURES PHOTOMETRIQUES DE BIDI-BAHN	53
V-1-1	BILAN DES MESURES EFFECTUEES.	53
V-1-2	DETERMINATION DES CONSTANTES D'ETALONNAGE DU PHOTOMETRE	54
V-1-2-1	Evolution temporelle de la constante d'étalonnage du photomètre	
V-1-2-2	Variation de l'épaisseur optique d'aérosols au cours de la matinée	
V-1-3	VARIATION SAISONNIERE DU TROUBLE EN ETE.	57
V-1-4	RELATION ENTRE LES COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM α ET β	58
V-1-5	CONCLUSION	59

V-2	LES MESURES DE BAMAKO	60
V-2-1	SITE DES MESURES EFFECTUEES	61
V-2-2	LES EPAISSEURS OPTIQUES D'AEROSOLS	62
V-2-3	LES COEFFICIENTS D'ANGSTRÖMS α ET β	68
V-2-3-1	Analyse du coefficient d'Angström α	
V-2-3-2	Analyse du coefficient de trouble β	
V-2-3-3	Relation entre les coefficients α ET β	
V-2-4	GRANULOMETRIE DES AEROSOLS	74
V-2-4-1	Constitution du fichier des épaisseurs optiques d'aérosols	
V-2-4-2	Hypothèses de base	
V-2-4-3	Présentation des distributions granulométriques	
V-2-4-4	Analyse de l'évolution du nombre de particules dans les différentes gammes granulométriques	
V-2-4-5	Restitution des épaisseurs optiques d'aérosols inversées.	

V-2-5	MISE EN EVIDENCE A PARTIR DES MESURES PHOTOMETRIQUES DE LA POLLUTION D'ORIGINE ANTHROPIQUE A BAMAKO. ESSAI DE QUANTIFICATION EN MASSE.	86
V-2-5-1	Expérience	
V-2-5-2	Analyse et interprétation des résultats	
V-2-5-3	Estimation de la masse de poussière dans l'atmosphère de Bamako due à l'activité humaine.	
V-2-6	HAUTEUR D'EAU PRECIPITABLE	92
V-2-6-1	METHODE UTILISEE	92
V-2-6-2	APPLICATION AUX MESURES DE BAMAKO: COMPARAISON AVEC LES RADIOSONDAGES	94
V-2-6-2-1	Etude du comportement diurne	
V-2-6-2-2	Variabilité temporelle du contenu en eau de l'atmosphère à Bamako	
V-2-6-2-3	Modélisation du rapport de transmission de l'atmosphère	
V-2-6-2-4	Contenu en eau déterminé à partir des radiosondages	
V-2-6-2-5	Comparaison du contenu en eau déterminé à partir de la méthode d'absorption différentielle avec celui déterminé par les radiosondages.	
V-2-6-3	INFLUENCE DU CONTENU EN EAU DE L'ATMOSPHERE SUR L'AEROSOL DE BAMAKO	103
	CONCLUSION GENERALE	106
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	110
	ANNEXE I RAPPORT D'INTERCOMPARAISON DES PHOTOMETRES CIMEL ET NOLL	
	ANNEXE II BILAN DES MESURES EFFECTUEES	
	ANNEXE III COMPARAISON DES EPAISSEURS OPTIQUES AUX CANAUX EN COMMUN (440 ET 870 NM) DES PHOTOMETRES 5 FILTRES ET 6 FILTRES.	

INTRODUCTION

La modification du climat sous l'effet conjugué des causes naturelles et anthropiques constitue une des préoccupations majeures de notre temps (Convention de RIO sur l'Environnement, 1993).

Déjà en 1992, les assises IGBP des régions NAF et SAF (Nord et Sud de l'Afrique) s'étaient tenues à Niamey en novembre 1992 sur le thème "Africa and Global Change". Niamey a également abrité l'Ecole d'Hiver Internationale organisée par Médias France sur le thème " Les climats subtropicaux et leur évolution: de l'observation spatiale à la modélisation".

En l'espace d'une année, les thèmes abordés au cours de ces réunions, montrent à quel point la communauté internationale est préoccupée par l'évolution de plus en plus rapide et peut-être irréversible de notre climat.

La tendance à l'assèchement des zones sub-sahariennes constatée depuis une trentaine d'années avec ses effets importants sur l'environnement constitue une préoccupation à l'échelle mondiale, matérialisée par l'adoption en juin 1994 à Paris, de la Convention Internationale de lutte contre la Désertification.

En effet, les poussières d'origine désertiques en suspension dans l'atmosphère, en raison d'un accroissement dramatique au cours des trente dernières années, sont devenues une composante climatique majeure de toute l'Afrique sub-saharienne (Bertrand, 1977).

Nulle part dans le monde, les aérosols ne jouent un rôle aussi important qu'en Afrique. Les valeurs les plus fortes d'extinction du rayonnement solaire obtenues aux USA, à proximité des grandes villes, constituent presque des minima pour certaines régions du Sahel où règne en permanence un trouble atmosphérique important (Bertrand et al, 1991).

De part leur importance, les brumes sèches modifient durablement la structure et le bilan énergétique de la couche limite atmosphérique (Vehil, 1987). Elles produisent un effet de serre qui, à partir d'une certaine densité, se traduit par une augmentation du rayonnement infrarouge descendant (Déhainsala, 1990).

Durant tout l'été 1992, l'expérience internationale HAPEX Sahel a mobilisé autour du thème essentiel du bilan de l'eau une centaine de chercheurs, 3 avions, etc... De même, le projet EPSAT qui vise à améliorer la prévision des pluies par voie satellitaire sont des actions concrètes qui justifient l'intérêt des scientifiques pour une meilleure estimation du contenu et du cycle de l'eau.

Indépendamment des aérosols, le contenu en eau de l'atmosphère perturbe l'observation satellitaire. Il affecte les luminances dans l'infrarouge thermique (Legrand, 1988) tandis que dans le proche infrarouge solaire, sa contribution au signal peut atteindre 8% (Justice, 1990). Les aérosols et la vapeur d'eau jouent un rôle important sur la couverture végétale (Holben, 1986; Justice et al 1991).

La mesure simultanée de ces deux paramètres peut permettre de mieux suivre leur évolution et surtout leur variabilité temporelle et spatiale. Ceci est un objectif qui justifie l'utilisation du photomètre; outil simple et robuste pour la caractérisation des propriétés radiatives et optiques des aérosols sahariens et sahéliens. (Cerf, 1982; Chaoui, 1983; d'Almeida, 1983, 1985, 1987; Fouquart et al, 1987; Ben Mohamed, 1988; Devaux, 1988; Legrand, 1985) et la détermination simultanée du contenu en eau de l'atmosphère (Tanré, 1988; Faizoun, 1991).

Ces mesures photométriques réalisées en Afrique mettent en évidence l'importance et la grande diversité des aérosols rencontrés (d'Almeida, 1987) ainsi que la grande variabilité saisonnière de l'eau précipitable (Faizoun, 1991).

Cependant, il n'existe pas de données photométriques suffisamment fournies en quantité pour bien cerner l'impact des aérosols sahariens sur les changements climatiques et de suivre leur évolution.

La plupart des mesures effectuées par cette voie, sont limitées dans le temps et dans l'espace (ECLATS: Fouquart et al, 1987) ou incomplètes (Cerf, 1980; d'Almeida, 1985; BEN Mohamed et al, 1986).

Conscients de l'importance des études à mener et de l'insuffisance des données sur le continent Africain, un groupe de chercheurs africains et français, réunis à Niamey en avril 1988, dans le cadre du second colloque sur les résultats de l'ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatology Project) a fait adopter une recommandation demandant la mise en place d'un réseau de mesures photométriques en Afrique au nord de l'équateur.

Ce travail s'inscrit dans la phase préparatoire de cet important Réseau d'observation systématique à long terme dénommé RAMESES (Réseau Africain de MESure d'Extinction Solaire). Il s'agit d'avoir une bonne connaissance théorique et technique de tous les éléments concernant le photomètre, son utilisation et ses limites. Puis d'être capable d'exploiter au mieux les données retirées de ces mesures de façon à en tirer un maximum de résultats fiables.

Le premier et le deuxième chapitre sont consacrés aux possibilités qu'offrent les mesures photométriques dans le suivi des aérosols et de la vapeur d'eau en relation avec la désertification.

Après avoir présenté les principaux acquis par voie photométrique, nous montrerons dans le troisième chapitre, la nécessité de mieux organiser ce genre d'étude au sein d'un Réseau cohérent de mesures photométriques en Afrique.

Il nous a été possible d'effectuer un stage dont le but était d'acquérir des méthodes de prétraitement des données et d'apprendre les techniques d'inversion des mesures photométriques et de détermination du contenu en eau de l'atmosphère, au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille.

Les résultats de ce stage, constituent l'essentiel du quatrième chapitre. Il traite des difficultés techniques liées à l'instrument et à son utilisation qui pourraient affecter soit le fonctionnement du Projet, soit la qualité des données. Des méthodes permettant de surmonter ces difficultés y sont présentées.

Enfin, dans le cinquième chapitre nous présenterons d'abord les résultats de l'exploitation que nous avons effectuée avec les mesures photométriques réalisées à Bidi-Bahn de 1986-1989 (Konaré, 1990).

Nous analyserons ensuite les mesures photométriques obtenues à Bamako lors de l'expérience d'intercomparaison des photomètres CIMEL et NOLL. Les résultats de cette intercomparaison ont fait l'objet d'un rapport présenté en Annexe (I).

La période très courte des mesures ne nous permettra pas d'envisager des études saisonnières comme à Bidi. Toutefois, la possibilité d'utiliser les données de plusieurs appareils nous donne l'occasion d'élargir notre intervalle spectral de mesures et surtout de mettre en application, les techniques de détermination de la granulométrie des aérosols par la méthode d'inversion de King (1978) et d'extraction de la hauteur d'eau précipitable à partir de la méthode d'absorption différentielle (Frouin et al, 1990).

CHAPITRE I

INTERET DES MESURES PHOTOMETRIQUES EN AFRIQUE

I-1 IMPORTANCE DES BRUMES SECHES EN AFRIQUE

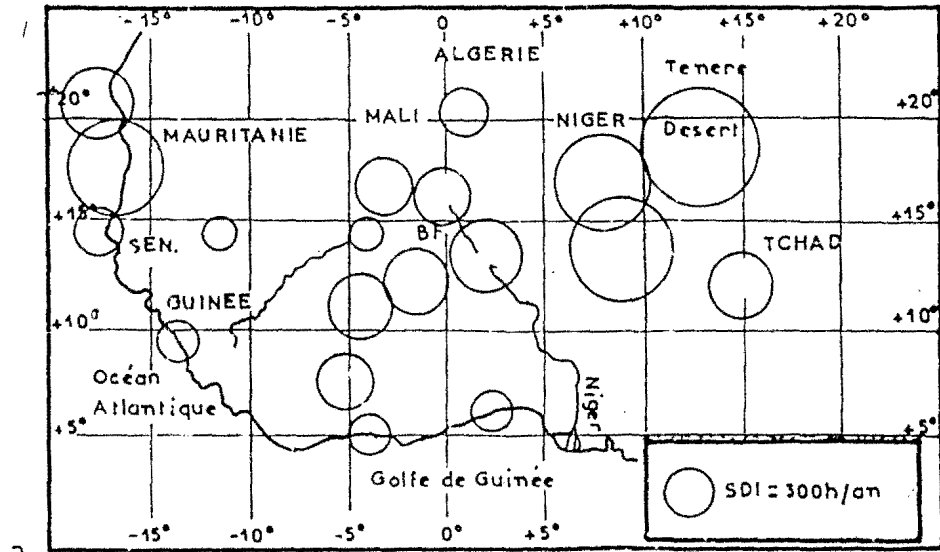
Les études effectuées sur les nuages de brumes sèches en Afrique au nord de l'équateur à partir des réductions de visibilité horizontales Bertrand (1973) et N'tchayi (1992), montrent que d'immenses nuages de poussières, s'étendant sur des millions de km² couvrent le continent Africain.

D'Almeida (1985) chiffre le transport de poussière au dessus du continent à 710 millions de tonnes en 1982. Selon Yaalon et Ganor (1979) ce transport vers l'Asie atteindrait 25 millions de tonnes par an.

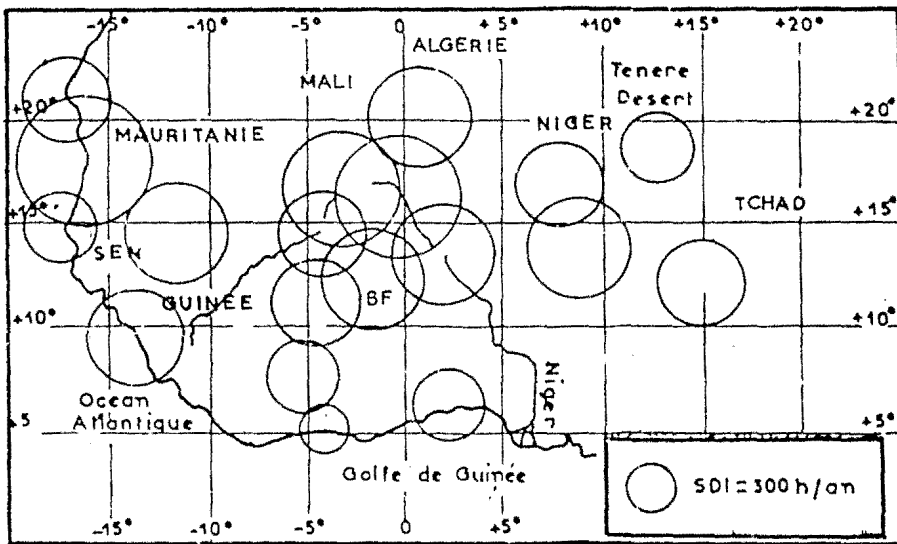
L'outil satellitaire a également été utilisé pour estimer l'importance du phénomène de brumes sèches sur l'Afrique (Legrand et al, 1989), puis Vovor (1991) qui a estimé à 14.7 millions de tonnes la masse de poussières en suspension dans cette zone le 17/02/85.

Sur la Figure I-1, N'tchayi et al (1994) ont montré l'importance du phénomène du point de vue de son extension spatiale en Afrique au nord de l'équateur à partir des réductions de visibilité inférieure à 5 km pour cause de brumes sèches sur deux périodes: (1970-1974) et (1983-1987). Pour visualiser l'importance des aérosols désertiques et leur répartition spatiale, ils ont tracé autour de chaque station un cercle dont la surface est proportionnelle au nombre d'heures total de réduction de la visibilité à moins de 5 km au cours de la période. Ces travaux ont montré que cette augmentation a été particulièrement marquée au cours de la période 1983-87. Le nombre d'heures de réduction de la visibilité à moins de 5 km pour cause de brumes sèches, a été multiplié par un facteur de 3.5 entre les périodes de 1970-74 et 1983-1987. La Figure I-2 montre une évolution régulière du phénomène depuis 1955 jusqu'à 1983.

Du point de vue de l'évolution spatiale, la Figure I-1(b) fait apparaître une légère diminution du phénomène au Nord-Est du Niger à Agadez et Bilma pour la période après 1976. Tandis que la boucle du Niger et le Sud mauritanien se distinguent par une rapide augmentation de l'importance du phénomène de brumes sèches.



a



b

Figure I-1: Extension spatiale des brumes sèches à partir des réductions de visibilité horizontale pour les périodes (1970-1974(a) et 1983-1987(b) (d'après N'tchayi et al, 1994)

I-2 RELATION ENTRE LES BRUMES SECHES ET LA SECHERESSE

En Afrique au cours des 30 dernières années l'évolution du phénomène de brumes sèches a été particulièrement rapide et néfaste (Bertrand, 1977; Ntchayi et al, 1994). Les progrès de la désertification liés à une sécheresse persistante, aggravée par l'action de l'homme et des animaux, se sont traduits par une augmentation dramatique de l'érosion éolienne dans les zones sensibles et par la mise en suspension dans l'atmosphère de quantités considérables et croissantes d'aérosols.

La Figure I-2 extraite de N'tchayi et al (1994) qui présente depuis 1952 à la fois les hauteurs annuelles de pluie et le nombre annuel de jours de brume sèche (brume constituée par les poussières), illustre cette évolution. On constate l'augmentation régulière des brumes sèches (on passe d'une dizaine de jours annuels environ vers 1950 à plus de 300 jours en 1984) et la diminution non moins régulière et dramatique des hauteurs de pluie. Sur la Figure I-3, on observe ce même phénomène entre les fréquences de tempêtes de poussières et la moyenne annuelle de la hauteur de pluie sur 3 années en Mauritanie.

Selon Bertrand et al (1991) les aérosols désertiques ont pour effet de diminuer les températures maximales de surface et d'échauffer les basses couches de l'atmosphère. Ces deux effets se conjuguent pour diminuer la convection qui est le moteur de la formation des masses nuageuses. Ainsi pourrait s'amorcer un mécanisme de rétroaction négatif, la sécheresse entraînant la production d'aérosols et la présence d'aérosols accentuant la sécheresse et ainsi de suite.

En sens inverse, ces mêmes aérosols agissant au sein d'une masse d'air humide comme noyaux de condensation ou comme noyaux glaçogènes, participent à la formation des masses nuageuses et joueraient un rôle positif sur le déclenchement des précipitations (Bertrand, 1973).

Aujourd'hui, seule une étude à l'échelle satellitaire permettra de suivre les états des modifications du climat africain en particulier l'étendue et l'évolution de la désertification. La liaison sol-satellite nécessite une correction des effets perturbateurs introduits par les aérosols et la vapeur d'eau.

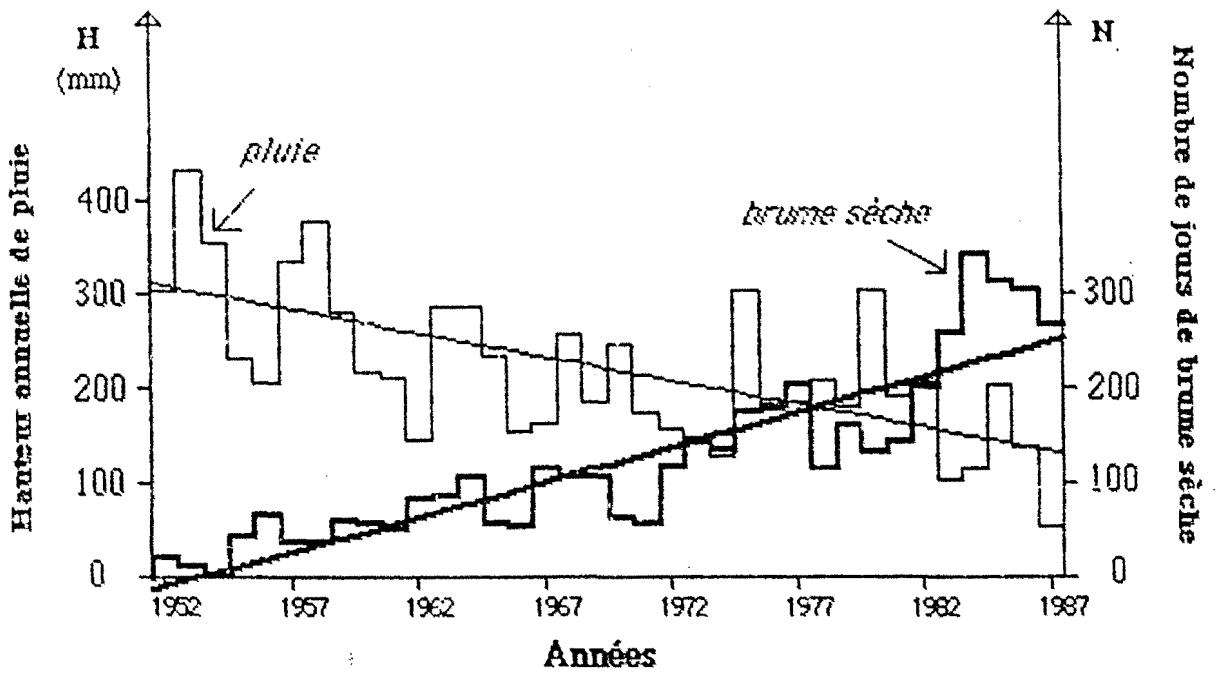


Figure I-2 Nombre annuel de jours de brume sèche et hauteur annuelle de pluie à Gao (Mali) de 1952 à 1987 d'après N'Tchayi (1988)

Average annual rainfall over previous three years (mm)

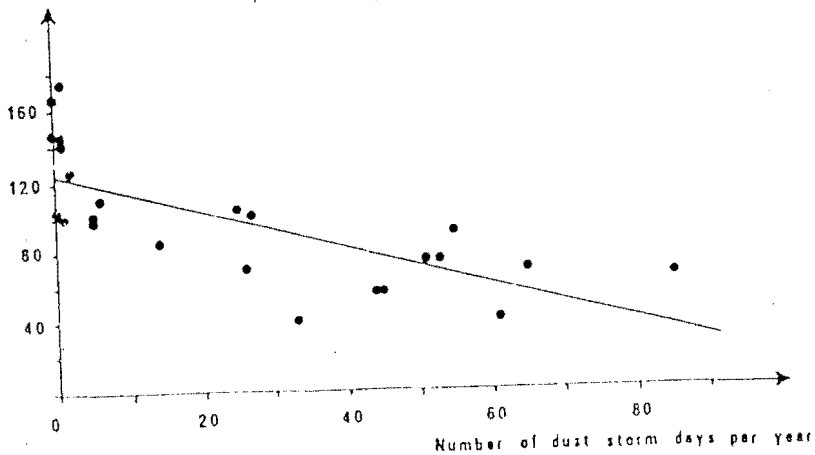


Figure I-3 Fréquences de tornades de poussières et la moyenne annuelle de la hauteur de pluie sur 3 années en Mauritanie (d'après Bergametti, 1992)

I-3 INTERET DE LA MESURE DU CONTENU EN EAU ET EN POUSSIERE PAR VOIE PHOTOMETRIQUE

La mesure photométrique permet de calculer l'épaisseur optique d'aérosols qui mesure l'extinction du rayonnement dû aux poussières en suspension dans l'atmosphère, mais aussi la hauteur d'eau précipitable, qui mesure le contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau et dans certaines conditions, la quantité totale d'ozone atmosphérique. Elles peuvent améliorer la description quantitative du contenu de l'atmosphère en aérosols à partir de l'épaisseur optique d'aérosols, notamment en été où les visibilités horizontales ne traduisent pas toujours la charge de l'atmosphère en aérosols (Konaré, 1990).

Les mesures photométriques peuvent également suppléer efficacement les radiosondages dans la détermination du contenu en eau de l'atmosphère. En effet, compte tenu de leur coût d'achat important, le nombre de radiosondages par jour et par pays reste très limité en Afrique.

La présence très fréquente de couches denses d'aérosols sur de grandes surfaces au dessus de l'Afrique perturbe grandement l'observation satellitaire, donc les valeurs des paramètres de surface (température, albédo, indice de végétation, etc.), en modifiant les caractéristiques spectrales apparentes (Kaufman et Fraser, 1984). Il en est de même dans l'infrarouge thermique (Legrand, 1989) et le proche infrarouge de la charge de l'atmosphère en vapeur d'eau très variable au dessus du continent Africain.

Seule la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle du contenu de l'atmosphère en aérosols et en vapeur d'eau, permettra d'apporter, par le truchement de modèles, les corrections nécessaires à la validation des données satellitaires.

CHAPITRE II

LA MESURE PHOTOMETRIQUE

II-1 LE PRINCIPE DE LA MESURE

Il consiste à mesurer le flux énergétique en provenance du disque solaire dans une gamme spectrale déterminée. Un rayon lumineux qui pénètre dans une colonne d'air atmosphérique chargée de gaz et d'aérosols, est atténué par les effets combinés de l'absorption et de la diffusion. Tant que le phénomène de diffusion multiple peut être négligé, la loi d'extinction de Bouguer-Lambert-Beer :

$$I_{\lambda} = \frac{I_{0\lambda}}{S} e^{-\tau_{\lambda}(m)} \quad (1)$$

peut être utilisée de façon satisfaisante pour décrire l'atténuation atmosphérique du rayonnement solaire mesuré par un photomètre à champ d'ouverture suffisamment faible pour limiter le rayonnement diffus atteignant le détecteur à travers un filtre interférentiel à faible largeur de bande.

I_{λ} représente le signal affiché par le photomètre à la longueur d'onde λ et

$I_{0\lambda}$ la valeur du signal que l'on obtiendrait au-dessus de l'atmosphère à la distance moyenne Terre-Soleil. Cette quantité est appelée constante d'étalonnage pour le canal λ .

La masse optique m indique le "nombre d'atmosphères" traversées,

τ_{λ} , l'épaisseur optique totale atmosphérique à λ et

$S = \left(\frac{d}{d_m}\right)^2$, le facteur de correction qui tient compte de la variabilité saisonnière de la distance Terre-Soleil.

On désigne par d , la distance Terre-Soleil au moment de la mesure et

d_m , la valeur moyenne de d

Par une simple visée du soleil à partir du sol, on peut collecter à travers un filtre interférentiel de largeur de bande non nulle un rayon lumineux d'intensité I_{λ} sur une surface réceptrice. Le flux résultant est ainsi converti en tension grâce à un détecteur spectroradiométrique et un circuit électronique pour produire un signal de sortie U_{λ} de la forme:

$$U_{\lambda} = S_R \int_{\Delta\lambda} F_{\lambda} I_{\lambda} d\lambda = S_R F_{\lambda} I_{\lambda} \Delta\lambda \quad (2)$$

F_{λ} est la réponse du filtre à la longueur d'onde λ .

$\Delta\lambda$ représente sa bande passante centrée sur λ .

S_R est la surface réceptrice effective

Soit U_{λ} , l'intensité du signal mesuré pour la longueur d'onde λ .

U_{λ} étant proportionnel à I_{λ} , la loi d'atténuation (1) peut encore s'écrire:

$$\text{Ln } U_{\lambda} = \text{Ln } \frac{U_{0\lambda}}{S} - \tau_{\lambda}(m) \quad (3)$$

Le coefficient spectral d'atténuation τ_{λ} se décompose en quatre termes.

$$\tau_{\lambda}(m) = m_T \tau_{R\lambda} + m \tau_{a\lambda} + A_{\lambda}(m) + W_{\lambda}(m) \quad (4)$$

$\tau_{R\lambda}$: Epaisseur optique due à la diffusion Rayleigh des molécules d'air.

$\tau_{a\lambda}$: Epaisseur optique due à la diffusion et à l'absorption par les aérosols.

$A_{\lambda}(m)$: Facteur d'extinction dû à l'absorption sélective par les constituants gazeux autres que la vapeur d'eau: O_2 , O_3 , NO_2 , NO_3 , etc....pour la masse optique m .

$W_{\lambda}(m)$: Facteur d'extinction due à la vapeur d'eau pour la masse optique m .

$W_{\lambda}(m)$ peut être obtenu par la méthode d'absorption différentielle (Froin et al, 1990)

$A_{\lambda}(m)$ peut être obtenu par un algorithme mis au point par d'Almeida (1985)

La masse optique m (fonction de l'heure et du lieu) et le facteur de correction de la distance Terre-Soleil peuvent être déterminés à partir des formules proposées par Paltridge et Platt (1976) à savoir:

$$m = \frac{1}{[\sinh + 0.15 (h+3885)^{-1.253}]} \quad (5)$$

où h est la hauteur du soleil en degré

$$\sin h = \sin \delta \cdot \sin \lambda + \cos \delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos \theta$$

avec δ : la déclinaison du soleil en degré

λ : la latitude du lieu en degré

ϕ : la longitude du lieu en degré

θ : l'angle horaire

Si nous désignons par j le numéro du jour dans l'année $\alpha_0 = \frac{2\pi j}{365}$

$$\delta = 0.006918 - 0.399912 \cos \alpha_0 + 0.070257 \sin \alpha_0 - 0.006758 \cos 2\alpha_0 + 0.000907 \sin 2\alpha_0 - 0.002697 \cos 3\alpha_0 + 0.001480 \sin 3\alpha_0$$

$$\theta = 15 \left(TU + \frac{\phi}{15} + \Delta t - 12 \right)$$

$$\Delta t = 0.000075 + 0.001868 \cos \alpha_0 - 0.032077 \sin \alpha_0 + 0.014615 \cos 2\alpha_0 - 0.040849 \cos \alpha_0$$

est l'équation du temps en radians

TU est le temps universel donné en heures.

II-2 LES APPAREILS PROPOSES

La diversité des appareils de mesure rend difficile l'intercomparaison des résultats. En effet, des problèmes techniques, liés à la technologie des appareils peuvent être à la base d'estimations erronées de l'épaisseur optique d'aérosols et aussi du contenu en eau.

II-2-1 LE VOLZMETRE

Décrit par Cerf (1980). Cet appareil (Figure II-1) a servi à mesurer l'intensité spectrale du rayonnement pour deux longueurs d'onde.

$\lambda_1 = 0.506 \text{ mm}$ ($\Delta\lambda = 0.05 \text{ }\mu\text{m}$) filtre d'absorption Kodak.

$\lambda_2 = 0.880 \text{ mm}$ ($\Delta\lambda = 0.03 \text{ }\mu\text{m}$) filtre interférentiel.

Il est muni d'un détecteur en silicium dont le maximum de sensibilité est compris entre 0.6 et $1.1 \text{ }\mu\text{m}$ et son champ d'ouverture assez large tend à sous-estimer le trouble. L'utilisateur a fait cas de sérieux problèmes dus à la dégradation des filtres utilisés.

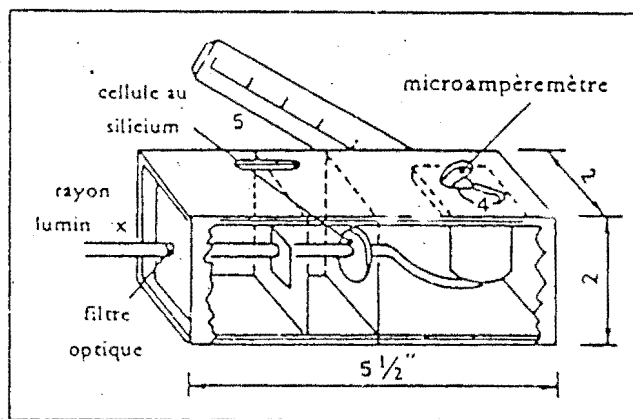


Figure II-1 : Schéma du photomètre de Voltz d'après Cerf (1980)

II-2-2 LE PHOTOMETRE LMD-GEAS

Ce photomètre a été construit au Laboratoire de Météorologie Dynamique (L.M.D.) à la demande du Laboratoire de Physique Atmosphérique d'Abidjan.

Son angle d'ouverture (1.5°) est obtenu par deux diaphragmes situés à 200 mm l'un de l'autre.

Le détecteur du photomètre est une cellule photovoltaïque en silicium qui délivre un signal qui est d'abord amplifié puis digitalisé. Sa surface active est de 30 mm^2 .

Un commutateur dont la position est visualisée par un afficheur à cristaux liquides permet d'afficher six canaux, le premier étant le zéro de l'appareil réglable par l'intermédiaire d'un potentiomètre. Les cinq autres permettent une mesure du flux

dans des longueurs d'onde bien déterminées à l'aide de filtres interférentiels dont les trois premiers sont de type DAL de résolution 0.02 et centrés sur 450, 650, 850 nm.

Un voltmètre à maximum à cristaux liquides de 2000 points affiche la valeur du flux.

Six batteries en nickel cadmium (1.2 V) rechargées par des cellules solaires placées normalement aux flux solaire lors de la mesure et installées à l'avant du couvercle assure une autonomie du photomètre.

Une très bonne résistance vis à vis de la variation de température et une bonne stabilité de l'appareil qui peut être monté sur un support fixe permettent une utilisation à long terme.

Une diode électroluminescente indique lorsqu'elle est allumée que les batteries doivent être rechargées.

Il a permis d'effectuer des mesures en routine sur plusieurs années à Bidi et Ouangofitini (Konaré, 1990 et Faizoun, 1991) et à Niamey (Legrand, 1989). L'invariabilité de la constante d'étalonnage de cet appareil sur près de trois années est la preuve de la stabilité de ses caractéristiques techniques.

PHOTOMETRE F					
Filtre	1	2	3	4	5
$\lambda(\text{nm})$	449.1	647.4	849.2	944.3	938
$T_{\text{max}} (\%)$	40.2	36.5	39.2	31	46.5
$\Delta\lambda (\text{nm})$	15.9	17.7	17.7	18.5	46
PHOTOMETRE G					
Filtre	1	2	3	4	5
$\lambda(\text{nm})$	448.8	646.5	845.5	944.5	937.5
T_{max}	37.4	36.8	38.7	31	46
$\Delta\lambda (\text{nm})$	16.7	17.3	17.4	19	47

Tableau II-1 : Caractéristiques des filtres des photomètres F et G utilisés lors des campagnes de Bidi et de Ouangofitini. d'après Faizoun (1991).

II-2-3 LES PHOTOMETRES NOLL ET CIMEL MANUEL (cf. Annexe I)

La description comparée des versions CE 317 (Cimel manuel) et MSD90 (Noll) à fait l'objet d'un rapport présenté en Annexe 1.

Il se distingue du photomètre manuel par des options supplémentaires. Une tête senseur équipée de 2 collimateurs d'angle d'ouverture d' 1° chacun pour la mesure de la luminance du ciel et du rayonnement solaire. Le positionnement se fait grâce à un système motorisé à deux axes azimutaux. La visée automatique du soleil se fait grâce à un système électronique qui calcule la position du soleil en fonction du temps avec une précision d' 1° . Le positionnement peut également se faire à l'aide d'un détecteur quatre quadrant avec une précision supérieure à 0.1° . Le système d'interfaçage pour la transmission des mesures grâce à des balises en direction des satellites Argos et Météosat est la principale particularité de ce photomètre.

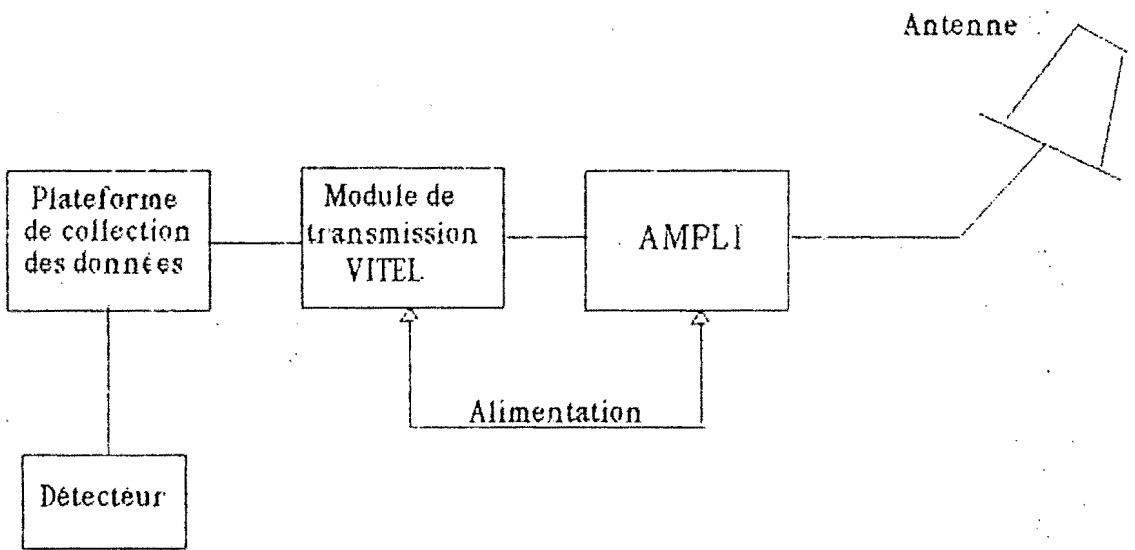
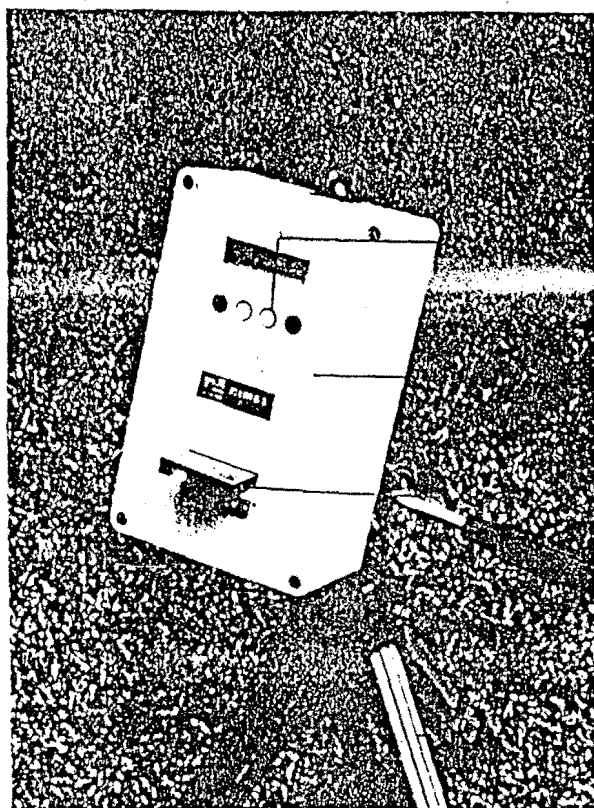


Figure II-2: Schéma du protocole de transfert des données du Réseau PHOTON d'après (I. Jankowiak, 1994)

À ce jour, on dénombre environ 8 instruments opérationnels dans le cadre du Réseau AAEROSOLS en Amazonie, 7 instruments dans le cadre du réseau PHOTONS en Afrique. Lors de l'Atelier PHOTON (24-29 mai 1994) à Lille les participants ont pu se rendre compte de la fiabilité de ce système de transfert et de collecte de données. La télétransmission des données permet non seulement une surveillance permanente de l'état des instruments mais aussi, leur traitement en temps quasi-réel.

Il est muni de 8 canaux possibles pour la visée solaire dont 4 (450, 650, 865 et 1020 nm) permettent d'effectuer des mesures complémentaires d'auréole, en almucantar et dans le plan principal. Ces mesures, couplées avec celles du rayonnement solaire permettront d'accéder à la granulométrie des aérosols ainsi qu'à leur indice de réfraction. Les deux bandes 940 nm permettent d'accéder à la vapeur d'eau.

CE 317 (Manuel)



Ecran

Canon de visée

Touches de fonction

Boitier

Cartouche d'enregistrement

Trepied

collimateurs

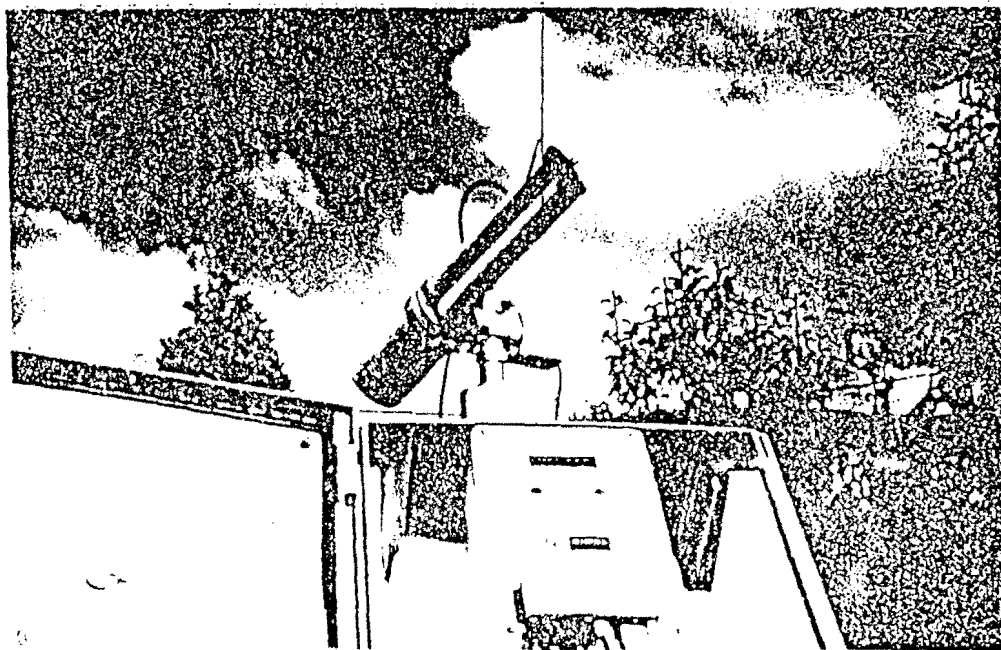


Figure II-3: Vue des photomètres Cimel: manuel et automatique

II-3 L'EXPLOITATION DES DONNEES

La détermination de l'épaisseur optique d'aérosol, du contenu en eau de l'atmosphère et de l'ozone peut se faire avec de simples photomètres équipés de filtres interférentiels permettant une observation quasi monochromatique de l'atténuation due aux aérosols et l'absorption de certains gaz atmosphériques tels que la vapeur d'eau, l'ozone et le dioxyde d'azote. Les photomètres sont des appareils fiables, faciles à manipuler et la méthode de dépouillement des données brutes nécessite la résolution d'une équation simple.

II-3-1 DETERMINATION DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE D'AÉROSOL

L'équation (3) peut aussi s'écrire:

$$\tau_{\lambda}(m) = m \cdot \tau_{\lambda} = m \left(\frac{p}{p_0} \tau_{R\lambda} + \tau_{a\lambda} + a_{\lambda}(m) + w_{\lambda}(m) \right) \quad (4)$$

τ_{λ} est le coefficient d'extinction pour une masse optique unité.

D'une façon générale les extinctions du rayonnement dues à l'absorption gazeuse ne sont pas des fonctions linéaires de la masse optique.

Cependant en se plaçant hors des bandes d'absorption les termes $a_{\lambda}(m)$ et $w_{\lambda}(m)$ sont soit nuls, soit suffisamment faibles pour être paramétrisés par des formules de correction semi empiriques, indépendantes de m . On peut alors écrire:

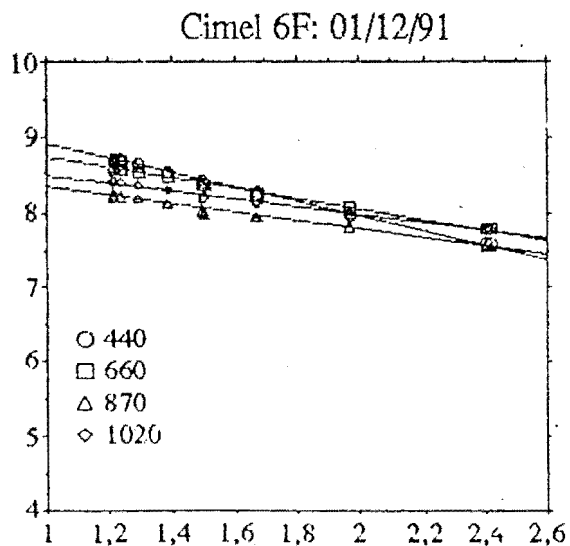
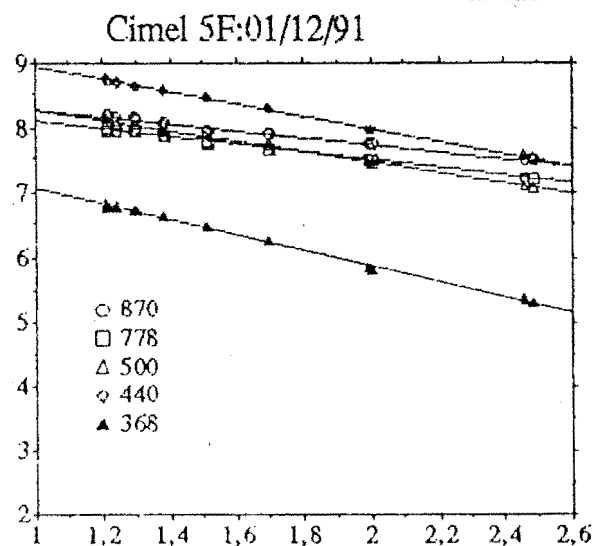
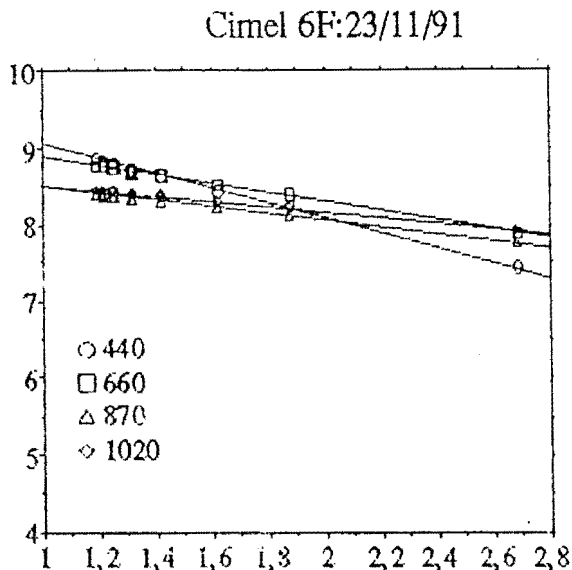
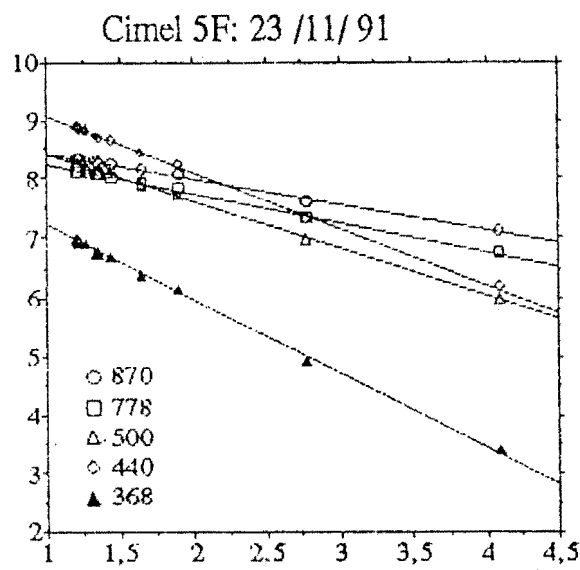
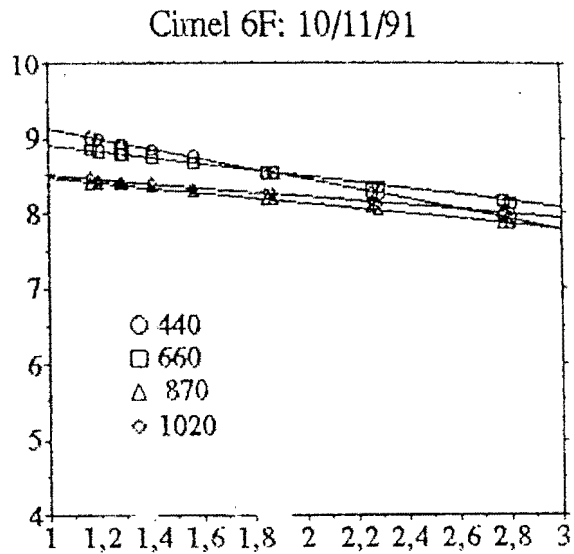
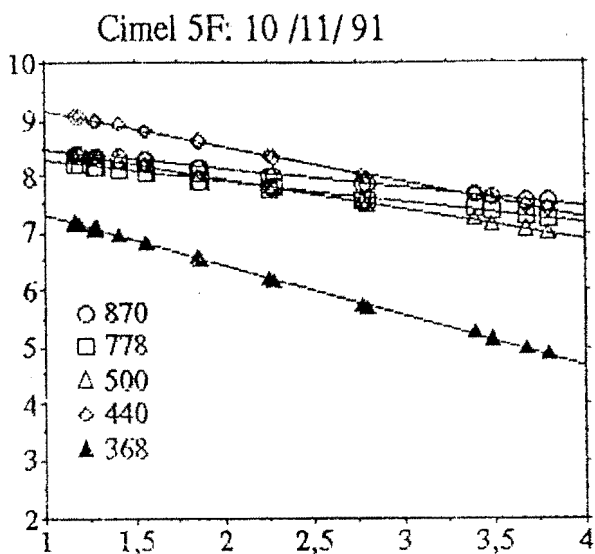
$$\tau_{\lambda}(m) = m \cdot \tau_{\lambda} \quad (5)$$

L'estimation de τ_{λ} requiert la connaissance de $U_{0\lambda}$. La méthode de Langley basée sur l'hypothèse que ni l'épaisseur optique, ni les caractéristiques techniques du photomètre ne varient au cours des mesures effectuées, permet de déterminer sa valeur. La représentation du logarithme du signal mesuré en fonction de la masse optique m est une droite dite droite de BOUGUER d'équation :

$$\ln U_{\lambda} = \ln \frac{U_{0\lambda}}{S} - \tau_{\lambda} \cdot m \quad (6)$$

L'extrapolation de cette droite à la masse d'air nulle, permet d'obtenir la valeur de $U_{0\lambda}$. La mesure photométrique donnant U_{λ} , on en tire l'épaisseur optique d'aérosols

$$\tau_{a\lambda} = \frac{1}{m} \left(\ln \frac{S \cdot U_{\lambda}}{U_0} - \frac{p}{p_0} \tau_{R\lambda} - a_{\lambda} - w_{\lambda} \right) \quad (7)$$



Figures II-4: Droites de BOUGUER relatives aux mesures effectuées pendant les matinées des 10/11, 23/11 et 01/12/91 avec les photomètres CIMEL 5F et CIMEL 6F

II-3-2 DETERMINATION DES COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM α ET β

La variation du logarithme de l'épaisseur optique d'aérosols $\tau_{a\lambda}$ en fonction du logarithme de la longueur d'onde λ peut en première approximation être représentée par une droite. Cette aptitude à décrire le comportement spectral de l'épaisseur optique d'aérosol $\tau_{a\lambda}$ a été formulée de façon empirique par Angström sous la forme:

$$\tau_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (8)$$

ce qui permet de caractériser l'extinction du rayonnement solaire direct due aux aérosols par les deux paramètres α et β .

Sous la forme logarithmique, la formule d'Angström s'écrit:

$$\ln(\tau_{a\lambda}) = \ln \beta - \alpha \ln \lambda$$

Les coefficients d'Angström α et β s'obtiennent à partir des paramètres de la droite des moindres carrés obtenus par régression linéaire entre le logarithme de l'épaisseur optique d'aérosols $\tau_{a\lambda}$ et le logarithme de la longueur d'onde λ .

La pente de cette régression nous fournit le coefficient α appelé exposant d'Angström, tandis que son ordonnée à l'origine nous permet d'obtenir le coefficient β appelé coefficient de trouble d'Angström. L'exposant d'Angström α nous donne une idée de la taille des particules d'aérosols qui participent à l'extinction solaire.

Le coefficient de trouble β qui représente l'épaisseur optique d'aérosols à $1 \mu\text{m}$ nous donne une indication de la charge de l'atmosphère en aérosols.

II-3-3 DETERMINATION DE LA HAUTEUR D'EAU PRECIPITABLE

C'est la hauteur d'eau qu'on obtiendrait par unité de surface si on liquéfiait toute l'eau contenue sous forme de vapeur dans une colonne d'atmosphère de base unité. On utilise la technique d'absorption différentielle qui consiste à évaluer l'atténuation du rayonnement émis par une source à travers l'épaisseur de gaz à déterminer pour deux longueurs d'onde de coefficients d'absorption nettement différents. Cette méthode est applicable à la détermination des quantités de gaz atmosphériques absorbants en utilisant le Soleil comme source et un photomètre comme instrument de mesure. La méthode devient très intéressante lorsqu'on choisit deux canaux de mesure photométrique centrés à la même longueur d'onde ou à des longueurs d'onde très voisines.

Cela est réalisé dans les photomètres LMD/GEAS et CIMEL qui comportent un filtre étroit et un filtre large centrés vers 940 nm dans la bande $\rho \sigma \tau$ de la vapeur d'eau. Soient :

- $U_{\lambda i}$ est le signal photométrique mesuré depuis le sol pour le canal i
- $U_{0\lambda i}$ est la constante d'étalonnage de l'appareil pour le canal i

L'équation (1) s'écrit:

$$U_{\lambda i} = \left(\frac{U_{0\lambda i}}{S} \right) \cdot \exp \left[-m \tau_{R\lambda} + m \tau_{a\lambda} + A_{\lambda i}(m) \right] \cdot \exp \left[-W_{\lambda}(m) \right] \quad (9)$$

L'expression $\exp \left[-W_{\lambda i}(m) \right] = t_{v_i}$, représente la transmission de la vapeur d'eau, fonction de la masse d'air optique. Considérant que la largeur de chaque filtre est faible vis à vis de la variabilité spectrale de l'extinction non gazeuse (moléculaire et par les aérosols), les termes $\tau_{R\lambda}$ et $\tau_{a\lambda}$ sont indépendants de i .

Si pour la longueur d'onde considérée les deux termes $A_{\lambda 1}(m)$ et $A_{\lambda 2}(m)$ sont, soit négligeables, soit voisins, l'influence sur la mesure des extinctions qui ne dépendent pas de la vapeur d'eau s'élimine en faisant le rapport des signaux pour les deux canaux:

$$\frac{U_{\lambda 1}}{U_{\lambda 2}} = \frac{U_{0\lambda 1} t_{v1}}{U_{0\lambda 2} t_{v2}} \quad (10)$$

$U_{0\lambda i}$ ne peut être obtenu par des techniques du type "droites de BOUGUER", car $W_{\lambda i}(m)$ n'est pas une fonction linéaire de m . La technique actuellement utilisée au LOA

consiste à remplacer le rapport $\frac{U_{\lambda 1}}{U_{\lambda 2}}$ de l'équation (10) relatif au soleil par celui d'une lampe étalon, mesuré en laboratoire. Il est alors possible de déterminer expérimentalement le rapport $r_{12} = \frac{t_{v1}}{t_{v2}}$ de l'équation (10).

L'extraction de la quantité de vapeur d'eau précipitable est alors réalisée en comparant les valeurs expérimentale et théorique de r_{12} . Cette dernière est calculée à partir d'un code radiatif tel que 5S (Tanré et al 1985) et des fonctions filtre mesurées pour des profils PTU standard et avec différentes masses optiques. La technique présente l'avantage d'une dépendance négligeable de r_{12} avec les profils PTU (tandis que t_{v_i} varie de façon notable en fonction de ces profils). Les transmissions peuvent être ajustées à une relation constituant une généralisation de l'approximation "strong line":

$$t_{v_i} = \exp \left[-a_i(mu)^{b_i} \right] \quad (11)$$

permettant ainsi d'extraire le contenu en eau u.

II-3-4 DETERMINATION DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE D'OZONE.

Similairement à l'ozonemètre de Dobson, l'épaisseur optique de l'ozone peut être aussi déterminée à l'aide d'un photomètre et d'un algorithme approprié en utilisant deux filtres interférentiels dans la bande de Chappuis ($0.4\mu\text{m}$ - $0.75\mu\text{m}$). Elle pourrait aussi être déterminée par une méthode différentielle, en utilisant les courtes longueurs d'onde dans la bande de Huggins ($0.3\mu\text{m}$ - $0.4\mu\text{m}$).

L'intérêt de la bande de Chappuis réside dans le fait que le coefficient d'absorption est indépendant de la température de l'air, ce qui n'est pas le cas pour l'ultraviolet. Mais l'extinction due aux aérosols produit des artefacts que la méthode différentielle utilisée dans l'ultraviolet élimine. Ces interférences entre les aérosols et l'ozone sont réduites si les mesures sont faites en altitude. Par ailleurs l'utilisation des courtes longueurs d'onde introduit une contrainte importante au niveau des filtres dont les longueurs d'onde et les bandes passantes doivent être parfaitement définies si l'on veut une précision acceptable.

Une autre méthode, utilisée par d'Almeida (1985) qui est l'application de l'algorithme de Marquardt (1963), consiste à résoudre le système de n équations obtenu pour les n mesures spectrales. Lorsqu'on déduit les termes correspondant à la diffusion moléculaire, aux aérosols et à la vapeur d'eau, il reste $A_\lambda(m)$. On écrit qu'en première approximation :

$$A_\lambda(m) = m (a_{O_2}(\lambda) \cdot \eta_{O_2} + a_{O_3}(\lambda) \cdot \eta_{O_3} + a_{NO_2}(\lambda) \cdot \eta_{NO_2} + a_{NO_3}(\lambda) \cdot \eta_{NO_3} + \dots) \quad (12)$$

où $a_i(\lambda)$ et η_i désignent respectivement le coefficient d'absorption spectral et l'épaisseur optique du gaz i .

II-3-5 PRINCIPE DE DETERMINATION DE LA GRANULOMETRIE PAR LA METHODE D'INVERSION DE KING

L'obtention de la répartition granulométrique des aérosols à partir des mesures d'épaisseurs optiques est réalisable grâce à la méthode d'inversion de KING (1978). En considérant que les particules atmosphériques sont sphériques et en supposant connu l'indice de réfraction des particules, l'équation intégrale qui lie l'épaisseur optique à une distribution granulométrique des aérosols peut s'écrire:

$$\tau_{a\lambda} = \int_{\infty}^{\infty} \int_{\infty}^{\infty} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r, \lambda, m) n(r, z) dz dr \quad (13)$$

$n(r,z) dr$: densité en nombre de particules dans un intervalle $[r, r+dr]$ à l'altitude z .

m : l'indice complexe de réfraction.

$Q_{ext}(r, \lambda, m)$: la surface efficace d'extinction.

En intégrant (13) sur la hauteur z et en admettant que la densité de particules dans un intervalle $[r, r+dr]$ peut s'écrire comme un produit de deux fonctions h et f dont l'une (f) varie peut, on peut écrire:

$$\tau_a(\lambda) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) h(r) f(r) dr \quad (14)$$

En subdivisant l'intervalle de rayon r en plusieurs sous intervalles de rayons r_j , à l'intérieur desquels $f(r)$ peut être prise comme constante et égale à $f(r_j)$, l'équation

$$\text{devient: } \tau_a(\lambda) = \sum_{j=1}^q f(r_j) \int_{r_j}^{r_{j+1}} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) h(r) dr \quad (15)$$

pour une longueur d'onde donnée. Si on a p filtres. l'équation (15) peut s'écrire sous la forme matricielle:

$$g = Af + \epsilon \quad g_i = \tau_a(\lambda_i) \quad i=1,2,3,\dots,p$$

$$A_{ij} = \int_{r_j}^{r_{j+1}} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda_i, m) h(r) dr \quad (16)$$

et $f_j = f(r_{mj}), \quad j=1,2,3,\dots,q$

ϵ_j : représente la déviation entre la mesure g_i et la théorie $\sum_{j=1}^q A_{ij} f_j$

L'inversion de la matrice A_{ij} permet d'obtenir le spectre granulométrique donné par les composantes de la matrice colonne f_j .

CHAPITRE III

HISTORIQUE DES MESURES PHOTOMETRIQUES EN AFRIQUE

III-1 BIBLIOGRAPHIE

Les mesures photométriques réalisées d'abord avec des appareils très simples appelés Voltzètres, du nom de Voltz leur constructeur, puis avec différents types de photomètres plus sophistiqués, se sont multipliées en Afrique au cours des quinze dernières années.

Moteny et Gosse (1978) ont étudié le trouble atmosphérique en basse Côte d'Ivoire et estimé les coefficients de trouble d'Angström (α , β) à partir de mesures du rayonnement solaire direct dans plusieurs gammes spectrales. Nous présentons quelques résultats dans le Tableau III-1

	τ_a	α	β
I	0.1	2	0.1
II	0.3	1.6	0.25
III	1.3	0.2	1

Tableau III-1: Récapitulatif de quelques valeurs caractéristiques l'épaisseur optique d'aérosol τ_a et des coefficients d'Angstrom α et β pour différentes situations: I : après orage II: à ciel clair III: harmattan

Le trouble atmosphérique est généralement modéré sauf pendant les périodes d'harmattan qui correspondent à l'arrivée de poussières sahariennes il devient élevé. A ce trouble important correspondent des valeurs de α faibles

Prospero (1979) a effectué des mesures photométriques pendant l'expérience GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment) à partir d'un réseau de 5 stations terrestres et 10 stations maritimes. (bateaux) de Dakar à Miami, pendant l'été 1974. Il a observé la présence sur l'Atlantique tropical nord d'aérosols sahariens de grande taille produisant une diffusion quasiment neutre.

Les résultats sont indiqués dans le Tableau III-2

τ_a (0.506 μm)	τ_a (0.88 μm)	α	Période de mesures	Lieu
0.350	0.328	0.152	26/06/74 au 18/07/74	Dakar
0.364	0.316	0.295	26/06/74 au 18/07/74	Sal

Tableau III-2: Récapitulatif de quelques valeurs caractéristiques l'épaisseur optique d'aérosol τ_a et de l'exposant d'Angstrom α

Sur la côte africaine au large du Sénégal, on note un trouble atmosphérique relativement important et des valeurs faibles α

CERF (1980) a mis en place un premier réseau équipé de photomètres très simples dénommés Voltzmètres du nom de leur constructeur. Il a montré à partir de mesures faites dans 4 stations de 1976 à 1979 que le trouble atmosphérique était constamment élevé dans ces régions. Cependant la faible sensibilité de ces appareils ne leur permettait pas d'effectuer les mesures en cas de trouble élevé. Nous donnons quelques résultats dans le Tableau III-3

τ_a (0.506 μm)	τ_a (0.88 μm)	α	β	Période de mesures	Lieu
0.57	0.46	0.43	0.45	Nov(78) - Mar(79)	Ouaga
0.48	0.40	0.48	0.38	Nov(78) - Avr(79)	Niamey
0.58	0.50	0.34	0.49	Mar(76) - Mar(77)	Ouaga
0.63	0.50	0.36	0.48	Mai(76) - Déc(76)	Niamey
0.40	0.28	0.61	0.27	Mai(76) - Oct(76)	Abidjan

Tableau III-3: idem Tableau III-2

Le trouble atmosphérique moyen mesuré par β est toujours important mais légèrement plus élevé en saison humide qu'en saison sèche pour Ouagadougou et Niamey. La granulométrie liée au paramètre d'Angström α varie peu en fonction de la saison.

d'Almeida (1985, 1986, 1987) a mis en oeuvre entre 1980 et 1984 un important réseau de mesures photométriques ATMN (African Turbidities Monitoring Network) comportant 12 stations en Afrique au nord de l'équateur. Ce réseau était équipé d'un nouveau type de photomètre qu'il a contribué à mettre au point (1983). Ce photomètre construit par la firme Noll (Allemagne) a été adopté par plusieurs organismes internationaux (OMM). Une soixantaine d'exemplaires sont actuellement en fonctionnement dans le monde entier.

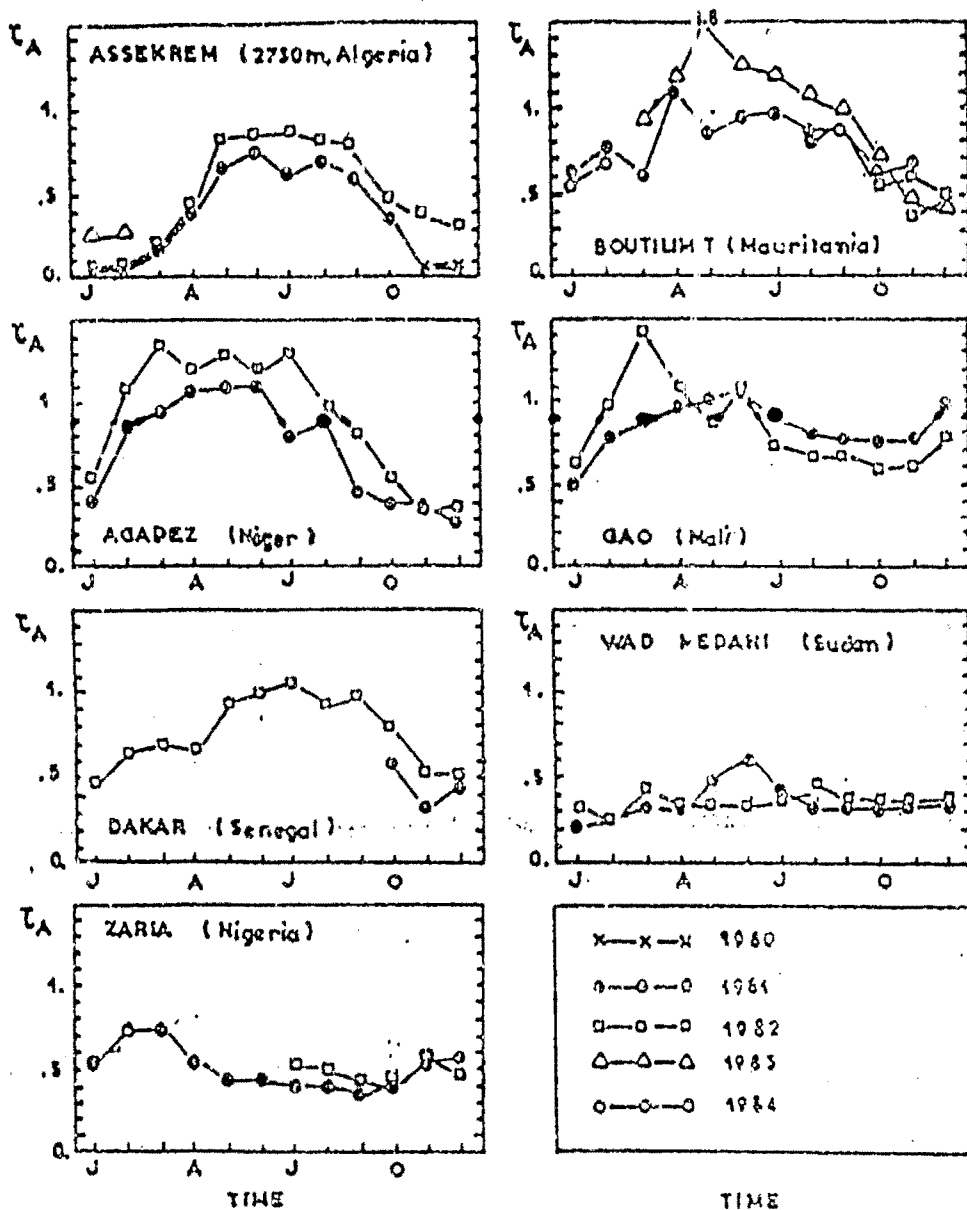


Figure III-1: Moyenne journalière de l'épaisseur optique d'aérosols à 0.500 μm dans quelques stations du réseau appelé "African Turbidity Monitoring Network" (ATMN).

Commentaire: Les résultats de d'Almeida confirment l'importance du trouble atmosphérique sur de vastes zones du continent africain. Les variations annuelles montrent une nette augmentation des épaisseurs optiques pendant l'été pour les stations au dessus de 14° de latitude nord. Même pour une station en altitude comme l'Assekrem en Algérie (2730 m), les épaisseurs optiques restent très élevées, supérieures à 0.7 en moyenne de mai à septembre.

Ben Mohamed et Frangi., 1986, 1988. a étudié les épaisseurs optiques d'aérosols et également la hauteur d'eau précipitable ont été déterminées à partir de mesures photométriques réalisées à Niamey (Niger) de 1981 à 1983 d'abord avec un photomètre de Voltz puis avec un photomètre de d'Almeida.

Les résultats d'un important réseau mis en place au Niger avec le concours de la NASA sont en cours d'exploitation.

A Niamey, les épaisseurs optiques maximales, supérieures à 0.6 à toutes les longueurs d'onde, sont observées de mai à juin. Elles correspondent à un aérosol beaucoup plus fin que celui observé à Dakar. Pendant les autres mois les épaisseurs optiques d'aérosols sont plus faibles et leur taille moyenne plus petite.

Traoré, A.K., 1988 a étudié les relations entre les épaisseurs optiques d'aérosols, mesurées à Niamey de janvier à avril 1985 à avec le photomètre GEAS/LMD, et le signal satellitaire infrarouge et visible. Les longueurs d'onde utilisées sont:

$$\lambda_1 = 445.3\text{nm} \quad \lambda_2 = 646.5\text{nm} \quad \lambda_3 = 845.5\text{nm}.$$

Le Tableau III-4 récapitule certains résultats

	τ_{λ_1}	τ_{λ_2}	τ_{λ_3}	α	β
Moyenne	1.54	1.43	1.35	0.34	1.3
Ec-Type	1.07	1.08	1.05	0.33	1.05
Max	5.7	5.8	5.7		5.82
Min	0.2	0.15	0.1		0.06

Tableau III-4: idem Tableau III-1

Les coefficients de trouble sont très élevés correspondant à de faibles valeurs de α . Les coefficients d'Angström α et β sont anticorrélés: $\ln\beta = -2.26 \alpha + 0.68$ ($r = -0.79$)

Holben et al., 1990 ont étudié l'épaisseur optique des aérosols au Mali de 1984 à 1988 avec une densité suffisante de points de mesures pour pouvoir faire une analyse spatiale mésoéchelle des données. Leurs résultats ont montré que, tout en dépendant des conditions climatiques, les épaisseurs optiques restaient globalement représentatives jusqu'à une distance de 270 à 400 km du point d'observation. D'autres mesures à l'échelle macrospatiale ont été menées en particulier au Niger.

Konaré, A., 1990 a exploité les mesures photométriques réalisées par le L.E.R.T.S. de Toulouse à Bidi Bahu (13,916°N ; 2,666°W) au Burkira Faso du 13/10/86 au 31/01/89 avec le photomètre GEAS/LMD. Il obtient des valeurs élevées pour les épaisseurs optiques d'aérosols sur toute l'année ($> 0,5$) avec des maxima situés pendant les mois d'été (Figure III-2 a). Il montre en outre que les concentrations les plus importantes correspondent à des particules plus grosses (Figure III-2.b).

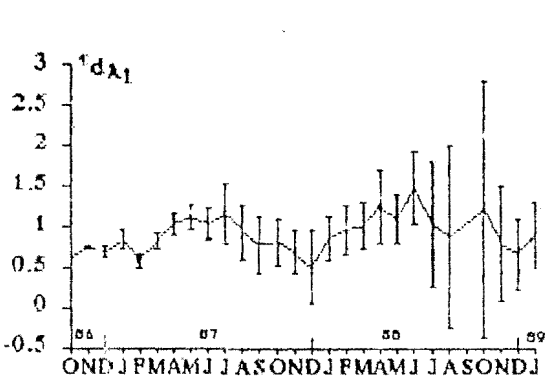


Fig III-2a: Variation des moyennes mensuelles des épaisseurs optiques pour $\lambda=448$ nm d'octobre 86 à Janvier 89. Les barres d'erreur sont représentées pour les mois correspondants

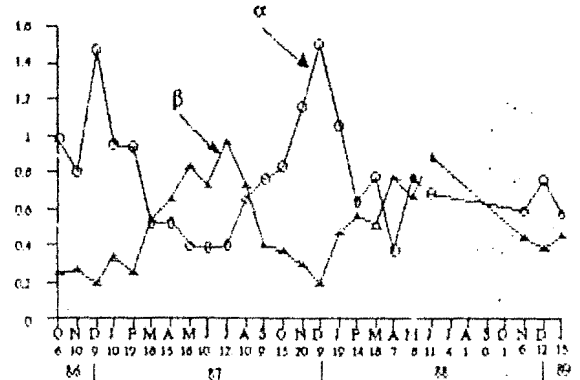


Fig III-2 b: Variation des moyennes mensuelles des coefficients d'Angström α (o) et β (Δ) d'Octobre 86 à Janvier 89. Les chiffres en dessous des mois indiquent le nombre de jours retenus pour ces mois.

- L'anticorrélation entre α et β est observée: $\ln\beta = -0.014 - 1.21 \alpha$ avec $r=-0.86$
 $\lambda_1 = 448.3\text{nm}$ $\lambda_2 = 646.5\text{nm}$ $\lambda_3 = 845.5\text{nm}$

Quelques résultats sont présentés dans le Tableau III-5

	τ_{λ_1}	τ_{λ_2}	τ_{λ_3}	α	β
Moyenne	0.804	0.644	0.564	0.79	0.52
σ	0.432	0.452	0.439	0.59	0.44
Max	2.907	2.896	2.722	5.44	2.74
Min	0.229	0.067	0.013	0.003	0.023

Tableau III-5: idem Tableau III-1

Faizoun, 1990 a tiré de ces mêmes mesures, par application de la méthode d'absorption différentielle, la hauteur d'eau précipitable à partir des filtres 940 nm bande étroite et bande large. Les résultats obtenus montrent une très grande variabilité saisonnière de 1 à 5 cm. Ils confirment la fiabilité de la méthode que nous nous proposons d'utiliser.

III-2 LE PROGRAMME PHOTONS DE MESURES PHOTOMETRIQUES

La présence quasi constante sur le continent africain d'immenses nuages de poussière, rend urgente l'étude de la climatologie de ces aérosols, de leur impact climatique à l'échelle régionale et planétaire, de l'effet de rétroaction qu'ils exercent sur le climat et les évolutions climatiques en cours.

La mise en place d'un Réseau cohérent de mesures photométriques répond à la nécessité de quantifier l'impact climatique des aérosols sahariens et sahéliens.

Il répond également et prioritairement à la nécessité de corriger les données satellitaires, qui ont pour objet l'étude des paramètres de surface, des effets perturbateurs considérables introduits par les aérosols et de mettre au point des algorithmes permettant l'extraction des épaisseurs optiques d'aérosols à partir de ces mêmes données.

Le Projet-pilote PHOTONS est d'abord un segment du programme SALT "Savanes sur le Long Terme" (Menaut et al, 1990) et ensuite, une réponse provisoire de première urgence au besoin actuel en matière de paramétrisation des propriétés optiques de l'atmosphère tropicale.

Il se propose d'installer pour une période de 5 ans un réseau de mesures photométriques aux dimensions géographiques des programmes SALT et Erosion Eolienne avec les objectifs suivants:

- 1) établir une base de données des propriétés atmosphériques fondamentales,
- 2) en déterminer la variabilité temporelle de façon, par extrapolation et/ou interpolation, à étendre ces propriétés optiques mesurées, en fonction du temps et de l'espace,
- 3) établir les propriétés physiques et optiques des aérosols tropicaux résultant des feux et des processus érosifs,
- 4) déterminer la relation entre la quantité de brumes sèches et la taille particulière des aérosols (épaisseur optique spectrale des aérosols) pour des diamètres inférieurs à 1µm, et entre la taille des particules et la quantité de vapeur d'eau. Une extension vers des domaines de granulométrie plus importante pourra éventuellement être obtenue sur certains sites par une mesure de l'auréole,
- 5) préparer une base données pour la correction atmosphérique sur les données visibles et proche infrarouge,
- 6) contribuer à certains programmes internationaux ou français en Afrique déjà soutenus par le CNRS, le PIREN, et/ou le Ministère de la coopération,
- 7) poursuivre au delà de deux ou trois années cette proposition, au moyen d'autres financements, pour mettre à jour et compléter cette base de données.

8) contribuer à certaines spécifications de la mission végétation emportée par SPOT 4

Il constitue ainsi, une expérience scientifique qui en plus de ses objectifs propres permettra de tester l'opérationnalité d'un réseau de mesures photométriques utilisant un instrument de nouvelle génération autonome et automatique avec télétransmission des données dans la perspective du futur Réseau RAMESES.

CHAPITRE IV

PRETRAITEMENT DES MESURES PHOTOMETRIQUES: IDENTIFICATION ET CORRECTION DES ERREURS

IV-1 THEORIE DES ERREURS SUR LES DIFFERENTS TERMES DE LA LOI DE BOUGUER-LAMBERT-BEER

Le prétraitement des données photométriques brutes est une étape très importante de l'exploitation des données photométriques. En effet, les données jugées satisfaisantes sont celles qui vont servir à analyser et interpréter toutes les études basées sur l'extinction du rayonnement solaire.

Nous allons dans ce chapitre recenser les effets additifs responsables des déviations du signal par rapport à la droite de BOUGUER, estimer leur importance relative et proposer des méthodes appropriées de correction de leurs effets.

En écrivant la loi d'atténuation du rayonnement dans l'atmosphère décrite ci-dessous par la relation:

$$U_{\lambda} = \frac{U_{0\lambda}}{S} e^{-(m \cdot \tau_{\lambda})}, \text{ nous avons:}$$

$$m \tau_{\lambda} = \ln \frac{U_{0\lambda}}{S} - \ln U_{\lambda}$$

$$m d\tau_{\lambda} = \frac{dU_{0\lambda}}{U_{0\lambda}} - \frac{dU_{\lambda}}{U_{\lambda}} - \frac{dS}{S} - \tau_{\lambda} dm$$

$$\Delta\tau_{\lambda} = \frac{1}{m} \left(\frac{\Delta U_{0\lambda}}{U_{0\lambda}} + \frac{\Delta U_{\lambda}}{U_{\lambda}} + \frac{\Delta S}{S} + \tau_{\lambda} \Delta m \right)$$

$$\Delta\tau_{a\lambda} = \frac{1}{m} \left(\frac{\Delta U_{0\lambda}}{U_{0\lambda}} + \frac{\Delta U_{\lambda}}{U_{\lambda}} + \frac{\Delta S}{S} + \tau_{\lambda} \Delta m \right) + \Delta\tau_{R\lambda} + \Delta\tau_{O3\lambda}$$

Pour obtenir $\Delta\tau_{a\lambda}$, nous sommes donc amenés à évaluer les incertitudes sur $U_{0\lambda}$, S , U_{λ} , m , $\tau_{R\lambda}$ et $\tau_{O3\lambda}$ qui limitent la précision sur l'épaisseur optique d'aérosol.

IV-2 INCERTITUDE PROVENANT DE LA MASSE OPTIQUE m

L'erreur due à la formulation choisie pour le calcul de \sinh , est négligeable car les expressions donnant la déclinaison δ et l'équation du temps Δt peuvent être connues à 10^{-4} radians près (Paltridge et Platt, 1976).

L'erreur due à la mauvaise appréciation de l'instant de mesure nous paraît être la plus importante.

Une erreur sur la lecture de l'instant de mesure entraîne une erreur sur la valeur de m . Nous avons calculé la variation de m correspondant à une variation du temps de 10 mn, puis nous avons tracé les courbes $\frac{\Delta m}{m}$ en fonction du temps pendant une demi-journée.

L'observation de la Figure IV-1 nous montre que L'incertitude sur la masse optique m décroît au cours de la matinée. De 0.104 vers 7h elle passe par un minimum de 0.006 aux environs de 11h. L'erreur sur l'épaisseur optique d'aérosols $\Delta \tau_{a\lambda}$ est donc plus importante lorsque les mesures sont effectuées en début ou en fin de journée.

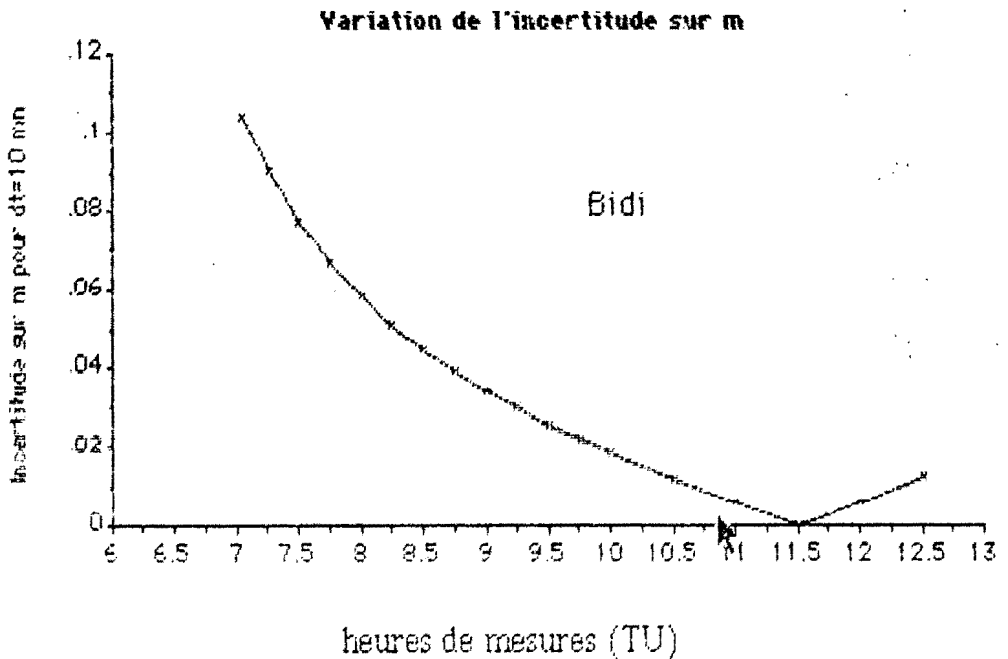


Figure IV-1: Evolution de l'incertitude sur la masse optique m à Bidi, pour une erreur sur l'instant de mesure de 10 mn.

IV-3: INCERTITUDE DUE A LA DETERMINATION DE LA CONSTANTE D'ETALONNAGE DU PHOTOMETRE $U_{0\lambda}$

IV-3-1: CAS GENERAL

La variabilité interannuelle de la constance solaire n'est pas perceptible sur la constante d'étalonnage, les incertitudes que l'on peut relever sur la valeur de la constante d'étalonnage dépendent principalement de la méthode utilisée pour sa détermination d'une part (Soufflet et al, 1992), de l'invariabilité des caractéristiques techniques du photomètre (vérifiée avec le photomètre LMD/GEAS sur au moins deux années) et de leur stabilité vis à vis de la température

La formule donnant la variation de la distance terre-soleil (qui intervient dans la détermination de la constante d'étalonnage) peut être connue très précisément (Paltridge,1976). Nous pouvons donc négliger l'erreur sur sa valeur devant les autres erreurs.

IV-3-1-1 THEORIE

La précision sur l'épaisseur optique d'aérosols dépend d'abord de la précision sur les constantes d'étalonnage de l'appareil.

Pour une longueur d'onde λ donnée,

de l'équation
$$U_{\lambda} = \frac{U_{0\lambda}}{S} e^{-(m\tau_{\lambda})} \quad (1)$$

si on utilise comme constante d'étalonnage, non pas la valeur exacte $U_{0\lambda}$, mais une valeur approchée $U_{0\lambda}^*$ telle que:

$$U_{0\lambda}^* = U_{0\lambda}(1+\epsilon)$$

on obtient:

$$\tau_{\lambda}^* = \frac{\text{Ln}U_{0\lambda}(1+\epsilon) - \text{Ln}U_{\lambda} - \text{Ln} S}{m} \quad (2)$$

soit :
$$\tau_{\lambda}^* = \tau_{\lambda} + \frac{\epsilon}{m} \quad (3)$$

où τ_{λ} est la valeur exacte de l'épaisseur optique.

L'observation de l'évolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosols à une longueur d'onde donnée peut nous permettre d'apprécier la qualité de l'étalonnage effectué à cette longueur d'onde. En effet, lorsque la constante d'étalonnage déterminée est erronée, on observe un effet de masse d'air qui se traduit par une sensibilité des épaisseurs optiques à la variation journalière de la masse optique. La représentation graphique de l'évolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosols présente une incurvation avec un maximum correspondant à une masse optique minimale si le signe de ϵ est positif (surestimation de la constante d'étalonnage). Si le signe de ϵ est négatif (sous-estimation de la constante d'étalonnage), la courbe présente alors un minimum lorsque la masse optique est minimale.

On peut d'ailleurs observer cet effet sur la Figure IV-4 pour la longueur d'onde 368^{nc} nm du photomètre CIMEL 5 Filtrés, dont l'épaisseur optique s'écarte d'autant plus des longueurs d'onde 440 nm et 500 nm que la masse optique diminue (de 7h à 12h, cet écart varie de 0.03 à 0.09). Cet effet est d'autant plus accentué que la valeur de la constante d'étalonnage déterminée est incorrecte; c'est le cas sur la Figure IV-2 avec les épaisseurs optiques calculées à partir des mesures effectuées aux longueurs d'onde 862 et 778 nm du photomètre NOLL et en utilisant des constantes fournies avec l'appareil.

D'une autre façon, si l'on dispose de mesures simultanées (ou quasi simultanées) effectuées aux longueurs d'onde λ_0 et λ , λ_0 correspondant au canal dont l'étalonnage est supposé le meilleur (canal de référence), on peut vérifier la fiabilité de l'étalonnage effectué à la longueur d'onde λ en comparant les fluctuations journalières de l'épaisseur optique d'aérosols $\Delta\tau_a(\lambda)$ à cette longueur d'onde λ avec les fluctuations $\Delta\tau_a(\lambda_0)$ à la longueur d'onde λ_0 .

Supposons que la nature des aérosols ne change pas au cours de la journée même si leur épaisseur optique varie. On peut alors faire l'hypothèse que la dépendance spectrale des épaisseurs optiques est invariante.

La Figure IV-3 présente les régressions entre les fluctuations $\Delta\tau_a(\lambda_0)$ ($\lambda_0=440$ nm) et $\Delta\tau_a(\lambda)$ correspondant aux longueurs d'onde 870, 778, 500 et 368 nm. Le Tableau IV-1 qui regroupe les paramètres de ces régressions prouve que l'hypothèse d'invariabilité au cours du temps de la dépendance spectrale des épaisseurs optiques d'aérosols peut être admise pour les mesures effectuées avec les filtres 870, 778, 500 et 440 nm étant donnée les valeurs comparables des pentes de ces régressions avec les rapports correspondant des épaisseurs optiques moyennes. Par contre la régression correspondant à la longueur d'onde 368 nm est une droite dont la pente a une valeur nettement différente du rapport

entre les épaisseurs optiques moyennes d'aérosols à 368 nm et à 440 nm, ce qui indique un problème d'étalonnage.

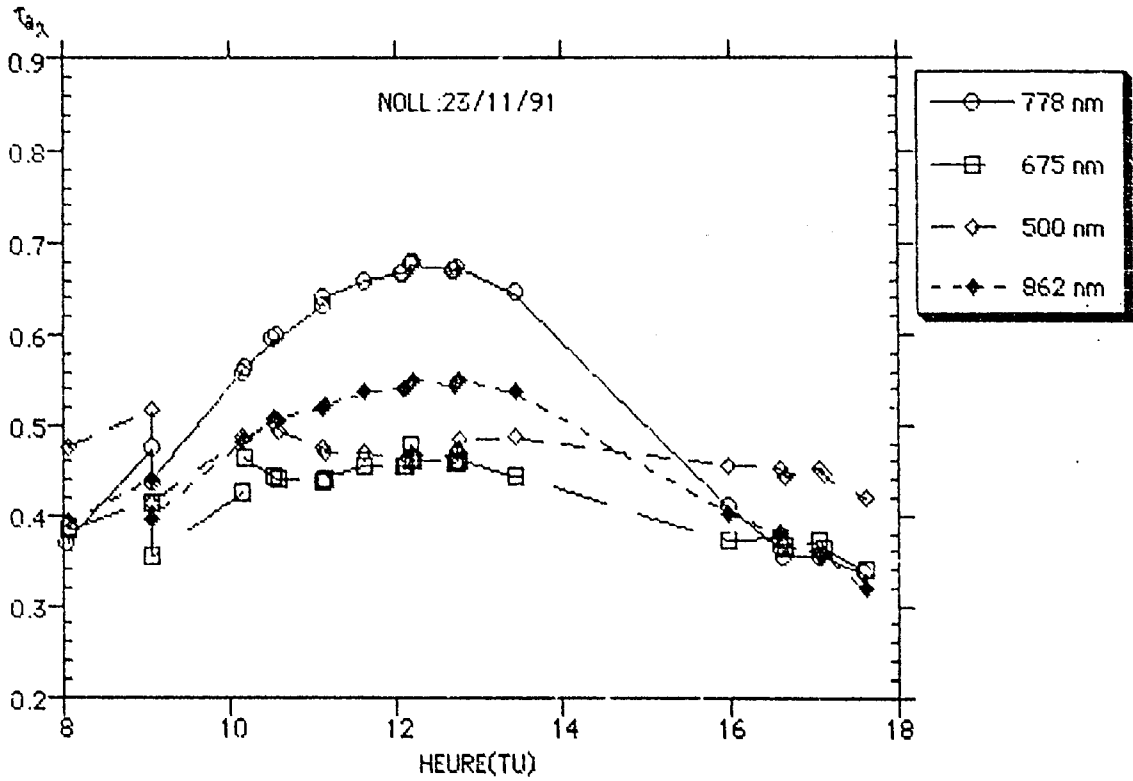


Figure IV-2: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol calculée avec les constantes d'étalonnage fournies avec le photomètre NOLL. Les longueurs d'ondes exploitées sont indiquées en légende.

10/11/91

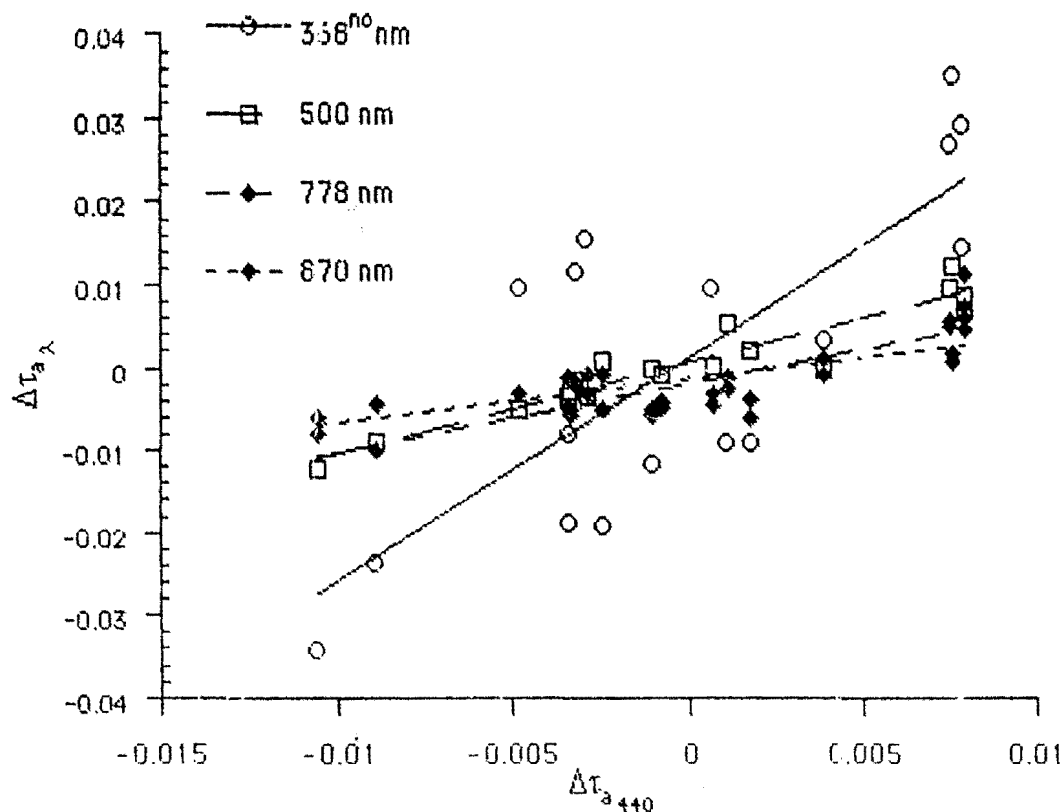


Figure IV-3 Evolution des écarts $\Delta\tau_{a_{\lambda}}$ entre $\tau_{am_{\lambda}}$, la valeur moyenne déterminée par la droite de Bouguer et $\tau_{a_{\lambda}}(t)$, sa valeur instantanée à 870, 778, 500 et 368 nm en fonction de $\Delta\tau_{a_{\lambda}}$ à 440 nm pour les mesures du 10/11/91.

$\lambda(\text{nm})$	penne	$\frac{\tau_{am_{\lambda}}}{\tau_{a440}}$	$\tau_{am_{\lambda}}$
870	0.53	0.73	0.261
778	0.84	0.81	0.289
500	1.09	0.97	0.345
440			0.354
368 (nc)	2.7	0.95	0.338

Tableaux IV-1 comparaison des pentes des droites de la Figure IV-3 avec les rapports entre les valeurs moyennes des épaisseurs optiques d'aérosols aux longueurs d'onde 870, 778, 500, 368 et 440 nm

Nous pensons que le procédé classique de détermination de la constante d'étalonnage à partir de la droite de BOUGUER, n'est pas d'une précision absolue car, il ne tient pas compte de la variation en nature et en abondance des aérosols lors de l'étalonnage. La technique d'interétalonnage développée au Laboratoire d'optique Atmosphérique de Lille (V. Soufflet, 1992) qui est basée sur l'hypothèse que la nature de l'aérosol reste inchangée au cours des mesures bien que leur abondance varie, permet d'étalonner tout photomètre multispectral à condition de posséder un photomètre étalon à une longueur d'onde. Cet étalon peut être réalisé hors atmosphère en embarquant à bord d'un ballon lors des vols stratosphériques, un photomètre rudimentaire à une longueur d'onde.

En désignant par λ_0 la longueur d'onde de référence (étalonnée) et λ la longueur d'onde du canal à étalonner, l'épaisseur optique d'aérosols $\tau_a(\lambda)$ peut s'écrire comme la somme d'un terme constant $\tau_{am}(\lambda)$, correspondant à la moyenne journalière et du terme $\Delta\tau_a(\lambda)$ qui représente la fluctuation journalière.

$$\tau_a(\lambda) = \tau_{am}(\lambda) + \Delta\tau_a(\lambda) \quad \text{pour la longueur d'onde } \lambda \quad (4)$$

$$\tau_a(\lambda_0) = \tau_{am}(\lambda_0) + \Delta\tau_a(\lambda_0) \quad \text{pour la longueur d'onde de référence } \lambda_0$$

l'hypothèse d'invariabilité de la dépendance spectrale des épaisseurs optiques d'aérosols, permet de poser:

$$\frac{\Delta\tau_a(\lambda_0)}{\tau_{am}(\lambda_0)} = \frac{\Delta\tau_a(\lambda)}{\tau_{am}(\lambda)} \quad (5)$$

ou encore

$$\frac{\tau_{am}(\lambda)}{\tau_{am}(\lambda_0)} = \frac{\Delta\tau_a(\lambda)}{\Delta\tau_a(\lambda_0)} \quad (6)$$

A défaut de disposer d'un étalonnage hors atmosphère, nous avons appliqué cette technique d'interétalonnage aux mesures effectuées avec le filtre 368 nm, en utilisant comme étalon le filtre 440 nm, dont la constante obtenue à Bamako le 10/11/91 est en bon accord avec celle utilisée (obtenue au LOA). Ceci a permis de corriger le défaut d'étalonnage observé au niveau de la longueur d'onde 368 nm du photomètre CIMEL 5 Filtres.

La Figure IV-4 permet d'observer l'évolution temporelle des épaisseurs optiques d'aérosol du 10/11/91. On remarque que la loi de décroissance spectrale de l'épaisseur optique d'aérosol est vérifiée: la courbe de l'évolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol à 368^c nm se trouve au-dessus des autres. La valeur de la constante d'étalonnage du canal à 368 nm, qui était 3460 passe à 3835 après correction. Ceci se traduit par une augmentation systématique de l'épaisseur optique d'aérosols d'une valeur de $\frac{0.11}{m}$.

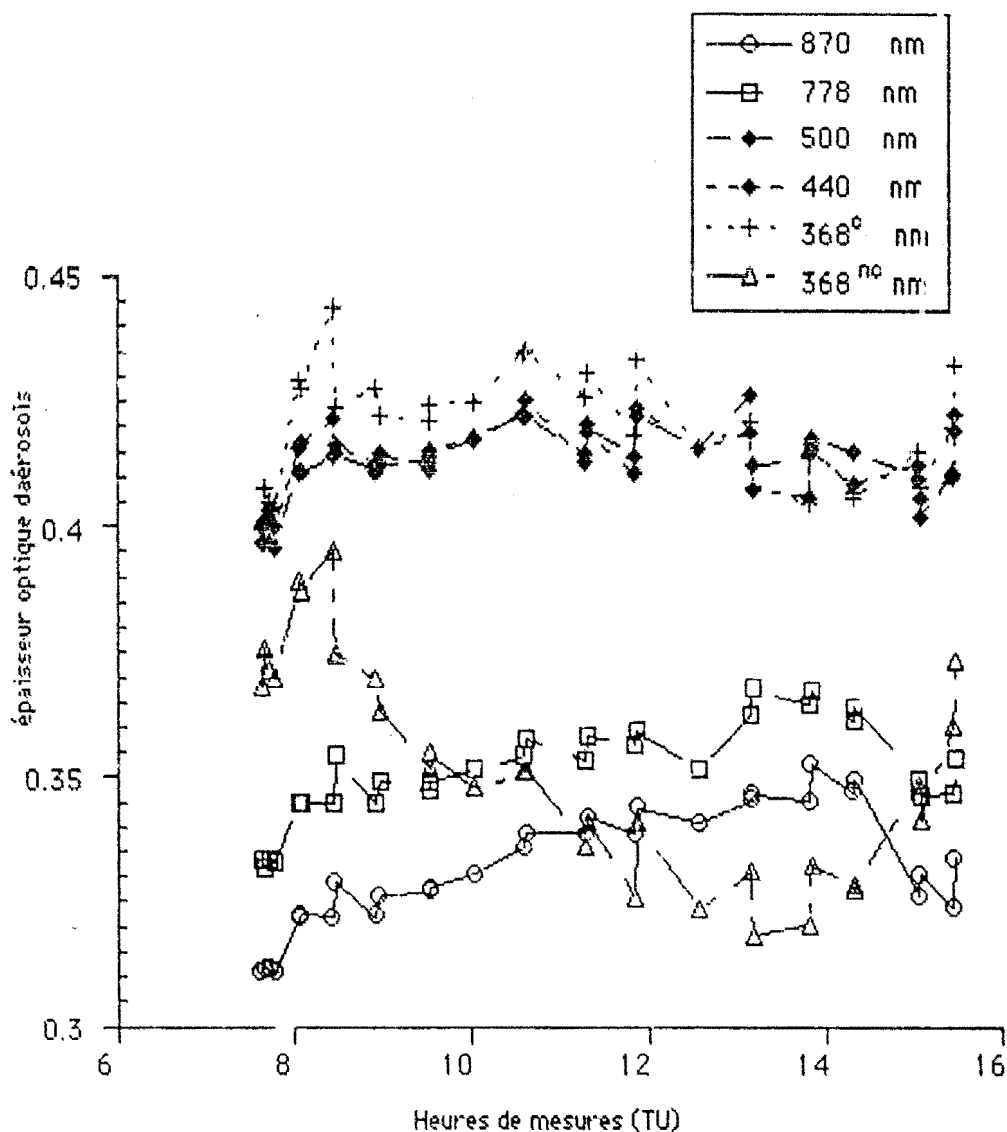


Figure IV-4: Evolution temporelle (heure TU) de l'épaisseur optique d'aérosol pour les longueurs d'onde 870, 778, 500, 440 et 368 nm: le 10/11/91. Nous avons distingué les épaisseurs optiques d'aérosols obtenues à la longueur d'onde 368 nm avec les constantes d'étalonnage corrigée (c) et non corrigée(nc) pour le Cimel 5 Filtrés.

IV-3-2 INFLUENCE DE LA TEMPERATURE DU DETECTEUR SUR LA CONSTANTE D'ETALONNAGE $U_{0\lambda}$

La température du détecteur est mesurée pour les deux photomètres. On sait que le silicium est sensible à la température en ce qui concerne l'effet photovoltaïque surtout au delà de $1\mu\text{m}$; on s'attend donc à un effet sur le canal à 1020 nm pour des températures très supérieures aux températures enregistrées lors des séances d'étalonnage (Figure IV-5). Sur la Figure IV-6, on observe que l'allure de la variation temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol à 1020 nm non corrigée (nc) se distingue de l'allure des autres courbes. En effet, celle-ci semble s'écarter de l'ensemble des variations des épaisseurs optiques d'aérosols aux autres longueurs d'onde et cela d'autant plus que les mesures sont effectuées en milieu de journée, justement au moment où la température du détecteur est la plus élevée.

Il se pose donc le problème de la correction de cet effet de température. Dans ce qui suit, nous allons exposer une méthode de correction de cet effet.

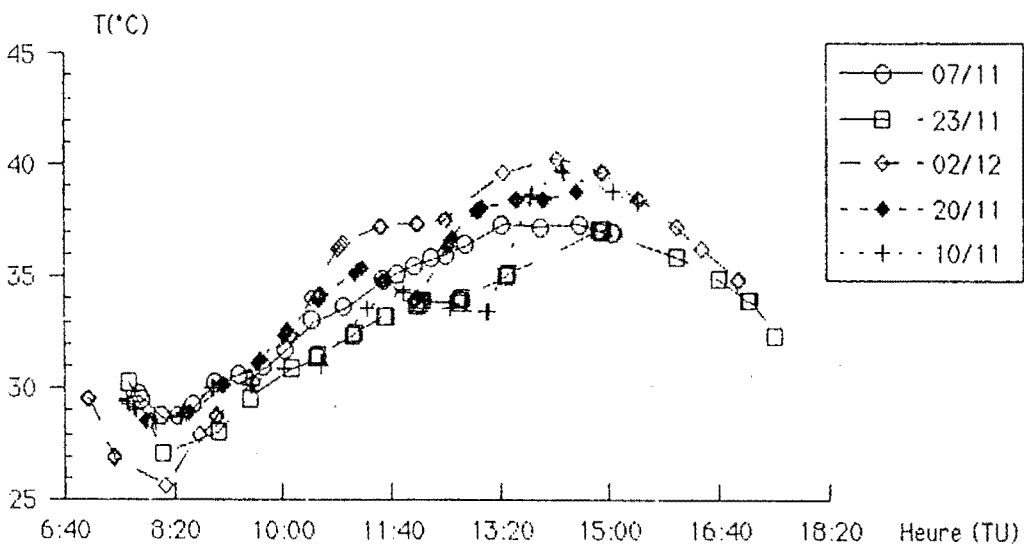


Figure IV-5 Variation de la température T ($^{\circ}\text{C}$) du détecteur au cours de la journée pour quelques journées de mesures avec le Cimel 6 filtres.

En admettant que le signal mesuré à la longueur d'onde 1020 nm soit une fonction de la température, nous pouvons associer une fonction $f(T)$ qui corrige cette dépendance du signal, la loi d'atténuation du rayonnement solaire direct dans l'atmosphère peut s'écrire:

$$U_{\lambda}(T) = \frac{U_{0\lambda}(T_0)}{S} f(T) \exp(-\tau_{\lambda} m) \quad (7)$$

T_0 étant la température moyenne du détecteur le jour de l'étalonnage:

$$f(T_c) = 1 \text{ et } U_{0\lambda}(T_0) = U_{0\lambda}$$

Si on fait une approximation linéaire pour représenter $f(T)$:

$$f(T) = A + B T, \text{ on peut écrire que } f(T) = 1 + B(T - T_0) :$$

Il reste donc à déterminer B.

Si la nature des aérosols ne change pas au cours de la journée (modèle d'aérosol

stable), on peut poser que le rapport $\frac{\tau_{a\lambda}}{\tau_{a\lambda_0}} = a$ est constant.

$\tau_{a\lambda_0}$: l'épaisseur optique d'aérosol à la longueur d'onde de référence (nous prenons 870 nm)

$\tau_{a\lambda}$: l'épaisseur optique d'aérosol à corriger à la longueur d'onde 1020 nm

Pour la journée du 20/11/91 nous avons observé à partir de la variation temporelle

de l'épaisseur optique que les rapports $\frac{\tau_{440}}{\tau_{870}}$ et $\frac{\tau_{660}}{\tau_{870}}$ pouvaient être effectivement

considérés comme des constantes.

Soit: $\tau_{1020} = a \cdot \tau_{870}$. Sous forme logarithmique, L'équation (7) devient:

$$\text{Ln} \left[\frac{U_{1020}(T)}{U_{01020}(T_0)/S} \right] = \text{Ln}(f(T)) - m \tau_{870} a \quad (8)$$

A cette longueur d'onde, l'effet Rayleigh est négligeable et on considère que:

$$\text{Ln } f(T) = \text{Ln}(1 + B(T - T_0)) \text{ avec l'approximation } B(T - T_0) \ll 1$$

$$\# B(T - T_0) \quad (9)$$

(8) se met sous la forme: $Z = B X + C Y$

$$Z = \text{Ln} \left[\frac{U_{1020}(T)}{U_{01020}(T_0)/S} \right]$$

$$X = T - T_0$$

$$Y = m \tau_{870}$$

Les paramètres B et C de la régression multiple à deux variables X et Y ci-dessus définies nous fournissent les coefficients cherchés B et a. La valeur estimée de T_0 est 10°C. En appliquant cette méthode à la journée du 10/11/91, nous avons obtenu 0.005 K⁻¹ et 0.95 comme valeurs respectives de ces coefficients. La Figure IV-6 montre également la variation temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol le 20/11/91 après correction du signal mesuré à la longueur d'onde 1020 nm (c)

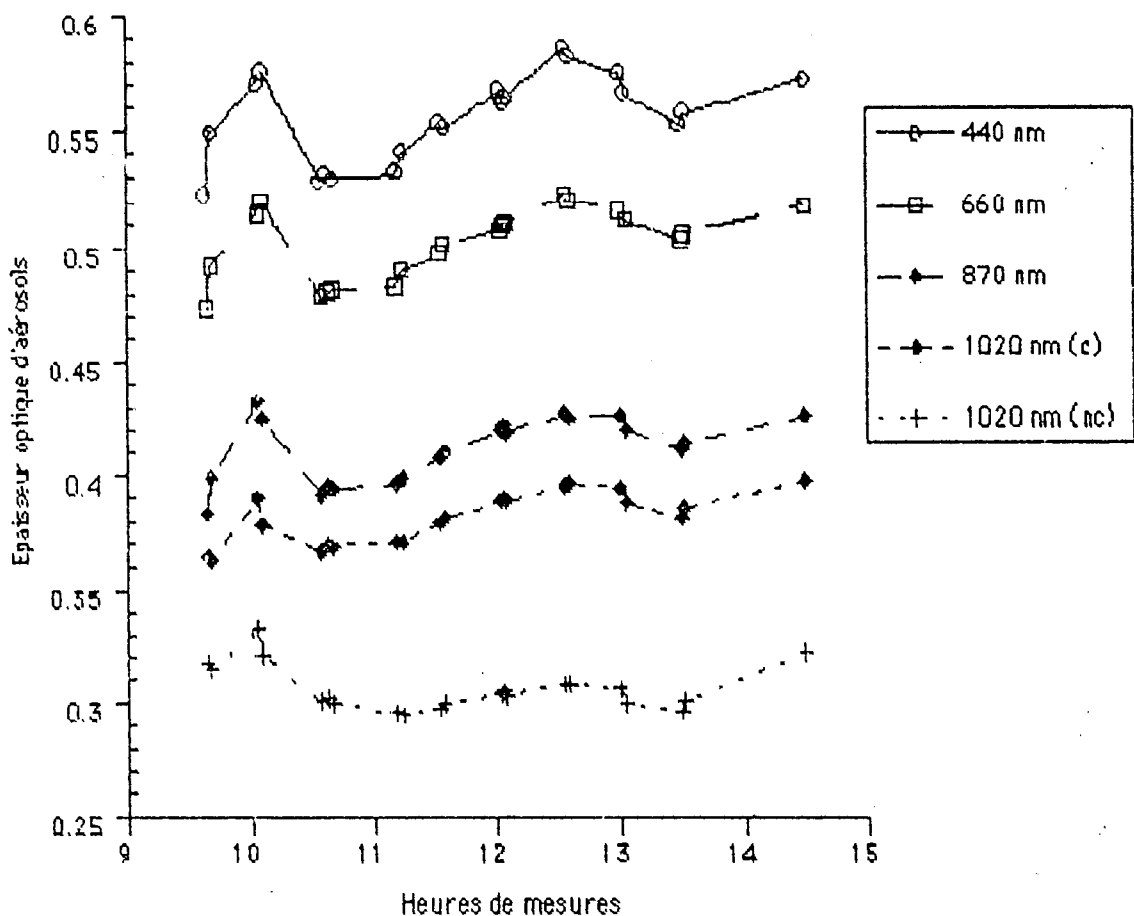


Figure IV-6: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol pendant la journée du 20/11/91 pour les longueurs d'onde 440, 660, 870 et 1020 nm: non corrigé (nc) et corrigé (c) de l'effet de température à 1020 nm (Cimel 6 filtres)

IV-4 INCERTITUDE PROVENANT DE LA MESURE DU SIGNAL

Nous avons retenu deux types d'erreurs sur le signal mesuré U_{λ} .

Les erreurs d'ordre technique liées à la conception de l'appareil. Il s'agit des erreurs introduites par la qualité des filtres équipant l'appareil, celles introduites par la sensibilité du détecteur à la chaleur et la fraction d'incertitude liée à la prise en compte d'une partie du rayonnement diffus qui est en rapport avec l'ouverture du photomètre.

L'autre type d'erreurs concerne celles due à la manipulation de l'appareil. Il s'agit de la mauvaise visée et des mesures effectuées en présence de nuages. La détection et la correction de ce type d'erreur a été effectuée au paragraphe IV-4-3.

V-4-1 INCERTITUDE DUE A LA QUALITE DES FILTRES

Les deux photomètres CIMEL sont munis de filtres interférentiels dont les bandes passantes sont de l'ordre de 10 nm. Cela peut entraîner une erreur relative sur l'estimation de la constante d'étalonnage des photomètres et donc sur les épaisseurs optiques calculées inférieures à 1 % pour les filtres centrés sur 500, 778 et 870 nm (Thomason et al, 1982).

Cette erreur qui est plus importante pour les filtres centrés sur 368 et 440 nm reste tout de même secondaire devant les autres types d'erreur. Nous avons montré que pour les filtres utilisés à Bidi, aucun cas de détérioration n'a été observé sur plus de deux années. Les problèmes observés durant l'expérience ECLATS pourraient être dus au fait que les filtres utilisés n'étaient pas interférentiels.

IV-4-2 INCERTITUDE DUE A L'OUVERTURE DU PHOTOMETRE

IL est important pour un photomètre, d'avoir un angle d'ouverture aussi proche que possible de l'angle solide du soleil (environ $\frac{1}{2}^\circ$). Ceci permet de réduire au mieux la contribution du signal diffus dans le signal mesuré. Si nous nous en tenons aux travaux effectués par (Box et al., 1979) puis récemment par (Reagan et al., 1986), l'angle d'ouverture du détecteur CIMEL qui est de 1° est assez faible pour négliger la fraction du rayonnement diffus pris en compte et qui a pour conséquence de surestimer le signal reçu.

Cependant, si les épaisseurs optiques sont importantes, l'augmentation résultante du rayonnement à pour conséquence de sous-estimer l'épaisseur optique mesurée, en ce moment l'angle solide du photomètre CIMEL qui est 4 fois plus grand que celui du soleil n'est plus négligeable. Pour les grandes masses optiques, lorsque le rayonnement direct est faible, il y a la possibilité, comme c'est le cas avec le CIMEL, de régler la sensibilité des mesures de chaque canal par le choix d'un facteur d'échelle qu'on met en mémoire et qui détermine la durée de mesure pour chaque canal.

Le signal délivré est proportionnel à cette durée. Le procédé qui permet d'obtenir assez d'énergie au niveau du détecteur en augmentant le temps d'exposition au soleil est nécessaire pour des mesures photométriques en zones de forte turbidité (cas de l'espace sahélien et saharien).

IV-4-3 INCERTITUDE DUE AUX NUAGES OU A LA MAUVAISE VISEE

Les mesures photométriques sont simples à effectuer lorsque l'on dispose d'un bon appareil. Outre les erreurs liées à l'appareil, un certain nombre d'erreurs sont imputables à l'opérateur. Il s'agit principalement des erreurs dues à une mauvaise visée du soleil et celles introduites par la présence d'un nuage fin non identifié.

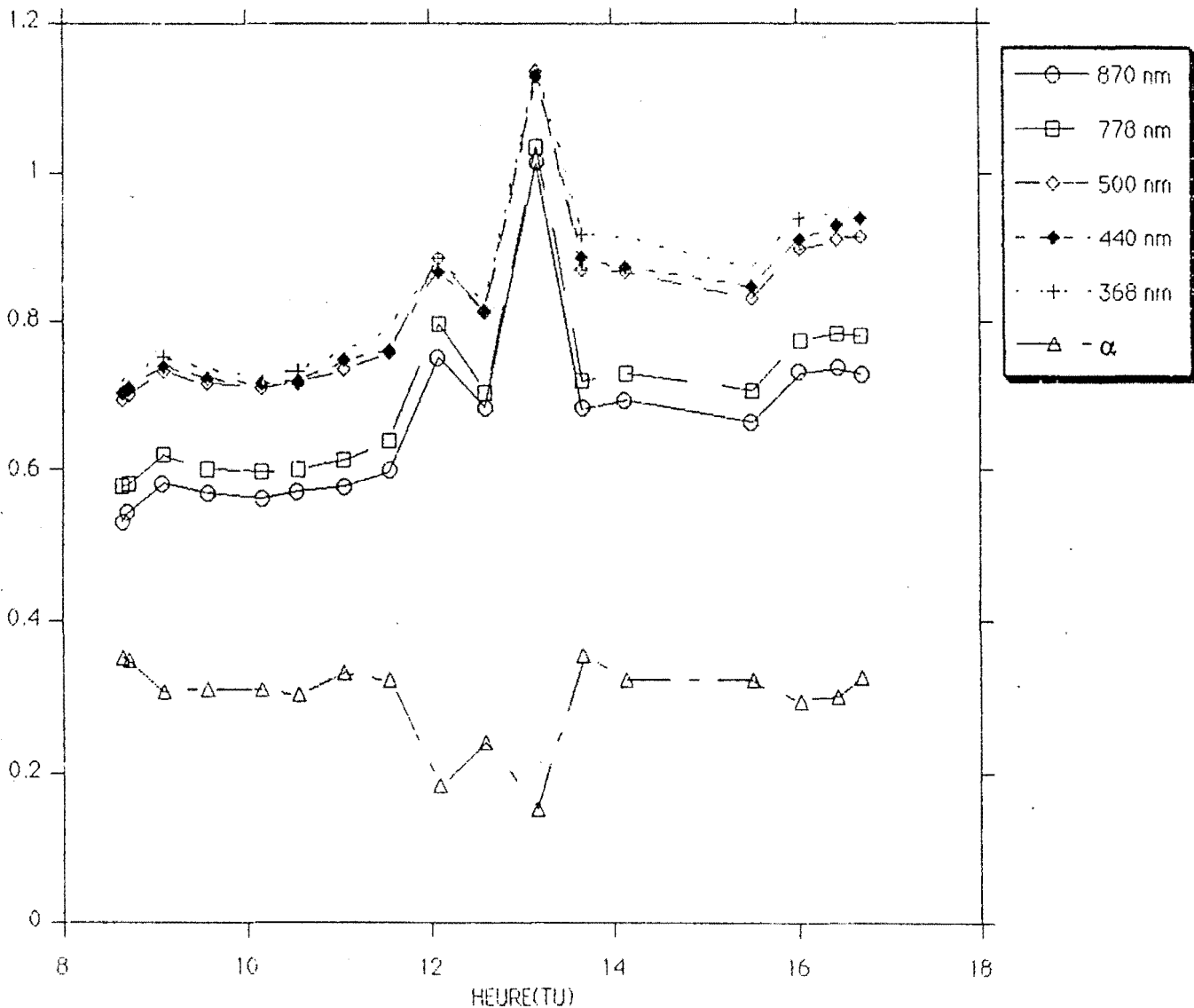


Figure IV-7 : Mise en évidence de la détection nuageuse à partir de la représentation de la variation temporelle des épaisseurs optiques et du coefficient de trouble d'Angström α le 13/11/91. Les augmentations brusques des épaisseurs optiques observées à tous les filtres du photomètre signalent que les mesures ont été faites lors d'un passage de cirrus non détectés à l'œil.

En effet, dans un cas ou dans l'autre, on a une fraction du rayonnement qui est prise en compte au niveau du détecteur du photomètre. On observe souvent des points singuliers qui signalent toujours une augmentation brusque de l'épaisseur optique d'aérosol, qui correspond à une réduction du signal. Cette réduction est due soit à une mauvaise visée, dans ce cas l'aberration ne se répète pas systématiquement à tous les filtres pour un photomètre manuel (si le photomètre est automatique, dans le cas d'une dérive de la visée, cette réduction devient systématique et s'observe à tous les filtres); soit à un passage de cirrus non détecté, alors la réduction du signal se constate sur tous les filtres pour la même séquence de mesure (Figure IV-7).

Si le nuage est très fin on peut penser qu'il s'agit d'une atténuation causée par les brumes sèches. Inversement, des situations de brumes sèches denses peuvent atténuer le rayonnement d'une proportion semblable à celle que l'on obtiendrait en présence de nuages. C'est ce qui rend difficile l'élimination des mesures contaminées par les nuages sur le seul critère de valeur seuil de compte numérique en dessous duquel on admet que la mesure correspondante est mauvaise. La présence d'un nuage modifie aussi le paramètre d'Angström α puisque les gouttes ou les cristaux sont des particules assez grosses, (7-15 μm).

Nous proposons dans ce paragraphe une méthode de discrimination des mesures erronées. Cette méthode est basée sur l'hypothèse que la dépendance spectrale de l'épaisseur optique d'aérosols n'est pas la même dans le proche infrarouge que dans le visible. Pour chaque séquence de mesures, on partitionne l'intervalle spectral délimité par les filtres qui équipent le photomètre en deux sous-intervalles. L'un dans le visible et l'autre dans le proche infrarouge.

Dans le visible, on détermine les paramètres k_v et r_v de la droite des moindres carrés linéaires correspondant à la régression linéaire $\text{Ln } \tau_{a\lambda} = \text{Ln } \beta - \alpha_v \cdot \text{Ln } \lambda$ entre le logarithme de l'épaisseur optique d'aérosols $\tau_{a\lambda}$ et le logarithme de la longueur d'onde correspondante λ . Où,

α_v : la pente de cette droite de régression.

r_v : le coefficient de corrélation linéaire correspondant à cette régression.

De la même façon, on détermine dans le proche infrarouge les paramètres identiques α_p et r_p .

On détermine ensuite le rapport $k = \frac{\alpha_v}{\alpha_p}$ pour chaque séquence de mesures. Sur l'ensemble des séquences de mesures effectuées au cours de la journée, on calcule la moyenne \bar{k} des rapports k obtenus pour chaque séquence et l'écart-type $\sigma_{\bar{k}}$ associé à cette moyenne.

Une fois ces paramètres déterminés, on effectue pour chaque journée de mesures et pour chaque photomètre deux traitements. Les séquences non éliminées après les deux traitements sont celles que nous considérons comme satisfaisantes.

Pour le photomètre 5 Filtres, on désigne par visible (v), les longueurs d'onde 368, 440 et 500 nm et par proche infrarouge (p), les longueurs d'onde 778 et 870 nm. Pour le photomètre 6 Filtres le visible correspond aux longueurs d'onde 440 et 660 nm et le proche infrarouge aux longueurs d'onde 660, 870 et 1020 nm.

IV-4-3-1 CRITERES D'ELIMINATION DES MESURES ERRONNEES

Le premier test consiste tout simplement à éliminer directement toutes les séquences de mesures pour lesquelles les coefficients de corrélations linéaires r_v et r_p sont inférieurs à 0.99.

La deuxième étape d'élimination basée sur l'hypothèse que lorsque l'extinction du rayonnement est due aux aérosols, alors on admet que le rapport k varie peu au cours d'une journée. Ce deuxième test est appliqué à toutes les séquences de mesures restantes après le premier traitement. Ainsi, une séquence de mesures est jugée satisfaisante lorsque $|\bar{k}-k|$ est inférieure à la valeur seuil définie par l'écart type $\sigma_{\bar{k}}$.

IV-4-3-2 RESULTATS

A titre d'exemple, nous avons appliqué nos traitements aux quatre types de situations sélectionnés à partir de nos observations sur place et qui sont les suivantes:

- situation claire sans nuages (Figure IV-8-a)
- situation turbide sans nuages (Figure IV-8-b)
- situation claire mais nuageuse (Figure IV-8-c)
- situation très turbide et très nuageuse (Figure IV-8-d)

Sur chacune de ces Figures IV-8, sont représentées:

- les données brutes non traitées d'épaisseurs optiques d'aérosols en fonction de l'heure (Figure (brutes), située en haut à gauche);
- la variation du rapport k en comparaison avec une variation de l'épaisseur optique d'aérosols en fonction de l'heure (en haut à droite);
- les variations d'épaisseurs optiques d'aérosols en fonction de l'heure lorsque le premier critère d'élimination est appliqué (r_v et r_p sont inférieurs à 0.99) (Figure en bas à gauche);
- les variations d'épaisseurs optiques d'aérosols en fonction de l'heure lorsque le deuxième critère d'élimination est appliqué aux séquences restantes après le premier traitement ($|\bar{k}-k|$ est supérieure à une valeur seuil; $0.5 \sigma_{\bar{k}}$ ou $\sigma_{\bar{k}}$ etc...) (Figure en bas à droite).

Le premier test appliqué aux mesures brutes nous déjarrasse déjà d'un nombre assez important de mesures peu certaines (Figures IV-8:T1). Leurs proportions sont dans l'ordre des Figures (IV-8): $\frac{18}{30}$ pour (a), $\frac{9}{20}$ pour (b), $\frac{13}{20}$ pour (c) et $\frac{15}{22}$ pour (d).

Un bon nombre de mesures incertaines ont été éliminées certes, mais tous les points aberrants ne sont pas cependant éliminés. Finalement lorsqu'on applique le deuxième test aux mesures restantes, les proportions de mesures que nous considérons comme satisfaisantes sont $\frac{10}{30}$ pour (a), $\frac{5}{20}$ (b), $\frac{6}{20}$ (c) et $\frac{3}{22}$ (d). On remarque que la proportion des points éliminés reste tout de même important même pour une journée type de ciel clair sans nuages (a). On peut raisonnablement penser des mesures acceptables ont été éliminés. A ce propos, nous pensons qu'il vaut mieux avoir un nombre limité de mesures dont on a une bonne confiance et qui sont régulièrement réparties sur l'intervalle de mesures que d'avoir plus de mesures dont certaines sont peu fiables. Lorsque le trouble évolue lentement au cours de la journée (comme à Bidi), quatre bonnes mesures pourraient suffire. Les critères d'élimination que nous avons fixés ne sont pas figés. Les seuils que nous avons fixés peuvent être modulés en fonction des situations; $|k-k|$ est supérieure à $0.5 \sigma_k$ ou σ_k selon que lorsque l'épaisseur optique d'aérosol varie beaucoup (ex:07/11/91) ou peu (ex:11/11/91). On remarque également que notre méthode de traitement élimine davantage de mesures l'après-midi. Cela pourrait s'expliquer par le fait que notre deuxième test est basé sur l'hypothèse d'un ensemble d'aérosols de même nature dont la dépendance spectrale à une forme invariante. Or au CRES de Bamako, les après-midi on observe une évolution de l'épaisseur optique d'aérosols (V-2-5). Cette contrainte limite l'applicabilité de notre méthode à une situation de trouble atmosphérique relativement stable au cours de la journée.

Les tests d'élimination effectués, ne nous permettent pas de faire la discrimination entre les mesures éronnées pour cause de nuages et celles éronnées pour cause de mauvaise visée. Nous pensons que les variations des coefficients d'Angström α_V et α_P ainsi que celle de leur rapport k pourrait nous apporter des solutions. Ainsi,

- dans un cas de contamination nuageuse, α_V et α_P diminuent tandis que k tend vers 1.
- dans un cas de mauvaise visée (non systématique): cas d'un photomètre manuel, toutes les autres combinaisons sont possibles. Mais si la mauvaise visée est systématique: cas d'un photomètre automatique pour lequel il y a une dérive due à un dérèglement du suiveur solaire, on peut observer une tendance dans les évolutions de α_V , α_P et k .

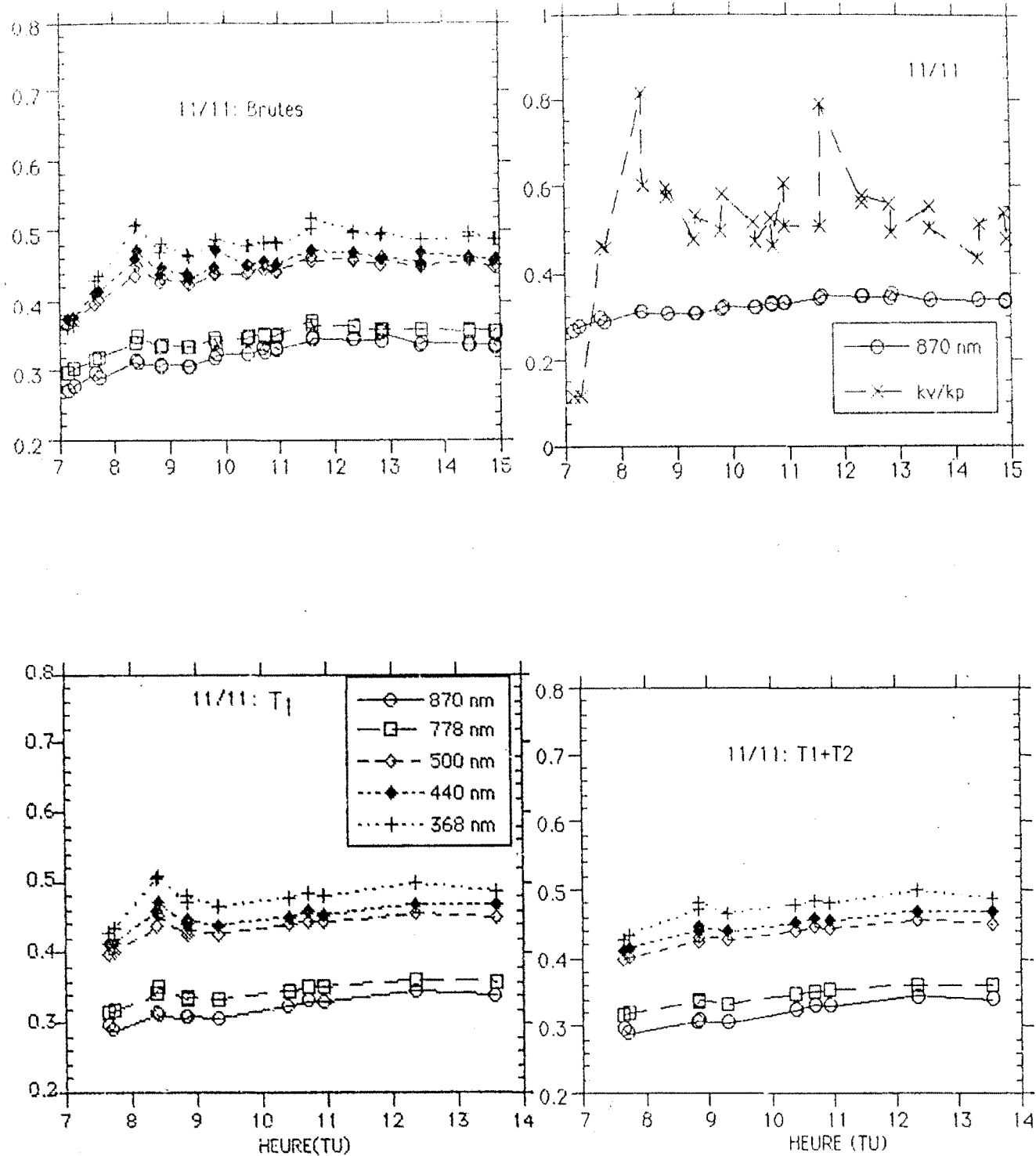


Figure IV-8-a Traitement effectué sur les mesures brutes du 11/11 (ciel clair et propre)
 T1 indique les séquences restantes en appliquant le premier traitement aux
 mesures brutes, T1+T2, les séquences restantes en appliquant le deuxième
 traitement aux séquences restantes après T1. En haut à droite sont présentées
 les variations de l'épaisseur optique d'aérosol et du rapport k.

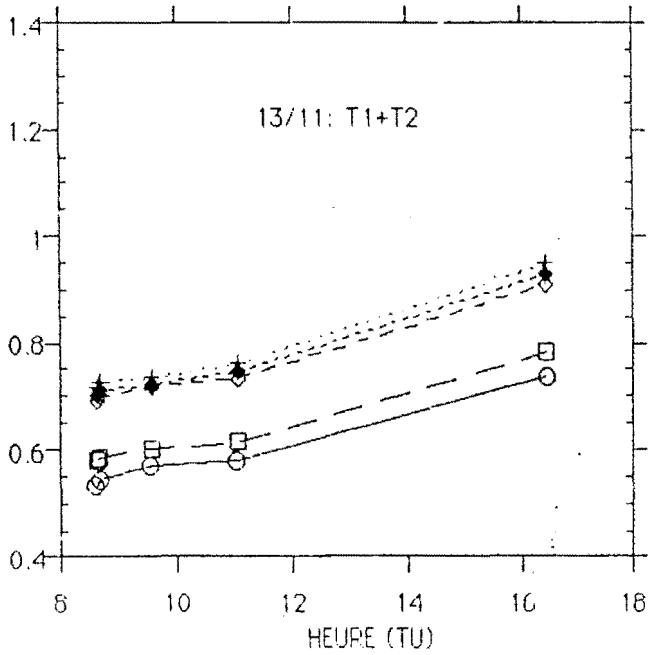
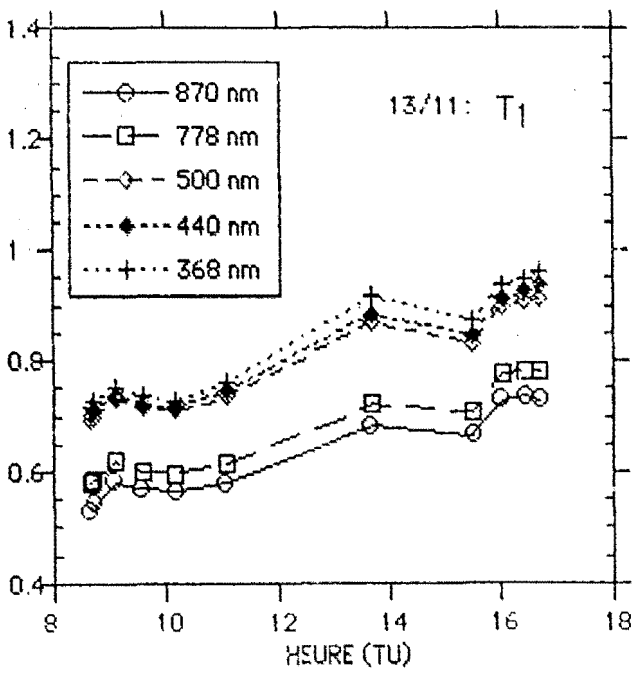
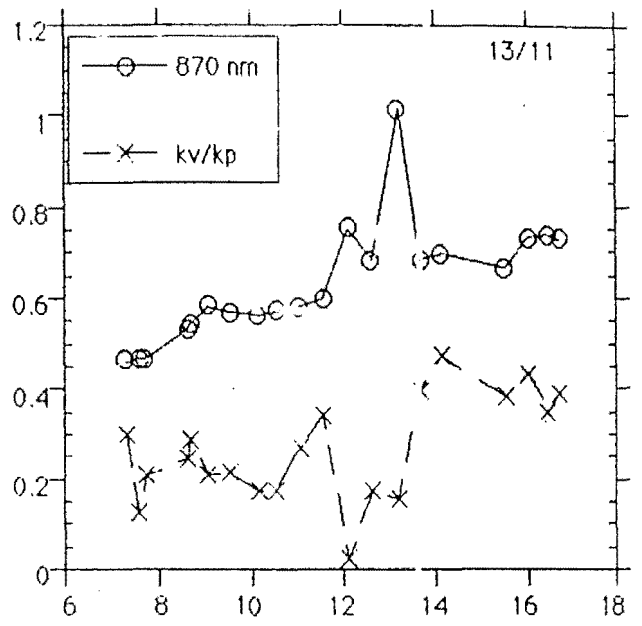
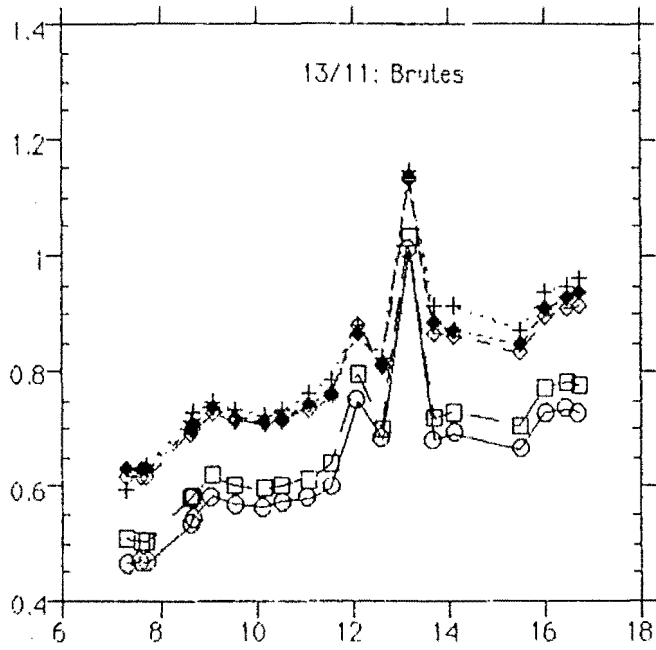


Figure IV-8-b: idem Figure IV-8-a pour les mesures brutes du 13/11 (très trouble).

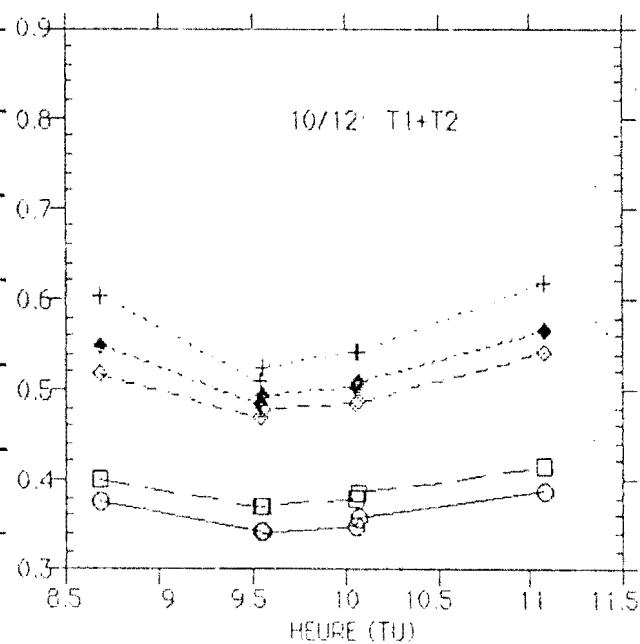
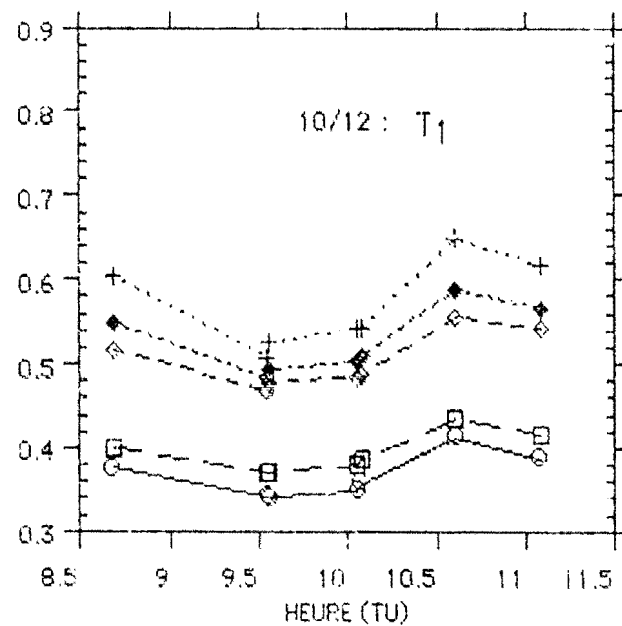
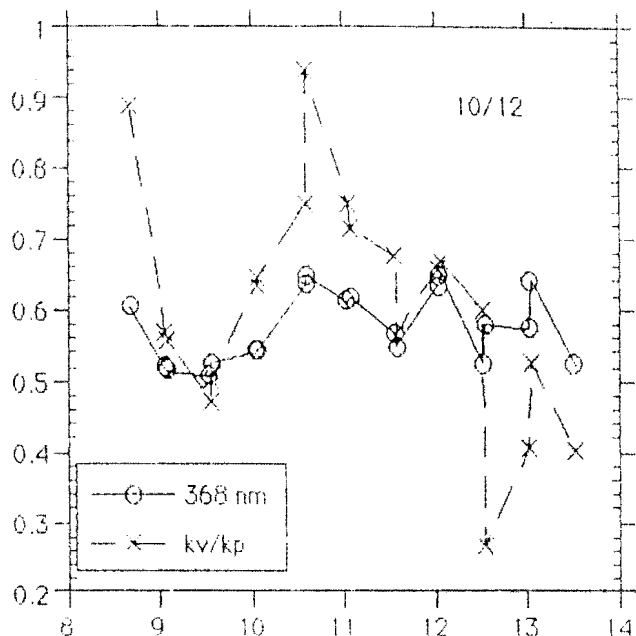
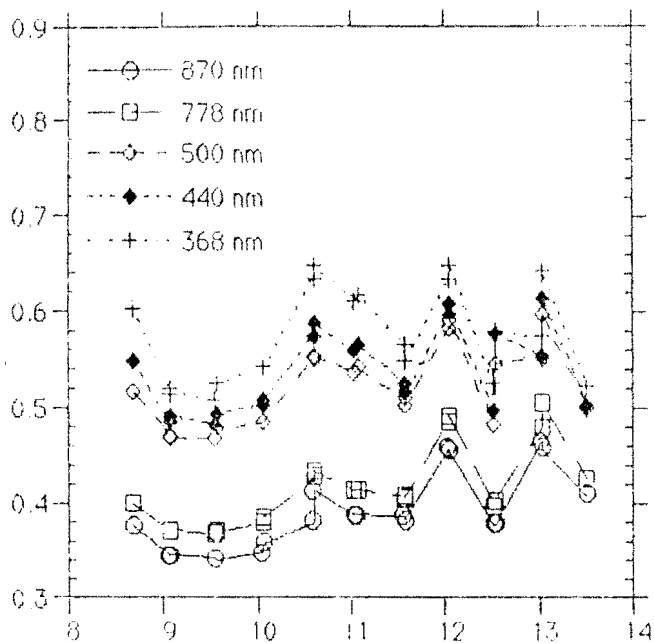


Figure IV-8-c: idem Figure IV-8-a pour les mesures brutes du 10/12 (très nuageux).

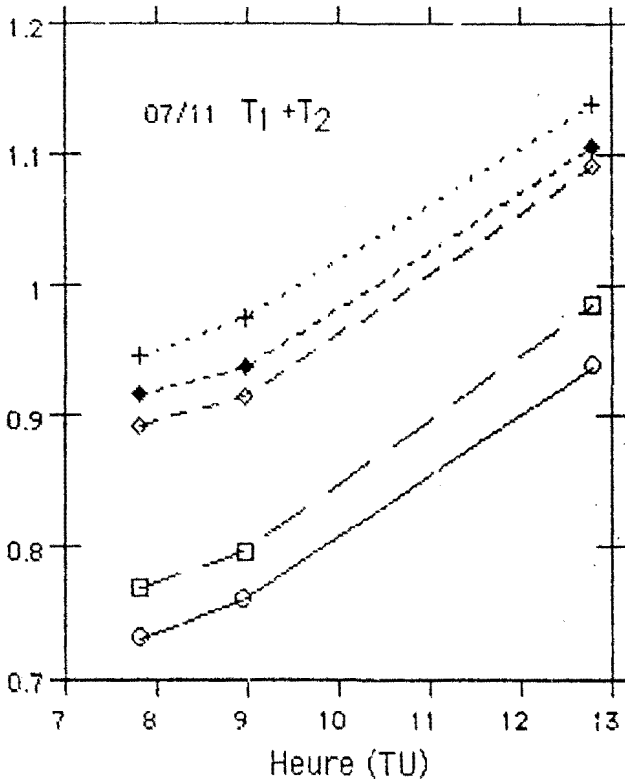
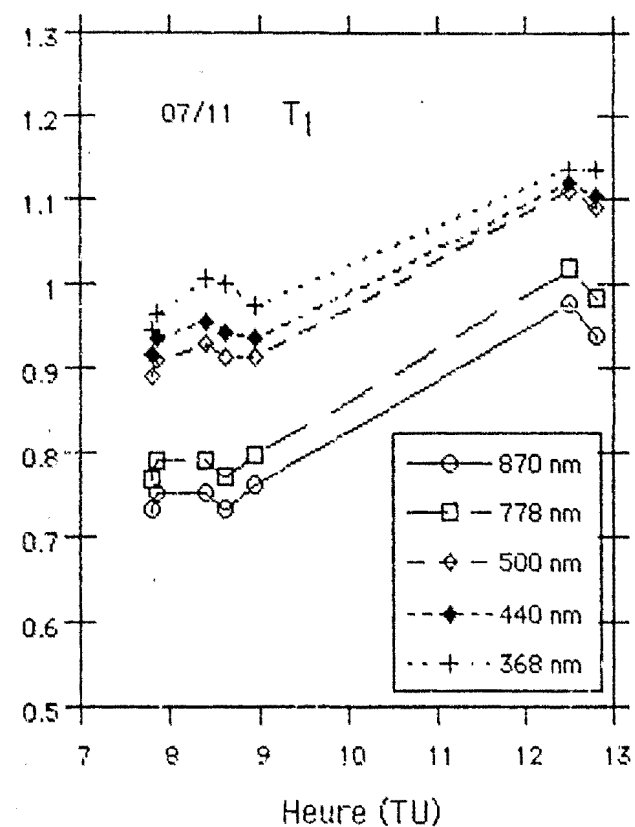
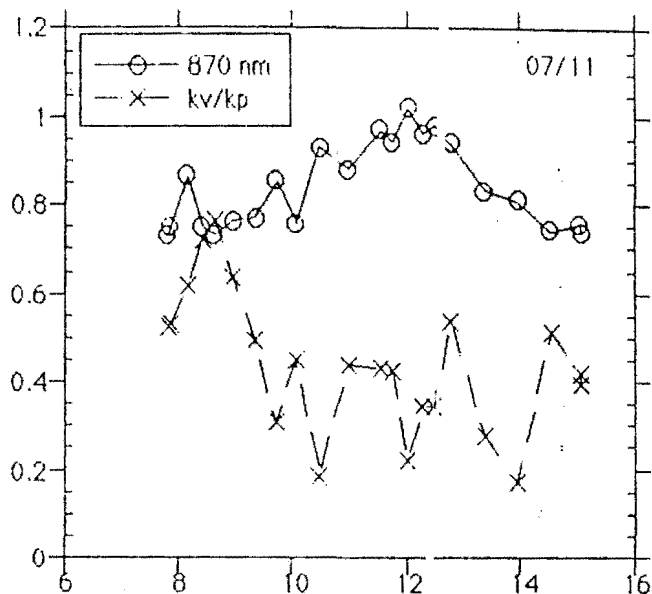
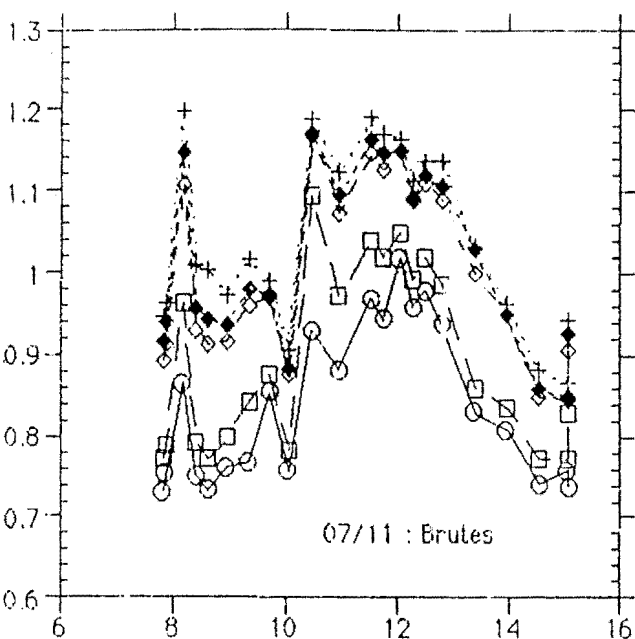


Figure IV-8-b: idem Figure IV-8-a pour les mesures brutes du 07/11 (très trouble et nuageux).

IV-5 EVALUATION DES DIFFERENTES ERREURS: CAS PRATIQUE
DES MESURES EFFECTUEES LE 10/11 ET LE 01/12 A BAMAKO.

Nous avons à travers les Tableaux IV-2, évalué les erreurs commises sur l'épaisseur optique d'aérosols $\tau_{a\lambda}$. A partir de

$$\Delta\tau_{a\lambda} = \frac{1}{m} \frac{\Delta U_{0\lambda}}{U_{0\lambda}} + \frac{1}{m} \frac{\Delta U_{\lambda}}{U_{\lambda}} + \tau_{\lambda} \frac{\Delta m}{m},$$

nous retenons les termes $\frac{1}{m} \frac{\Delta U_{0\lambda}}{U_{0\lambda}}$ et $\tau_{\lambda} \frac{\Delta m}{m}$ qui sont les erreurs systématiques et représentent respectivement les erreurs dues à la constante d'étalonnage et à la mauvaise estimation de l'instant de mesures.

Le terme $\frac{1}{m} \frac{\Delta U_{\lambda}}{U_{\lambda}}$ peut être négligé dans l'hypothèse d'une mesure effectuée dans de bonnes conditions (sans erreurs de visée et sans nuages).

Dans le terme $\frac{\Delta U_{0\lambda}}{U_{0\lambda}}$ nous avons distingué les deux cas rencontrés:

- La constante d'étalonnage est erronée au départ et reste indépendante des conditions de mesures; il s'agit du cas $U_0(368 \text{ nm})$ présenté dans le Tableau IV-2-A.
- La constante d'étalonnage varie en fonction de la température du détecteur lors des mesures; c'est le cas de $U_0(1020 \text{ nm})$ présenté dans le Tableau IV-2-B.

Le terme $\tau_{\lambda} \frac{\Delta m}{m}$ évalue l'erreur due à la mauvaise appréciation de l'instant de mesure, introduite par la déviation Δt de l'horloge du photomètre pendant les mesures dans le calcul de Δm .

A)	Temps (h)	masse opt. (m)	ΔM	$\frac{1}{M} \frac{\Delta U_0}{U_0}$	$\tau_{a\lambda}$	$\Delta \tau_{a\lambda}$	$\frac{\Delta \tau_{a\lambda}}{\tau_{a\lambda}}$ (%)
01/12	9h	2	0.048	0.049	0.746	0.072	9.6
($\Delta t=113$ s)	12.08h	1.22	0.00113	0.080	0.714	0.086	12
10/11	8.95	1.85	0.0026	0.053	0.422	0.059	13.9
($\Delta t=20$ s)	11.87	1.15	0.00012	0.085	0.433	0.09	20.8

B)	Temps (h) et Temp (°C)	masse opt. (m)	ΔM	$\frac{1}{M} \frac{\Delta U_0}{U_0}$	$\tau_{a\lambda}$	$\Delta \tau_{a\lambda}$	$\frac{\Delta \tau_{a\lambda}}{\tau_{a\lambda}}$ (%)
01/12	9.04h 29.8 °C	1.97	0.0549	0.050	0.483	0.068	14.2
($\Delta t=113$ s)	12h 34°C	1.21	0.00101	0.0988	0.461	0.104	22.6
10/11	8.95h 29.8°C	1.85	0.0021	0.0528	0.308	0.0581	18.9
($\Delta t=20$ s)	11.87h 33.2°C	1.15	0.0001	0.1002	0.328	0.105	32.1

Tableaux IV-2 Evaluations des erreurs relatives systématiques sur les épaisseurs optiques d'aérosols mesurées avec à la longueur d'onde 368 nm du photomètre Cimel 5 Filtres(A) et 1020 nm du Cimel 6 filtres (B)

L'examen des différentes erreurs systématiques et de leurs effets sur les épaisseurs optiques d'aérosols pour deux types de journées; l'une claire (10/11) et l'autre assez turbide(01/12) est présentée dans les Tableaux IV-2-A et B. Nous y montrons que la principale source d'erreurs sur la valeur des épaisseurs optiques d'aérosols provient de la détermination de la constante d'étalonnage du photomètre utilisé pour les mesures.

Ces erreurs représentent plus de 90% de l'erreur totale dans les deux cas de journées présentées lorsque les mesures sont effectuées vers midi. La contribution de l'erreur due à la mauvaise appréciation de l'instant de mesure, n'est significative que le 01/12 ($\Delta t=113s$) où elle représente près de 30% de l'erreur totale à 9hTU.

En conclusion nous venons de nous rendre compte que lorsque les mesures contaminées par les nuages et celles issues des mauvaises visées sont éliminées, la principale source d'erreurs sur la valeur des épaisseurs optiques d'aérosols provient de la détermination de la constante d'étalonnage.

Les erreurs systématiques sur les épaisseurs optiques d'aérosols passent respectivement de 10 à 14% à 9hTU et de 12 à 20.8% à 12hTU de l'épaisseur optique totale mesurée les 01/12 et 10/11 lorsque celles-ci sont déterminées à la longueur d'onde 368 nm.

Ces proportions deviennent plus importante pour des mesures effectuées à 1020 nm. Elles passent respectivement de 14 à 19% à 9hTU et de 22.6 à 32% à 12hTU les 01/12 et 10/11.

Ces pourcentages élevés montrent l'importance de la qualité des prétraitements à effectuer sur les données brutes.

CHAPITRE 5

EXPLOITATION DES MESURES PHOTOMETRIQUES REALISEES A BIDI-BAHN ET A BAMAKO.

V-I LES MESURES PHOTOMETRIQUES DE BIDI-BAHN

Le but de ces mesures photométriques effectuées par le Laboratoire d'Etudes et de Recherches en Télédétection Spatiale de Toulouse (LERTS), était de caractériser l'évolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosols et du contenu en eau de l'atmosphère sur ce site. Ensuite, restituer à partir des mesures satellitaires l'épaisseur optique d'aérosols fournie par ces mesures sol (Faizoun, 1991).

Pour notre part, nous nous sommes intéressés d'abord à suivre l'évolution de la constante d'étalonnage du photomètre afin de vérifier la stabilité des caractéristiques techniques du photomètre et ensuite, à l'étude de la variabilité saisonnière de la charge en aérosols de cette localité.

V-I-1 BILAN DES MESURES EFFECTUEES.

Les mesures ont été effectuées à Bidi-Bahn, localité située au nord du Burkina Faso en région sahélienne dont la latitude est 13.916° et la longitude 2.666° .

Ces mesures nous ont été apportées sur une disquette dans laquelle se trouvent les fichiers suivants:

- 1) Bidi 8687 : Du 13/10/86 au 13/05/87 (Photomètre G)
- 2) Bidi 8788 : Du 14/05/87 au 02/05/88 (Photomètre G)
- 3) Bidi 88 : Du 03/05/88 au 31/01/89 (Photomètre G)
- 4) Ouango 8586 : Du 21/10/85 au 23/04/86 (Photomètres F et G)
- 5) Ouango 8586 : Du 20/10/86 au 07/05/87 (Photomètre F)

Les photomètres F et G décrits au chapitre 1, sont des photomètres LMD/GEAS, munis de filtres interférentiels à cinq longueurs d'onde, 448, 646, 845, 940 et 950 nm. Pour notre étude, nous avons utilisé les mesures faites aux trois premières longueurs d'onde avec le photomètre G à Bidi et qui s'étalent du 13/10/86 au 31/01/89 soit sur une période de 842 jours. Le Tableau V-1 nous indique comment sont réparties les mesures dans la période d'étude.

	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juli	Aout	Sep	Oct	Nov	Déc
1986										2	9*	3
1987	7	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0
1988	0	0	0	2	3	0	2	12*	30*	27*	1	1
1989	0											
total	7	0	0	2	3	0	3	12	31	29	10	4

Tableau V-1: Bilan des mesures: les nombres dans les cases indiquent le nombre de jour où il n'y a pas eu de mesures dans le mois. Les cases vides correspondent à des mois qui sont hors de la période d'étude

*: En Novembre 1986 il n'y a pas eu de mesures les neuf (9) premiers jours.
En 1988 il n'y a pas eu de mesures du 29 Aout au 4 Octobre.

V-1-2 DETERMINATION DES CONSTANTES D'ETALONNAGE DU PHOTOMETRE G

Les mesures nous ont été fournies sans les constantes d'étalonnage. Nous proposons dans ce paragraphe, deux méthodes de détermination de ces constantes.

V-1-2-1 Evolution temporelle de la constante d'étalonnage du photomètre G sur deux années: Première méthode de détermination de cette constante.

Les équations d'ajustement linéaires $\ln U_{0\lambda} = A_j + B$ obtenues entre la constante d'étalonnage $\ln U_{0\lambda}$ et le numéro du jour dans toute la période de mesures sont présentées dans le Tableau V-2 et sur la Figure V-1 pour la longueur d'onde 448 nm.

A l'examen du Tableau V-2 et sur la Figure V-1, nous nous apercevons que les pentes des droites des moindres carrés sont presque nulles pour les trois longueurs d'onde. De plus, la dispersion des constantes d'étalonnage journalières autour de la valeur moyenne est relativement faible. Ces observations nous permettent d'affirmer que les constantes d'étalonnage du photomètre G sont restées indépendantes du temps pour les trois longueurs d'onde.

L'écart-type de la distribution des constantes d'étalonnage journalières LnUo_λ , qui est faible: 0.202 pour la longueur d'onde 448 nm est une indication de l'homogénéité de cette distribution autour de la valeur moyenne. C'est cette valeur moyenne que nous prenons comme constante d'étalonnage.

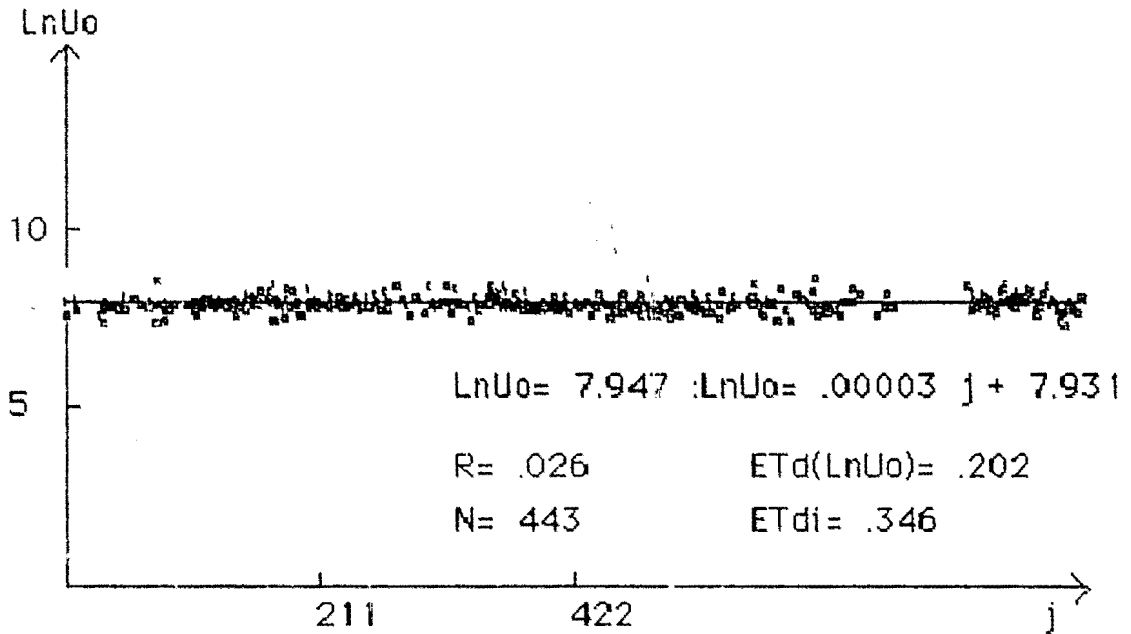


Figure V-1: Variation de la constante d'étalonnage du photomètre LMD/GEAS pendant la période de mesures (13/10/86 au 31/01/89)

V-1-2-2 Deuxième méthode de détermination de la constante d'étalonnage du photomètre G.

Nous présentons sur la Figure V-2, la variation de la constante d'étalonnage journalière LnUo en fonction de la valeur absolue $|r|$, r étant le coefficient de corrélation de la droite de Bouguer.

La constante d'étalonnage $\text{LnUo}(2)$ est la valeur de LnUo pour laquelle $|r|$ vaut 1. Sur la Figure V-2, cette valeur particulière de la constante d'étalonnage est obtenue à l'intersection de la droite tracée par la méthode des moindres carrés avec l'axe des LnUo . Nous avons trouvé $\text{LnUo}(2) = 7.931$ pour la longueur d'onde 448 nm, alors que par la première méthode, nous avons trouvé $\text{LnUo}(1) = 7.947$. L'écart entre ces deux valeurs de la constante d'étalonnage est 0.016 ce qui est très faible et confirme sa valeur.

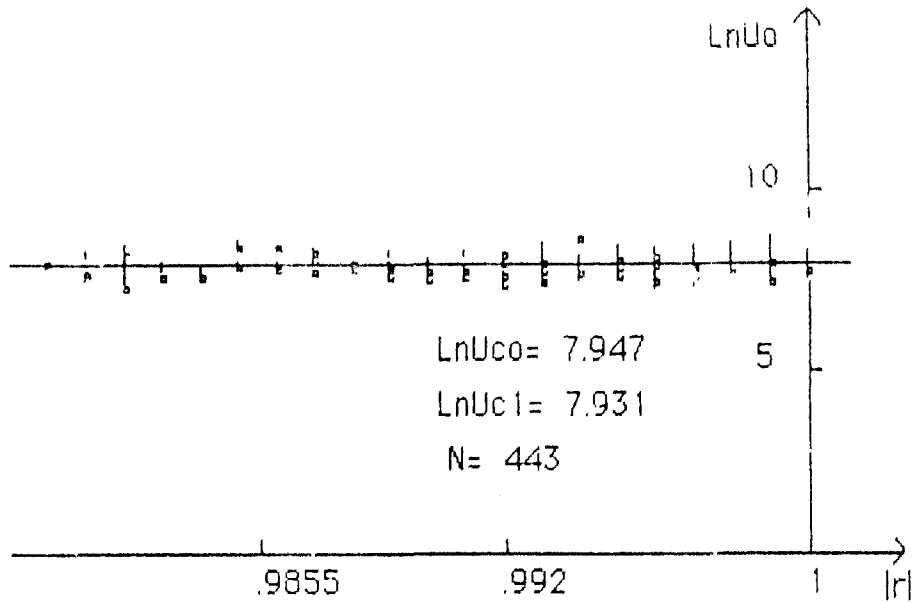


Figure V-2: Variation des constantes d'étalonnage journalières $\text{Ln}U_0$ pour la longueur d'onde 448 nm en fonction du coefficient de corrélation $|r|$.

Dans le Tableau V-2 nous avons récapitulé les résultats pour chaque longueur d'onde.

	λ_1 (448,3nm)	λ_2 (646,5nm)	λ_3 (845,5nm)
$\text{Ln } U_0 = f(N^\circ j)$	$0,00003j + 7,931$	$0,00002j + 8,537$	$-0,00006j + 8,393$
$\text{Ln } U_0 (1)$	7,947	8,546	8,372
$\text{Ln } U_0 (2)$	7,931	8,537	8,393
N	444	369	338

Tableau V-2: Comparaison des constantes d'étalonnage obtenues à partir des deux méthodes

L'observation de la Figure V-3 fait apparaître à Bidi de la brume sèche pendant toute l'année. Si nous divisons la période d'étude en l'année en deux semestres: de mois (Octobre - Mars) et (Avril - Septembre) selon que la valeur mensuelle de $\tau_{a\lambda}$ est inférieure à 0.5 ou supérieure à 0.5 nous constatons que le premier semestre correspond à la période de saison sèche tandis que le second semestre correspond à la période de saison humide. C'est une observation tout à fait inattendue car nous pensions que les épaisseurs optiques d'aérosols augmentaient en saison sèche et diminuaient en saison humide du fait de la lessivage de l'atmosphère par les pluies.

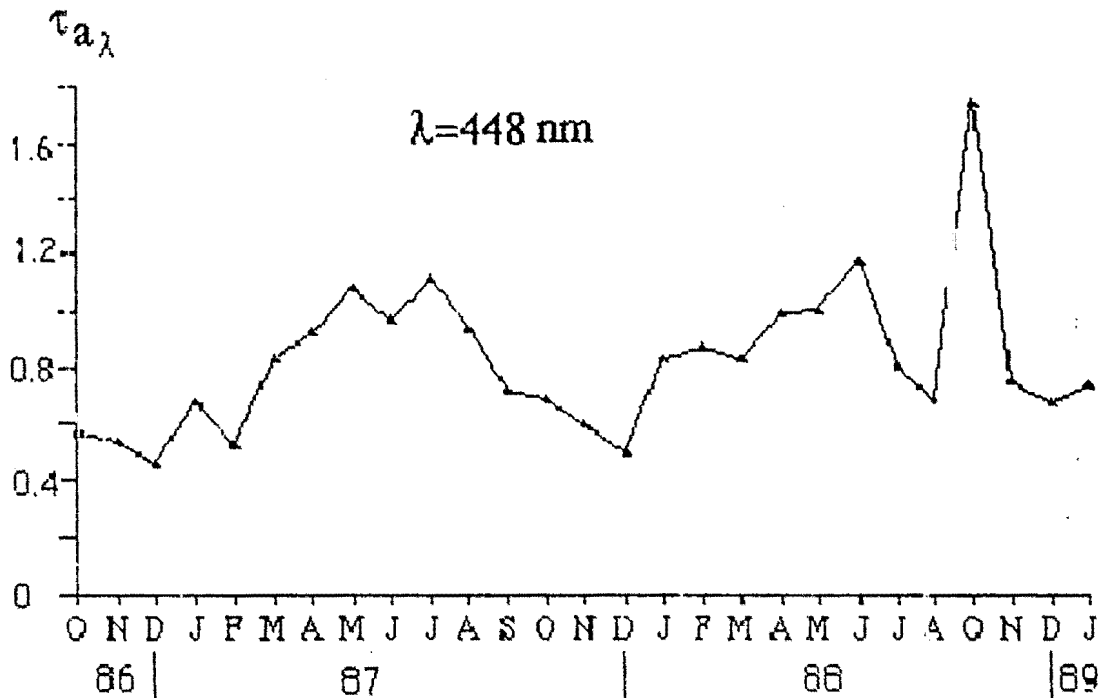


Figure V-3: Variation de la moyenne mensuelle de l'épaisseur optique d'aérosols à 448 nm d'octobre 1986 à janvier 1989 à Bidi.

L'augmentation de l'épaisseur optique d'aérosols en saison des pluies pourrait s'expliquer de trois façons.

1°) Selon les travaux de Iroplo (1994), sur l'évaluation des pouvoirs de déflation des sols par érosion éolienne, c'est en été que l'efficacité du vent au sol est la plus importante dans la région de Gao. Les résultats de N'tchayi (1994) sur les réductions de brumes sèches à Gao, montrent que la production de brumes sèches y est accrue en été. En conséquence, le trouble mesuré à Bidi se trouvant à proximité de cette zone, devrait être plus important en été.

2°) La relation entre l'exposant d'Angström α relié à la taille des particules d'aérosols et le contenu en eau de l'atmosphère sur la Figure V-29 montre que les aérosols désertiques ont une nature hygroscopique. Nous pouvons penser qu'en été, période pendant laquelle le taux d'humidité est le plus élevé à Bidi, on observe un gonflement des particules d'aérosols, d'origine terrigène, qui contiennent une fraction importante d'argiles (Bertrand, 1977) et (Domergue, 1980). L'augmentation de la taille des aérosols sous l'effet de l'humidité conduit à une augmentation de l'extinction du rayonnement due aux aérosols.

3°) Pendant l'été, la couverture nuageuse étant importante, la production d'aérosols par les nuages pourrait expliquer une modification de la granulométrie des aérosols en été. D'après une communication de Lacaux (1993), les nuages sont un excellent puit pour les aérosols. Dans une masse d'air, les molécules de vapeur d'eau ne peuvent pas donner de l'eau liquide par simple collision, il faudrait alors une sursaturation de l'ordre de 300%. Les particules d'aérosols constituent alors un support aux molécules d'eau. Celles-ci se fixent sur la particule d'aérosol d'autant plus facilement que la particule est grosse et hydrosoluble. Cette capture d'aérosols par les gouttelettes ainsi que la formation de nouvelles particules d'aérosols à partir des molécules de gaz peut se faire suivant plusieurs mécanismes:

- Thermoforèse et diffusoforèse
- Mouvements browniens et inertiels
- Mouvements hydrodynamiques

On estime à cinq évaporations des nuages pour une précipitation libérant ainsi en suspension environ 3000Tg d'aérosols par an. Cette source de production supplémentaire d'aérosols a lieu principalement en été au sahel.

V-1.4 RELATION ENTRE LES COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM α ET β

L'évolution temporelle des coefficients d'Angström α et β fait apparaître clairement que ces deux coefficients sont anti-corrélés: lorsque α augmente β diminue et vice versa. Une régression linéaire entre le logarithme de β et α nous donne:

$\ln\beta = -0.014 - 1.21 \alpha$ avec $r=-0.86$. Toujours sur la Figure V-4, On aperçoit une variation saisonnière des coefficients α et β .

En saison sèche on a $\alpha > \alpha_{moy}$ et $\beta < \beta_{moy}$ tandis qu'en saison des pluies on observe plutôt la situation inverse: $\alpha < \alpha_{moy}$ et $\beta > \beta_{moy}$.

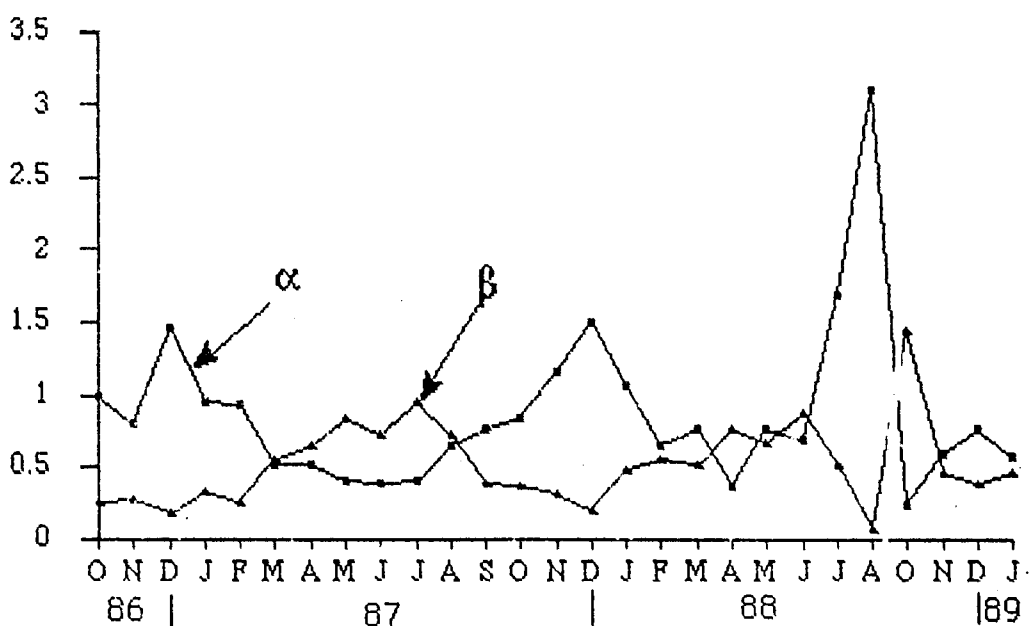


Figure V-4 Variations comparées des valeurs mensuelles des coefficients d'Angström α et β .

V-1-5 CONCLUSION

L'exploitation que nous avons effectuée à partir des données photométriques de Bidi-bahn, a permis de montrer que les caractéristiques techniques du photomètre LMD/GEAS sont restées stables sur deux années. On peut donc valablement utiliser un tel photomètre pour des mesures en routine en Afrique. Le réétalonnage trimestriel ou semestriel souvent proposé n'est pas nécessaire si avant les mesures, on fait un étalonnage de qualité. Les éventuelles variations des caractéristiques techniques au cours des mesures peuvent être décelées au cours des prétraitements en routine des données.

Le relevé des jours de pluie observé à Ouahigouya (15 km de Bidi) nous indique que sur un total de 122 jours pendant l'été 1987, il ya eu 53 journées pluvieuses notamment pendant la matinée. Ce même problème se pose aux mois d'été 1988. Ces remarques nous font penser que l'augmentation des épaisseurs optiques observées en été à Bidi pourrait s'expliquer partiellement par la prise en compte d'extinction nuageuse dans l'extinction totale.

V-2 LES MESURES PHOTOMETRIQUES DE BAMAKO

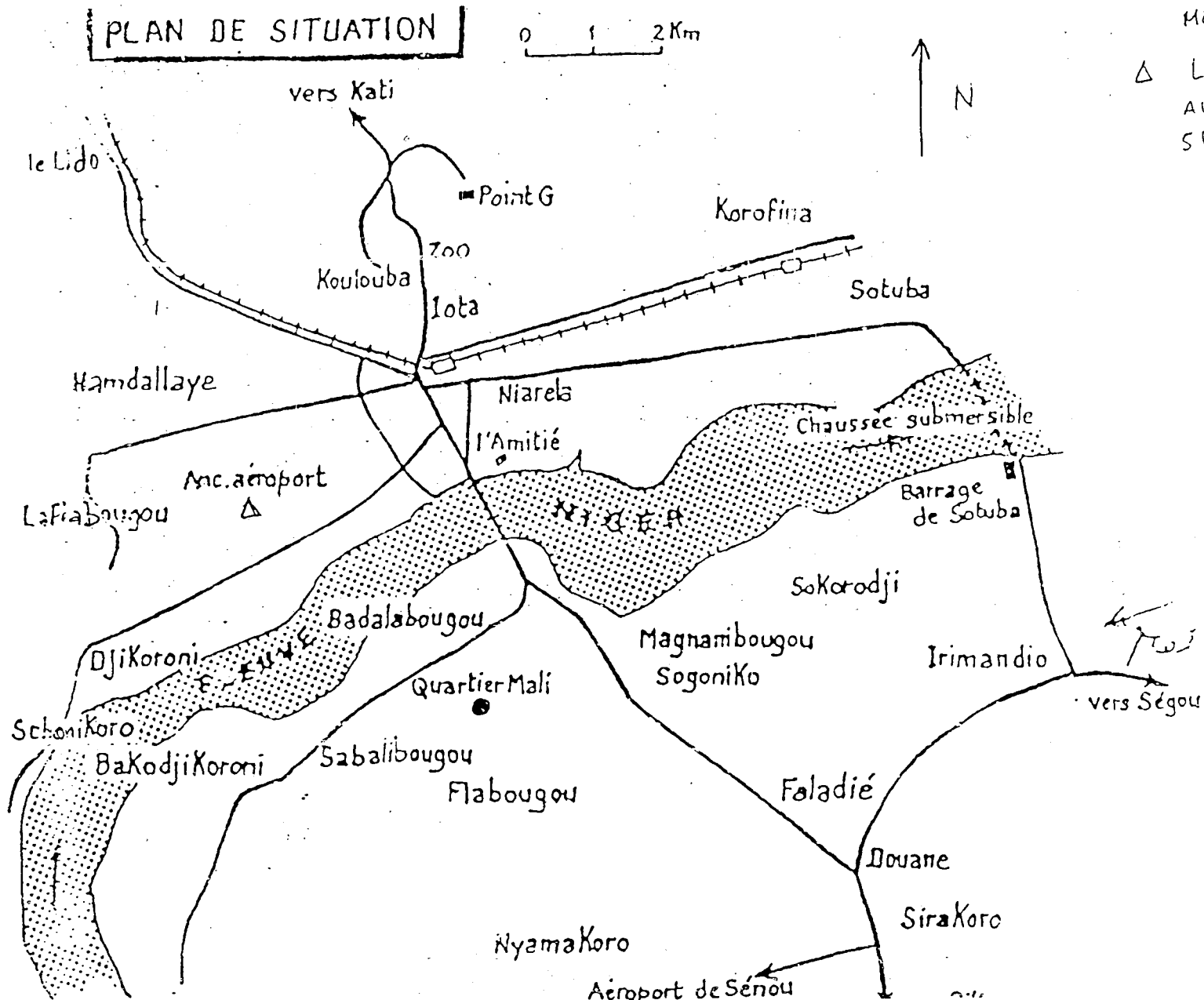
Conformément aux recommandations de l'Atelier qui s'est tenu à Dakar du 4 au 10 novembre 1990, concernant la mise en place du réseau RAMESES (Bertrand et al, 1991) de mesures photométriques en Afrique au nord de l'équateur, une campagne d'intercomparaison de photomètres s'est déroulée au Centre Régional Energie Solaire (CREES) de Bamako du 5 novembre au 21 décembre 1991. La carte ci-contre montre le site des mesures.

Deux types de photomètres ont été testés (ANNEXE I). Il s'agit du photomètre CIMEL (deux prototypes); construit par la société CIMEL Electronique, puis confiés pour validation, l'un au LOA de Lille, l'autre au Centre de Recherches INRA d'Avignon qui l'a prêté pour l'expérience, et du photomètre MAINZ DATA (deux prototypes); de la société allemande NOLL.

C'est ainsi que nous avons pu collecter des mesures photométriques avec les différents instruments.

Dans cette partie, nous avons utilisé les mesures effectuées par les deux photomètres CIMEL: l'un à 5 filtres 268, 440, 500, 778 et 870 nm et l'autre à 6 filtres 440, 660, 870, 940 (bande étroite), 940 (bande large) et 1020 nm. Ce choix nous permettait de comparer la cohérence des mesures grâce aux canaux qu'ils ont en commun centrés sur les longueurs d'onde 440 et 870 nm.

Nous avons extrait de ces mesures, les épaisseurs optiques d'aérosols et formé un jeu de données cohérent. Il a permis d'obtenir les distributions granulométriques des aérosols par inversion en appliquant la méthode de King (1978). Ensuite, nous avons déterminé le contenu en eau de l'atmosphère à Bamako pendant la période de mesure par la méthode d'absorption différentielle (Frouin et al, 1990).



- CRES: SITE DES MESURES
- △ LIEU DES MESURES AVEC LE CIMEL SFILTRES LE 17/12

V-2-2 EPAISSEUR OPTIQUE

Les épaisseurs optiques d'aérosol sont obtenues à partir des mesures photométriques. Dans le visible et le proche infrarouge, il existe plusieurs fenêtres spectrales où les absorptions dues aux vapeurs d'eau et au CO₂ peuvent être négligées. Ainsi, pour les mesures utilisées, (à part celles effectuées avec les filtres centrés à 940 nm volontairement choisis dans une bande d'absorption de la vapeur d'eau), seules les absorptions dues à la diffusion moléculaire et à l'ozone doivent être soustraites de l'épaisseur optique totale atmosphérique τ_λ pour obtenir l'épaisseur optique d'aérosol.

Nous avons ainsi:

$$\tau_{a\lambda} = \tau_\lambda - \tau_{R\lambda} - \tau_{O_3\lambda}$$

avec:

$\tau_{R\lambda}$: Epaisseur optique due à la diffusion moléculaire.

$\tau_{a\lambda}$: Epaisseur optique d'aérosols

$\tau_{O_3\lambda}$: Epaisseur optique due à l'ozone.

Les épaisseurs optiques $\tau_{R\lambda}$ et $\tau_{O_3\lambda}$ peuvent être calculées à l'aide du programme 5S. (Tanré et al, 1986).

λ (nm)	U_{O_3} (LOA)	$\tau_{R\lambda} + \tau_{O_3\lambda}$
368/5	3835	0.487
440/5	18106	0.233
440/6	17413	
500/5	8708	0.147
660/6	6857	0.0587
778/5	5739	0.033
870/5	6748	0.027
870/6	6857	
1020/6	6953	0.00745

Tableaux V-1 Valeurs des constantes d'étalonnage utilisées et des épaisseurs optiques (Rayleigh + Ozone) pour les différents canaux des 2 photomètres. (5filtres /5 et 6 filtres /6).

Les mesures exploitées sont celles qui nous sont apparues comme étant les moins contaminées par les cirrus. Afin d'éviter au mieux la contamination nuageuse, nous avons tenu compte de nos observations (avant les mesures: figurant sur les relevés de mesures), des indications fournies dans les carnets d'observation météorologiques et des valeurs des caractéristiques des droites de BOUGUER obtenues par régression selon le critère des moindres carrés (coefficients de corrélation, écart-types résiduels), pour sélectionner les jours stables.

Pour le calcul des épaisseurs optiques d'aérosols, nous avons les épaisseurs optiques $\tau_{R\lambda}$ et $\tau_{O3\lambda}$, calculées à l'aide du programme 5S (Tarré et al, 1986) et des constantes d'étalonnage présentées dans le Tableau V-2.

Les journées de mesures présentées correspondent aux dates 10/11, 11/11, 13/11, 20/11, 21/11, 23/11, 01/12, 15/12 et 18/12. (Figures V-5-A, B, C, D, E, F, G, H, I) qui représentent les variations temporelles de l'épaisseur optique des aérosols (moyennes horaires).

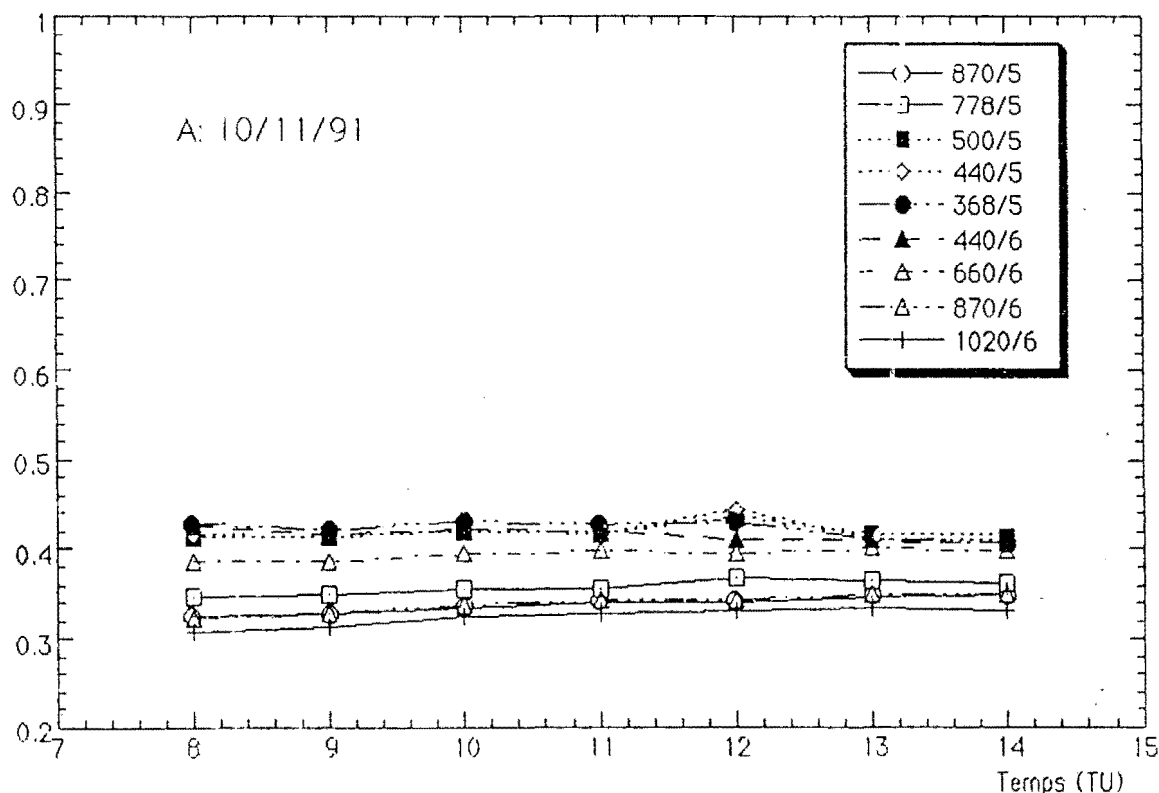


Figure V-5-A: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol (moyenne horaire) pour l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur les deux photomètres (/5 et /6) se rapportent respectivement aux photomètres 5 filtres et 6 filtres.

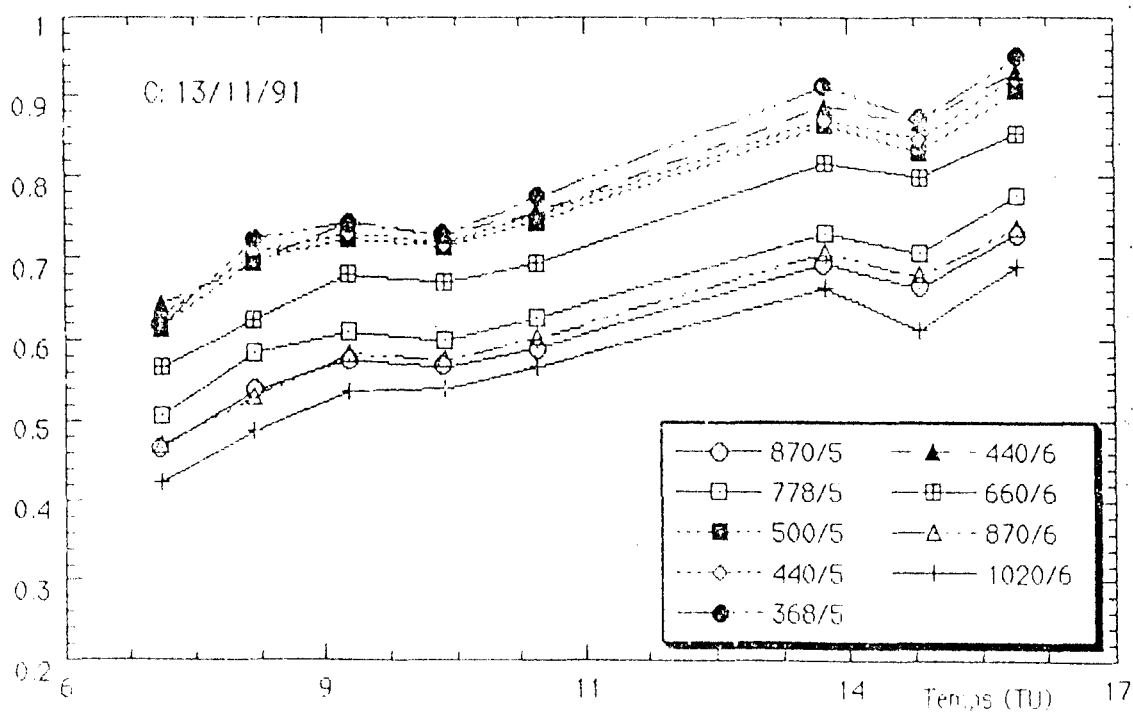
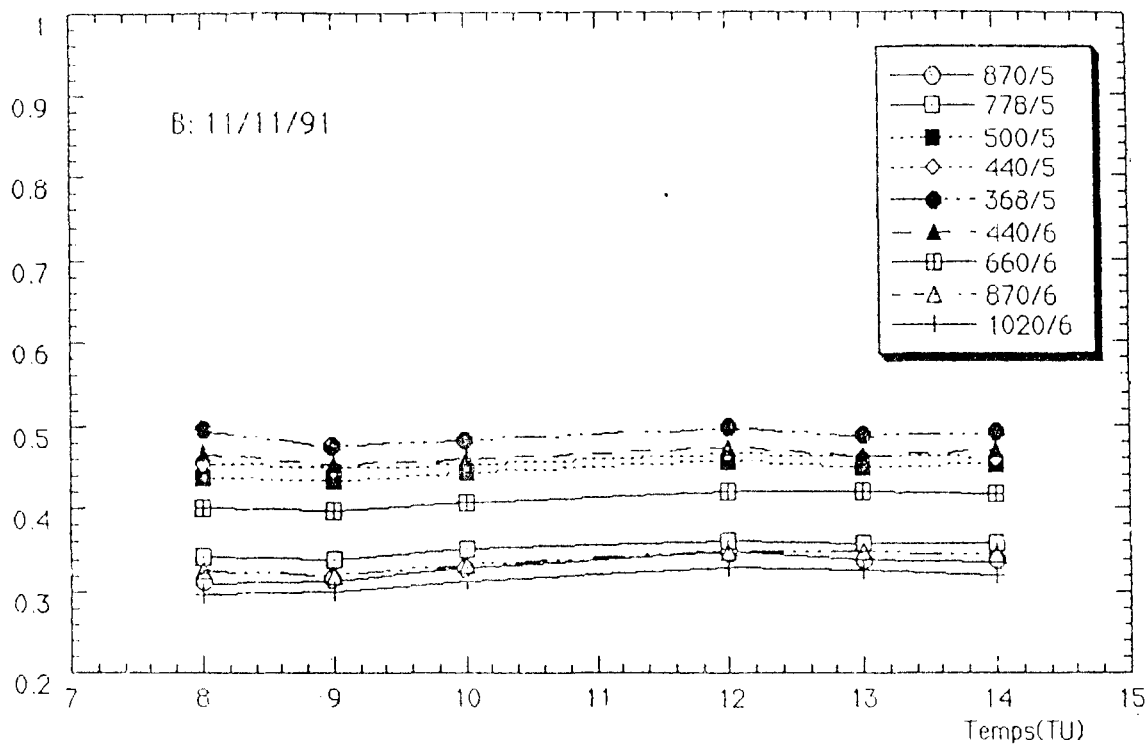


Figure V-5-B-C: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol (moyenne horaire) pour l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur les deux photomètres (/5 et /6) se rapportent respectivement aux photomètres 5 filtres et 6 filtres.

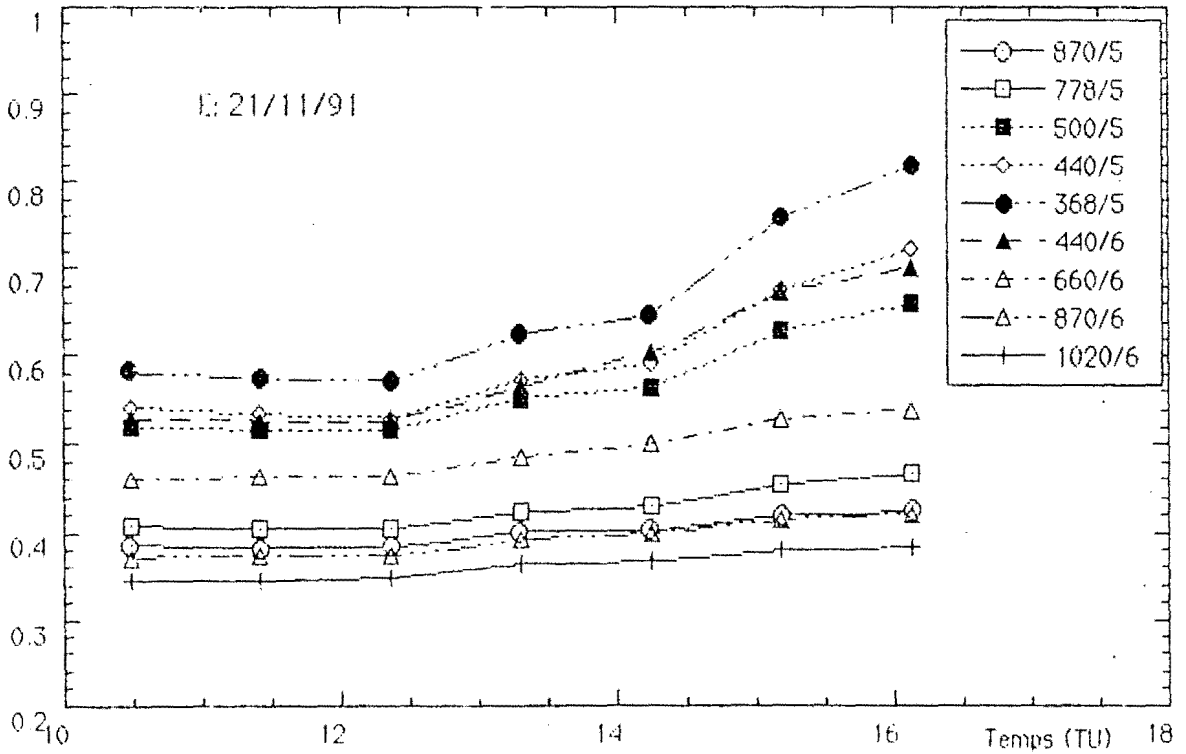
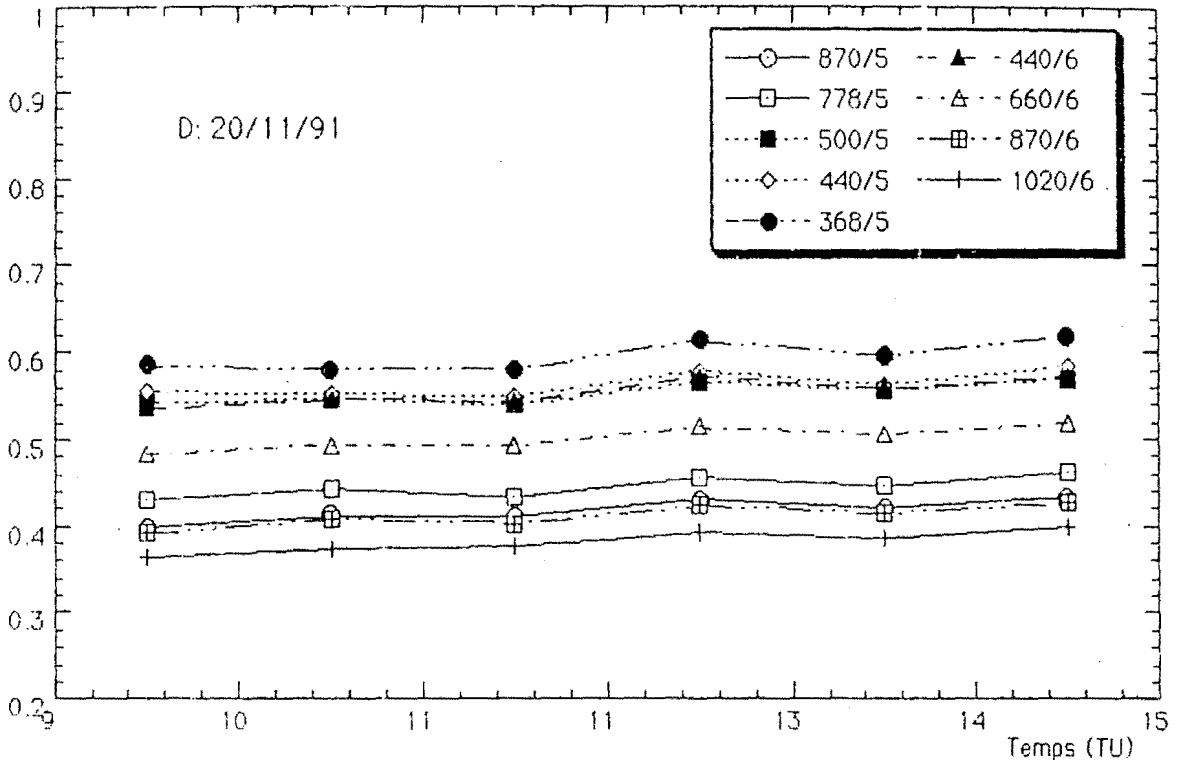


Figure V-5-D-E: idem Figure V-5 A pour les journées: 20 et 21 novembre

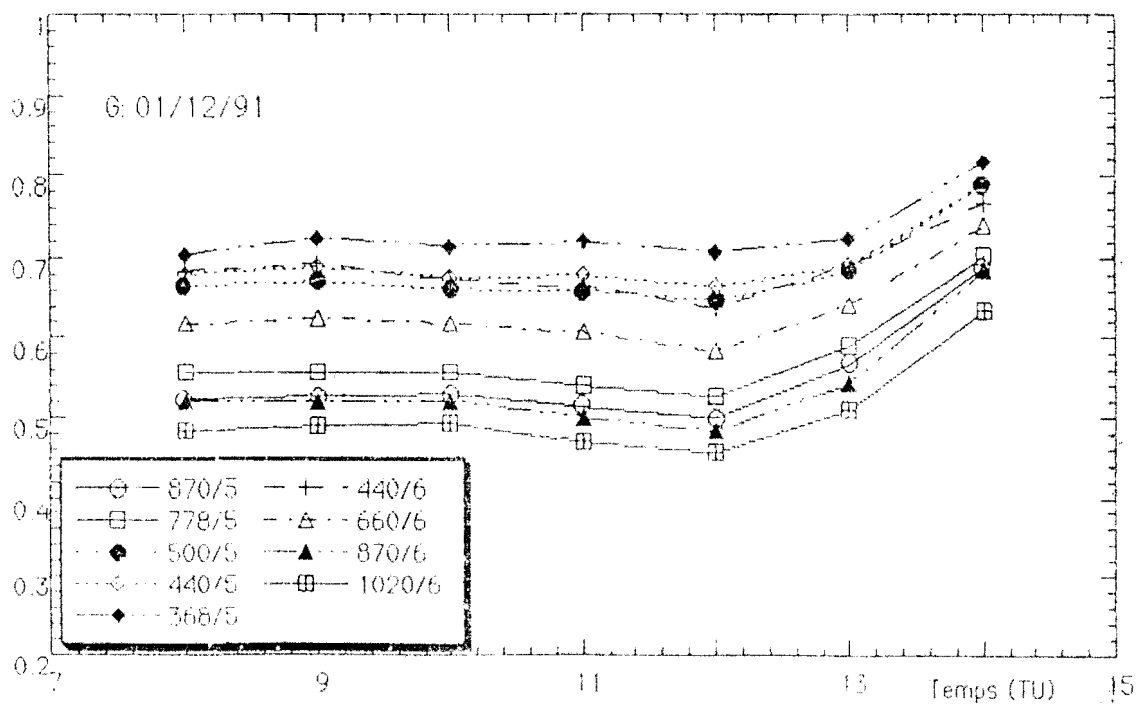
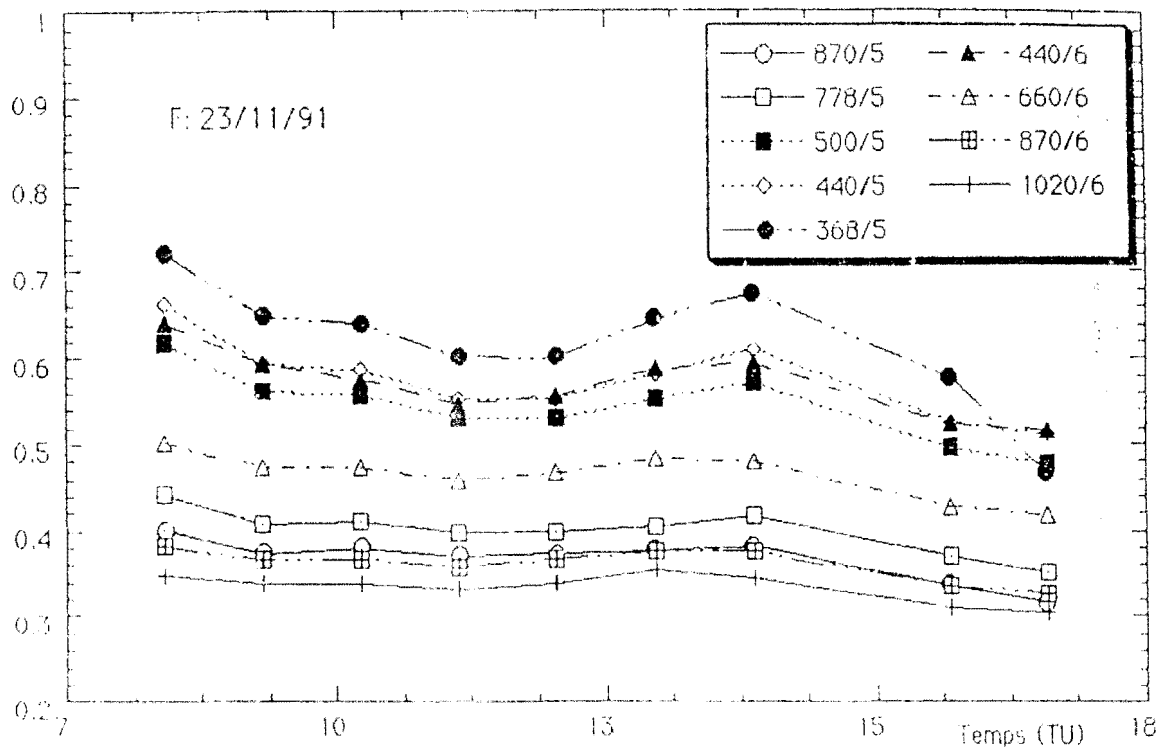


Figure V-5-F-G: idem Figure V-5 A pour les journées: 23 novembre et 1 décembre

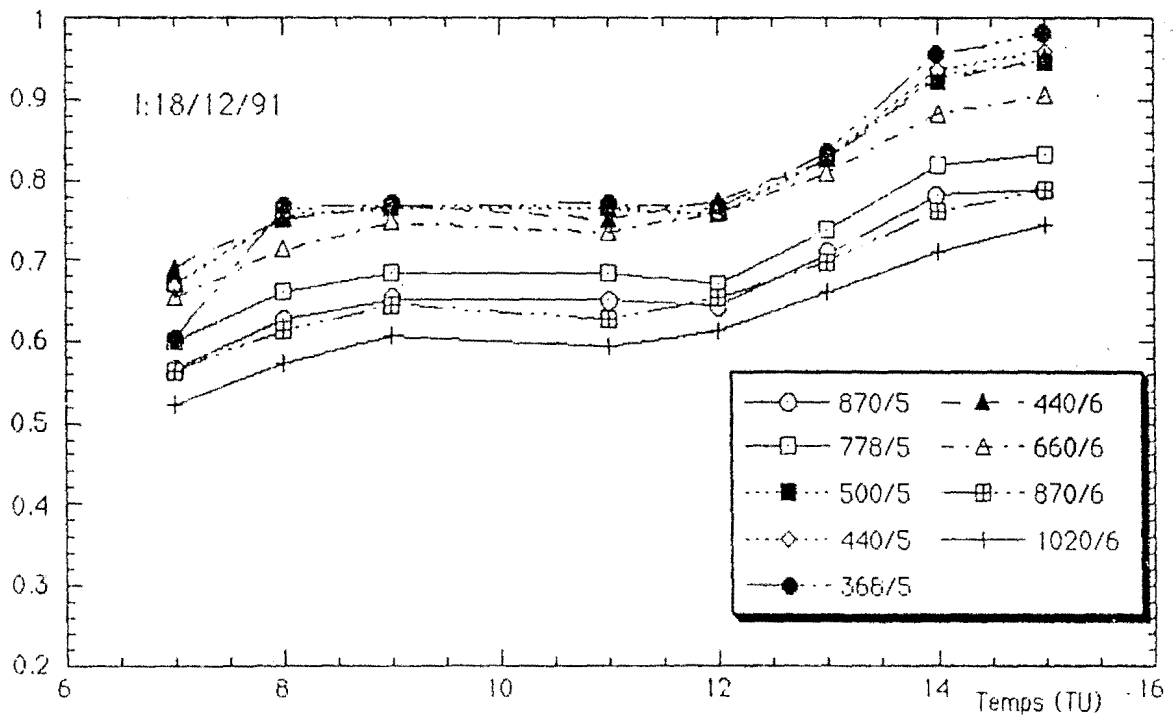
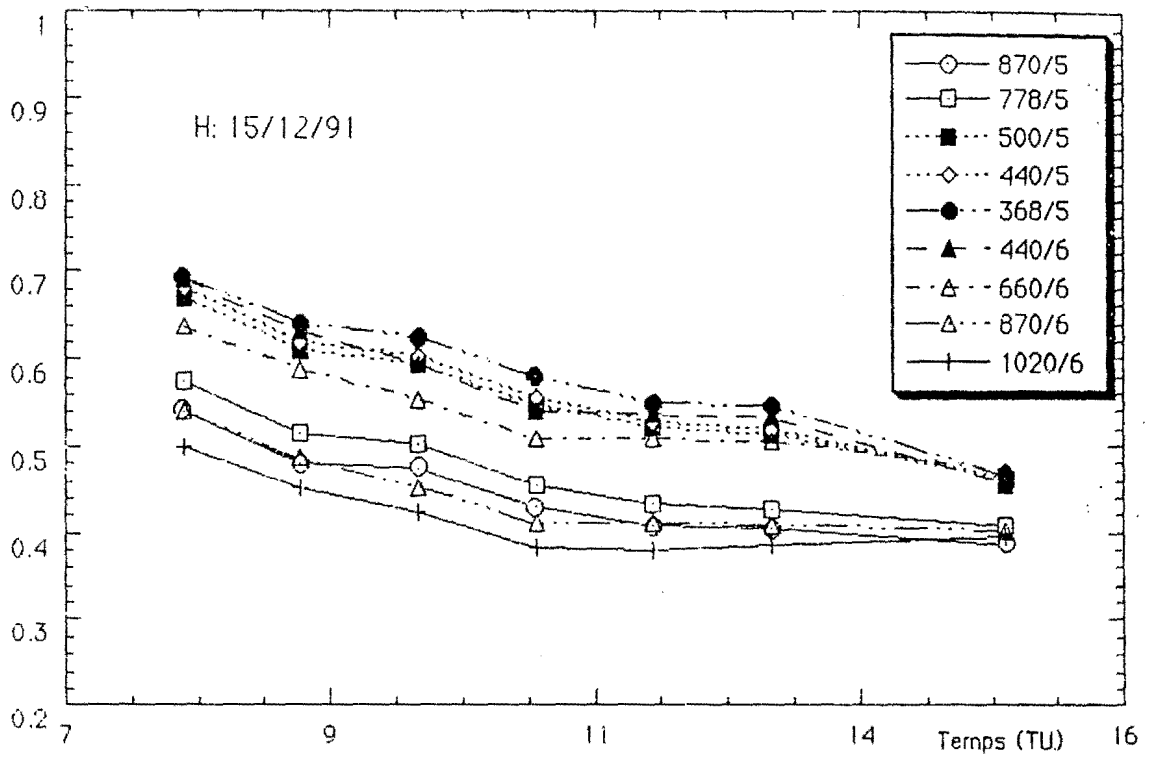


Figure V-5-II-I: idem Figure V-5 A pour les journées: 15 et 18 décembre

En général, les courbes représentant les variations diurnes de l'épaisseur optique d'aérosol ont la même allure. Afin de pouvoir intercomparer à partir d'une même base temporelle les épaisseurs optiques déduites des mesures effectuées par les deux photomètres, nous avons présenté sur les Figures V-5, les variations journalières des moyennes horaires des épaisseurs optiques d'aérosols. Ces moyennes horaires sont représentatives des épaisseurs optiques instantanées et cela d'autant mieux que celles-ci varient lentement.

L'exploitation des mesures du photomètre 6 filtres a été effectuée et la comparaison des résultats avec ceux du 5 filtres est doublement satisfaisante (Annexe 3). D'une part on constate que les longueurs d'onde propres aux 6 filtres s'intercalent correctement avec celles du 5 filtres, c'est à dire que la décroissance spectrale de l'épaisseur optique d'aérosol est généralement bien vérifiée, d'autre part on constate un accord satisfaisant sur les épaisseurs optiques calculées pour les filtres 440 et 870 nm, communs aux deux photomètres. Les écarts relatifs observés sont faibles (inférieurs à 3%).

Pour ce qui concerne l'analyse des résultats, dans la majeure partie des cas on observe que l'épaisseur optique d'aérosols reste globalement constante pendant la matinée; mais dans l'après-midi, on observe en général et cela tous les jours où des mesures ont pu être effectuées jusqu'en fin d'après-midi sauf la journée du 23/11, une augmentation de l'épaisseur optique des aérosols.

V-2-3 COEFFICIENTS D'ANGSTROMS α ET β

V-2-3-1 DEFINITION ET SIGNIFICATION

Nous avons dans ce qui suit, étudié la variation de l'épaisseur optique d'aérosols en fonction de la longueur d'onde à partir de mesures photométriques réalisées pendant dix matinées de mesures photométriques. La Figure V-6, nous présente ces variations. Nous nous apercevons que, hormis la journée du 23/11, sa dépendance spectrale reste généralement invariante d'un jour à l'autre. Ce qui pourrait signifier que pendant cette période de mesures, nous étions en général, en présence du même type d'aérosol pendant la matinée. Pourtant les épaisseurs optiques d'aérosols varient et peuvent passer approximativement de 0.3 le 11/11 à 1 le 07/11 pour la longueur d'onde 1020 nm. L'allure des courbes de la Figure V-6 montre que la variation du logarithme de l'épaisseur optique d'aérosols $\tau_{a\lambda}$ en fonction du logarithme de la longueur d'onde λ peut en première approximation être représentée par une droite.

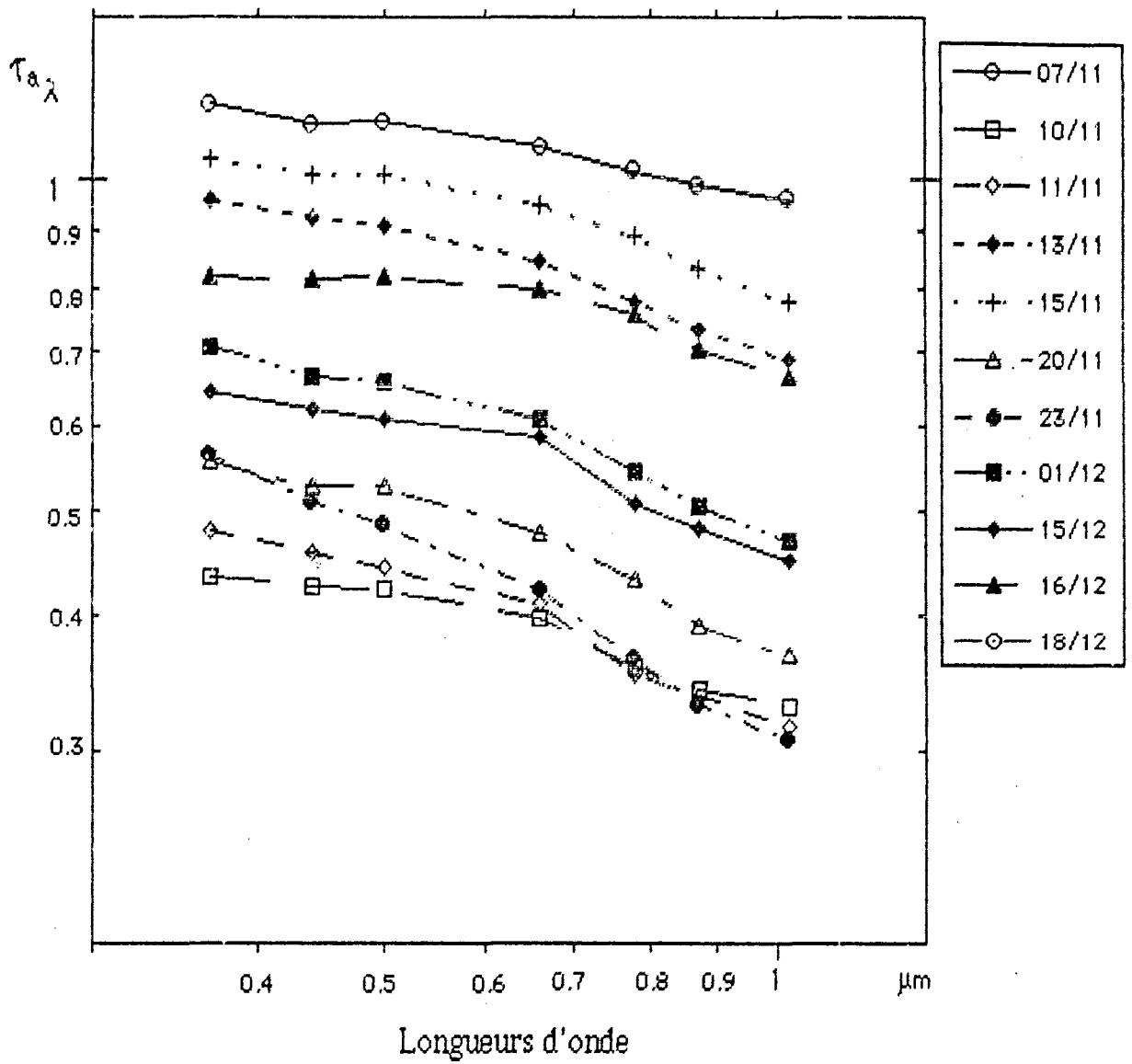


Figure V-6: Variation de l'épaisseur optique d'aérosols (moyenne sur la matinée, m) avec la longueur d'onde pour onze matinées de mesure.

La Figure V-6 fait également ressortir que la dépendance spectrale de l'épaisseur optique d'aérosols $\tau_{a\lambda}$, caractérisée par α , est sélective. Elle varie selon que λ appartient aux intervalles [368, 680] ou [680, 1020]. Elle est plus forte dans le proche infrarouge que dans le visible. Ce cas a déjà été observée par Deuzé et al (1988) au sud de la France pour des aérosols d'origine saharienne.

Cette situation, nous a amené à considérer deux coefficients d'Ångström notés α_{vis} (visible) et α_{pir} (proche infrarouge) (Figure V-7)

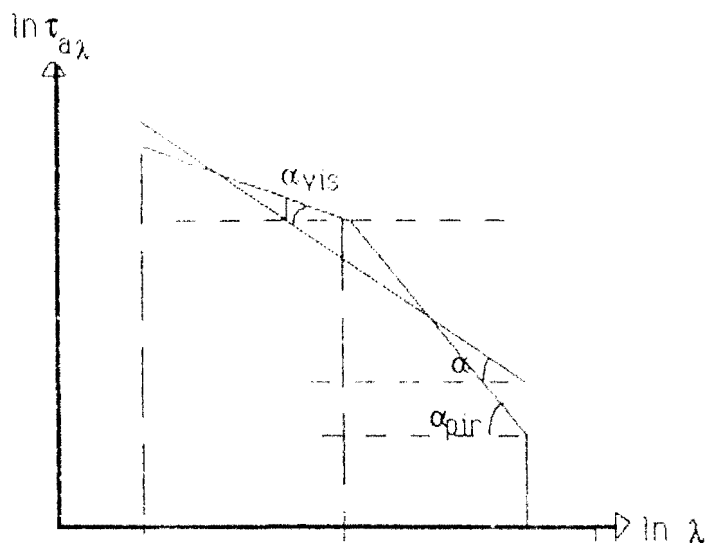


Figure V-7 Définitions des coefficients d'Ångström α , α_{vis} et α_{pir}

Sur la Figure V-8, nous avons présenté les évolutions des coefficients α , α_{vis} et α_{pir} pour 10 matinées allant du 10/11 au 18/12/91. Il apparaît que les variations de ces coefficients sont dans le même sens, avec α_{pir} toujours supérieur à α_{vis} , α étant entre les deux. La décroissance spectrale de l'épaisseur optique d'aérosol est donc plus rapide dans le proche infrarouge que dans le visible.

La Figure V-9 présente les régressions linéaires des coefficients α_{vis} et α_{pir} avec α . On peut noter les bonnes corrélations entre α_{vis} et α (0.97) et entre α_{pir} et α (0.91).

L'hypothèse $\alpha_{pir} > \alpha_{vis}$ peut s'écrire à partir des équations des régressions linéaires de la Figure V-7

$$0.3031 + 0.723 \alpha > -0.1857 + 1.09 \alpha$$

soit

$$\alpha < 1.33$$

Cette condition est réalisée dans pratiquement tous les cas pour les aérosols sahariens.

On remarque également que l'écart entre α_{vis} et α_{pir} est d'autant plus grand que α est plus petit et les particules plus grosses. En effet, les grosses particules sont le plus souvent mixtes avec une importante proportion de quartz (Bertrand, 1977)

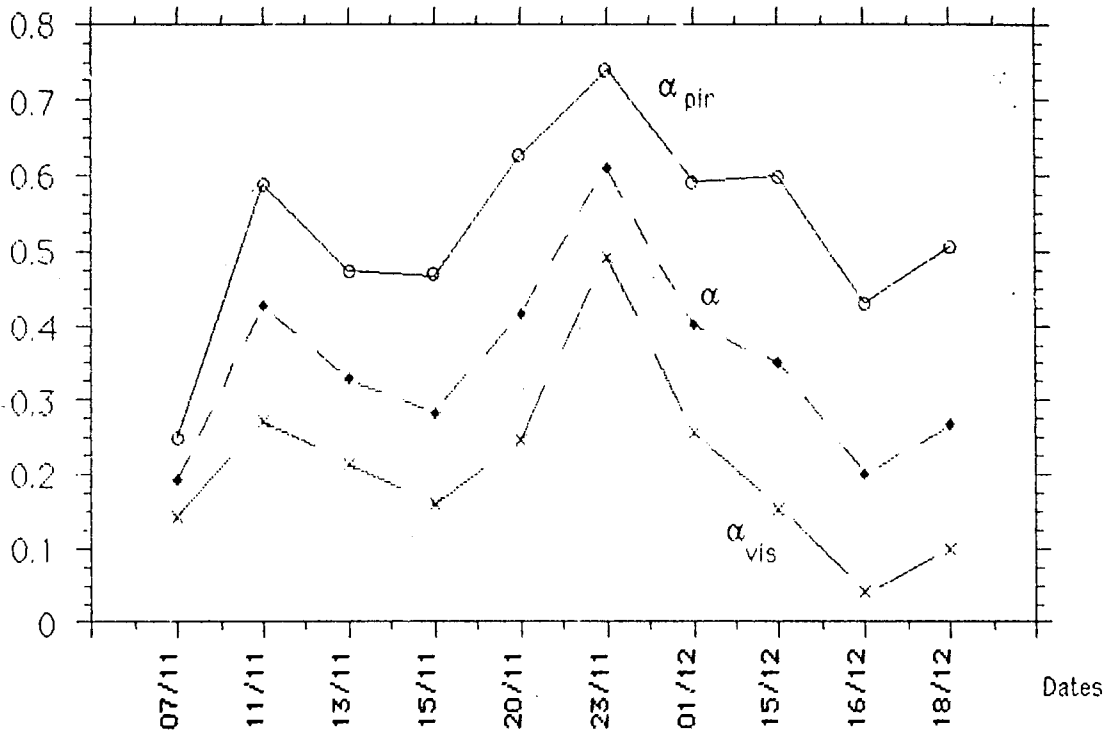


Figure V-8 Evolutions du coefficient d'Angström α , α_{vis} et α_{pir} du 10/11 au 18/12/91. On a distingué le visible (vis) du proche infrarouge (pir).

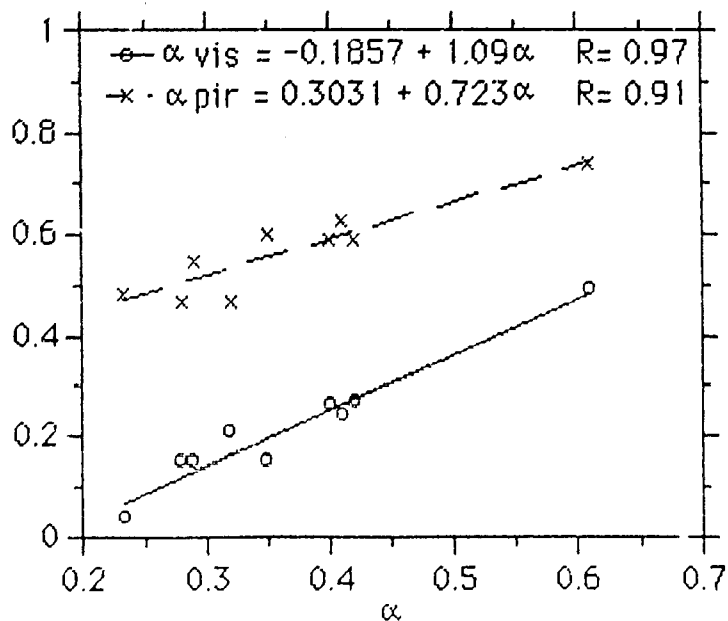


Figure V-9 Corrélations entre les coefficients d'Angström α_{vis} et α_{pir} avec α .

Nous pouvons suivre sur la Figure V-10 les évolutions des facteurs de trouble β , β_{vis} et β_{pir} ainsi que celles de l'épaisseur optique d'aérosol à 1020 nm. Tout comme avec les coefficients α_{vis} et α_{pir} , β_{vis} et β_{pir} varient dans le même sens avec β_{vis} toujours supérieur à β_{pir} , l'écart entre ces deux valeurs, augmente régulièrement à partir de 0.05, pour approcher la valeur de 0.15 les journées les plus troubles.

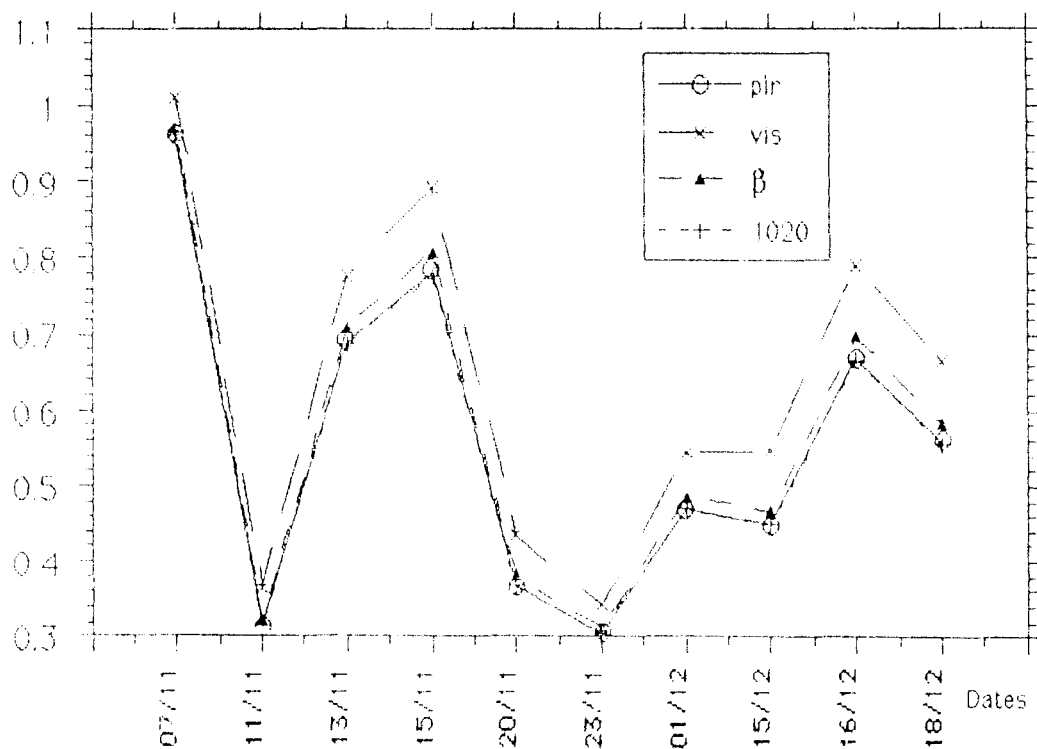


Figure V-10 Évolutions du facteur de trouble, β , β_{vis} et β_{pir} du 10/11 au 18/12/91. On a distingué le visible (vis) du proche infrarouge (pir).

Sur la Figure V-10, on observe que les courbes représentant les variations de l'épaisseur optique d'aérosols mesurées à 1.02 μm ainsi que celle représentant les variations de β_{pir} sont confondues.

Ceci est une bonne vérification de la formule d'Angström appliquée aux longueurs d'onde allant de 660 nm à 1020 nm.

En conséquence, lorsque le facteur de trouble β , défini selon la formule d'Angström comme étant l'épaisseur optique d'aérosol à 1 μm est déterminé par extrapolation à partir de mesures d'épaisseurs optiques d'aérosols effectuées dans le visible, sa valeur est surestimée et l'on commet des erreurs souvent importantes.

Par exemple pour la journée du 18/12 on commettrait une erreur de 0.11 sur la valeur de β ce qui représente une erreur relative d'environ 21%.

V-2-3-4 RELATION ENTRE LES COEFFICIENTS α ET β

Des études précédentes ont déjà montré que les coefficients d'Angstrom α et β étaient anti-corrélés. Lorsque α augmentait, β diminuait et vice-versa.

Sur la Figure V-11, nous avons présenté l'évolution du logarithme du coefficient de trouble β en fonction de l'exposant d'Angstrom α .

La relation

$\text{Ln}\beta = 0.14 - 1.18 \alpha$ avec $r=-0.87$ que nous avons obtenue entre les deux coefficients d'Angström β et α confirme les résultats antérieurs:

$\text{Ln}\beta = 0.68 - 2.26 \alpha$ avec $r=-0.79$ (Traoré à Niamey de Janvier à Mars 1985)

$\text{Ln}\beta = -0.014 - 1.21 \alpha$ avec $r=-0.86$ (Konaré à Bidi d'octobre 1986 à janvier 1989)

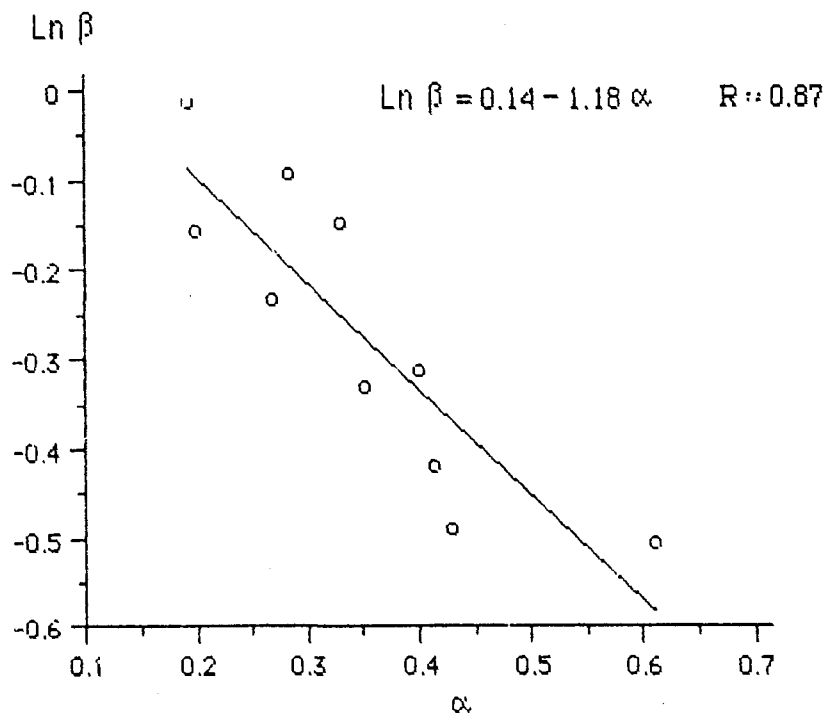


Figure V-11 Evolution du logarithme du coefficient de trouble β en fonction de l'exposant d'Angstrom α

V-2-4 GRANULOMETRIE DES AEROSOLS

Les aérosols atmosphériques naturels suivant leur origine et leur âge ont un spectre granulométrique très étendu s'étalant de 10^{-2} à 10^2 μm . la connaissance de leur répartition en fonction de leur taille permet de mieux comprendre les différents phénomènes de l'atmosphère dont ils sont responsables.

Selon Junge (1963),

-les particules d'Aïtken ($D \leq 0.1 \mu\text{m}$) jouent un rôle important dans l'électricité de l'air. En se comportant comme de gros ions, elles affectent la conductivité de l'air.

-Les grosses particules ($0.1 \leq D \leq 1 \mu\text{m}$), tout en affectant la visibilité, sont responsables de la diffusion dans le visible.

-Tandis les particules géantes ($D \geq 1 \mu\text{m}$), en se comportant comme des noyaux de condensation actifs, sont responsables dans une certaine mesure de la formation des nuages (Bertrand, 1977).

La distribution des particules en fonction de leur taille peut se faire de plusieurs façons. Outre les méthodes de détermination directe, à l'aide d'un granulomètre à diffusion optique (Bertrand, 1977), d'un impacteur à cascades (d'Almeida et al, 1983 et 1987; shutz et al, 1974), d'un microscope Laser (Tastet, 1990) etc..., on peut accéder à la granulométrie des aérosols par inversion de mesures photométriques d'épaisseur optique et de fonction de phase d'aérosols (Devaux et al, 1988).

V-2-4-1 CONSTITUTION DU FICHER D'ENTREE

Les épaisseurs optiques calculées sont obtenues à partir des mesures effectuées par les deux photomètres CIMEL. l'un à travers 5 filtres 368, 440, 500, 778 et 870 nm et l'autre à travers 4 filtres 440, 660, 870 et 1020 nm. Nous disposons donc au total de 7 séries de mesures aux longueurs d'onde 368, 440, 500, 660, 778, 870 et 1020 nm.

Pour améliorer la résolution sur les granulométries recherchées, nous avons étendu le nombre de canaux à 13 par interpolation linéaire en intercalant un canal entre deux canaux existant initialement. Pour tenir compte de la variation des épaisseurs optiques d'aérosol au cours de la journée, nous avons constitué nos fichiers d'épaisseurs optiques à partir des mesures instantanées et non à partir de leurs valeurs moyennes.

Pour nous permettre d'évaluer les variances sur les distributions, nous avons fixé les erreurs sur l'épaisseurs optiques d'aérosols à 0.02.

La détermination de la granulométrie par la méthode de King (1978) demande au préalable un certain nombre d'hypothèses.

Compte tenu de la forme de la dépendance spectrale de l'épaisseur optique d'aérosols, nous avons utilisé la loi de distribution de Junge (1963).

La concentration en nombre de particule de rayon compris entre r et $r+dr$; $n(r)$, peut s'écrire

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = Cr^{-(v+1)}$$

dN : le nombre de particules de rayon compris entre r et $r + dr$

C : Constante de la distribution de Junge dépendant des paramètres physiques caractéristiques des particules et de leur masse totale.

v : l'exposant de Junge relié à l'exposant d'Angstrom α par la relation $v = \alpha + 2$

La connaissance précise de l'indice de réfraction est difficile à réaliser. La théorie de Mie est appliquée pour un coefficient d'extinction efficace Q_{ext} correspondant à l'indice de réfraction $m=1.55 - 0.005i$, valeur suggérée par Patterson et al(1977) et généralement utilisée au LOA pour les aérosols sahariens Deuzé et al (1987) puis Tanré et al(1988).

-On se fixe au départ un rayon minimum et un rayon maximum. Ce choix est important. En effet il détermine la région granulométrique qui contribue la plus à l'atténuation du rayonnement solaire. La théorie de Mie permet de recalculer l'épaisseur optique d'aérosols, on peut alors vérifier si l'on a fait le choix adéquat, en comparant l'épaisseur optique d'aérosols mesurée avec celle calculée selon l'expression ci-dessous.

$$\tau_a(\lambda) = \frac{\int_0^r \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) C r^{-(v+1)} dr}{\int_0^\infty \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) C r^{-(v+1)} dr}$$

nous avons fait nos calculs en fixant le rayon minimum à $0.05\mu m$ et le rayon maximum à $2\mu m$.

-L'erreur sur l'épaisseur optique d'aérosols est fixée à 0.02, permet de calculer la variance de la distribution dans chaque classe.

-La méthode d'inversion est une méthode itérative et la restitution est jugée satisfaisante lorsque l'écart quadratique résiduel

$$\sigma = \frac{1}{q} \sum_{j=1}^q \left(\frac{\tau_a^{mes}(\lambda_j) - \tau_a^{cal}(\lambda_j)}{\tau_a^{mes}(\lambda_j)} \right)^2 \text{ est inférieur à } 5 \cdot 10^{-3}.$$

A partir de mesures d'épaisseurs optiques d'aérosols à sept longueurs d'onde dans l'intervalle spectral allant de 368 nm à 1020 nm, nous avons obtenu la distribution granulométrique des aérosols par inversion, en utilisant le schéma de King (1978). Les courbes de la Figure V-12 présentent les distributions granulométriques obtenues pendant la période couvrant l'expérience (du 07/11 au 18/12).

L'inversion des mesures aux longueurs d'onde 368, 400, 440, 480, 500, 600, 660, 720, 778, 825, 870, 920 et 1020 nm permet d'obtenir 12 classes d'abondance centrées sur des rayons allant de 0.05 μm à 2 μm .

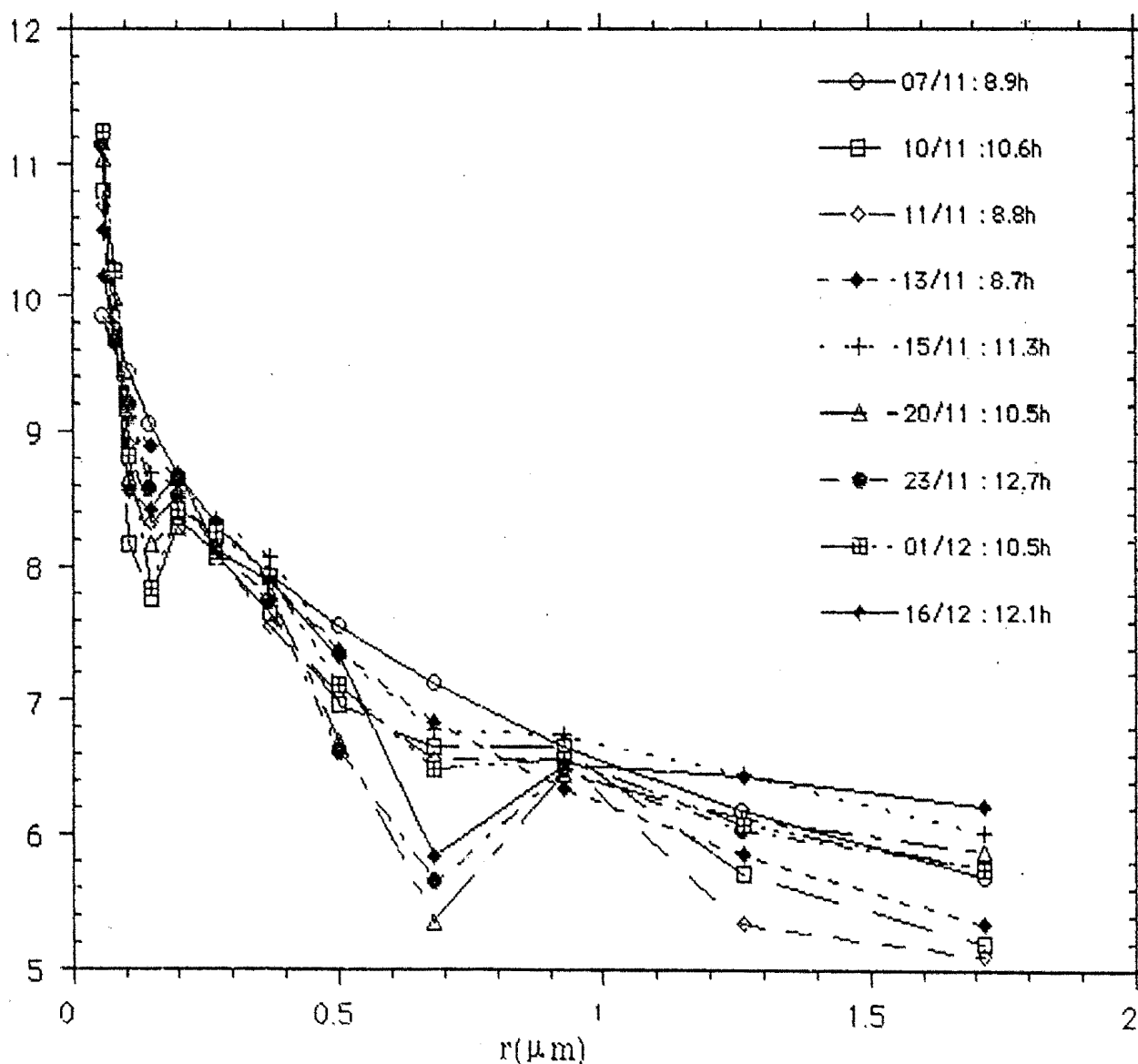


Figure V-12 Journées pour lesquelles les distributions granulométriques ont été effectuées. Dans la légende, les instants de mesures correspondants sont indiqués.

La forme des différentes distributions varie peu, ce qui laisse supposer que la granulométrie des aérosols en cette période de l'année et à cet endroit manifeste une certaine stabilité. On peut cependant distinguer trois formes principales de distributions granulométriques.

Dans le premier type de distribution, la décroissance est monotone au sens mathématique (Figure V-13-A). Ces distributions sont relatives à des mesures effectuées en début de matinée entre 8h et 9h. Les journées concernées; les 07, 13 et 18/12/91 sont très turbides ($\tau_a(0.5 \mu\text{m}) > 0.8$).

La deuxième situation concerne les distributions pour lesquelles un seul mode apparaît. Celui-ci est généralement situé autour de la classe centrée sur $0.2 \mu\text{m}$. Deux types de journées sont concernées par cette forme de distribution granulométrique (Figure V-13-B). Le premier type de journée regroupe des journées très turbides ($\tau_a(0.5 \mu\text{m}) > 0.9$); les 07, 13 et 15/11/91, mais cette fois pour des mesures effectuées en milieu de journée ou même plus tard à la différence des mesures du premier groupe. La structure de la répartition granulométrique qui était uniforme, évolue au cours de la journée pour devenir monomodale. Le deuxième type de journée, se distingue du précédent par son trouble relativement faible avec les journées du 10 et du 11/11 qui sont les plus claires de l'ensemble de la période de mesure avec ($\tau_a(0.5 \mu\text{m}) < 0.4$). Les formes de ces deux types de journées sont certes comparables mais elles présentent des différences au niveau du nombre de particules par classe granulométrique. Pour des particules d'aérosols de rayon inférieur $0.2 \mu\text{m}$, les abondances sont pratiquement les mêmes dans les deux types de distribution monomodale. Au delà de $0.2 \mu\text{m}$ on observe un écart au niveau des abondances, cet écart augmente lorsqu'on se déplace vers les particules les plus grosses et devient significatif pour les diamètres supérieurs à $1 \mu\text{m}$ où l'on constate une baisse importante du nombre de particules des classes granulométriques correspondant aux journées peu turbides.

Dans la troisième situation, Figure V-13-C, les distributions présentent en plus du mode centré sur $0.2 \mu\text{m}$, un nouveau mode vers $0.9 \mu\text{m}$. Elles sont caractérisées par une sorte de creux au niveau de la classe centrée sur $0.7 \mu\text{m}$. Bien que la turbidité soit relativement faible, on dénombre une quantité importante de particules de rayon supérieur à $1 \mu\text{m}$. Le déficit en nombre de la classe centrée sur $0.7 \mu\text{m}$ pourrait expliquer le fait que pour des turbidités comparables, l'on n'obtienne pas la même baisse observée sur la Figure V-13-b pour les journées claires. En effet on pourrait penser que les particules de diamètres $0.7 \mu\text{m}$ ont tendance à s'associer pour donner des particules plus grosses. Dans l'ensemble, toutes les situations sont caractérisées par une abondance de fines particules dans la gamme des rayons de 0.05 à $0.1 \mu\text{m}$ dans toutes les distributions mesurées à Bamako. Cette dernière observation confirme celles faites précédemment par les auteurs suivants.

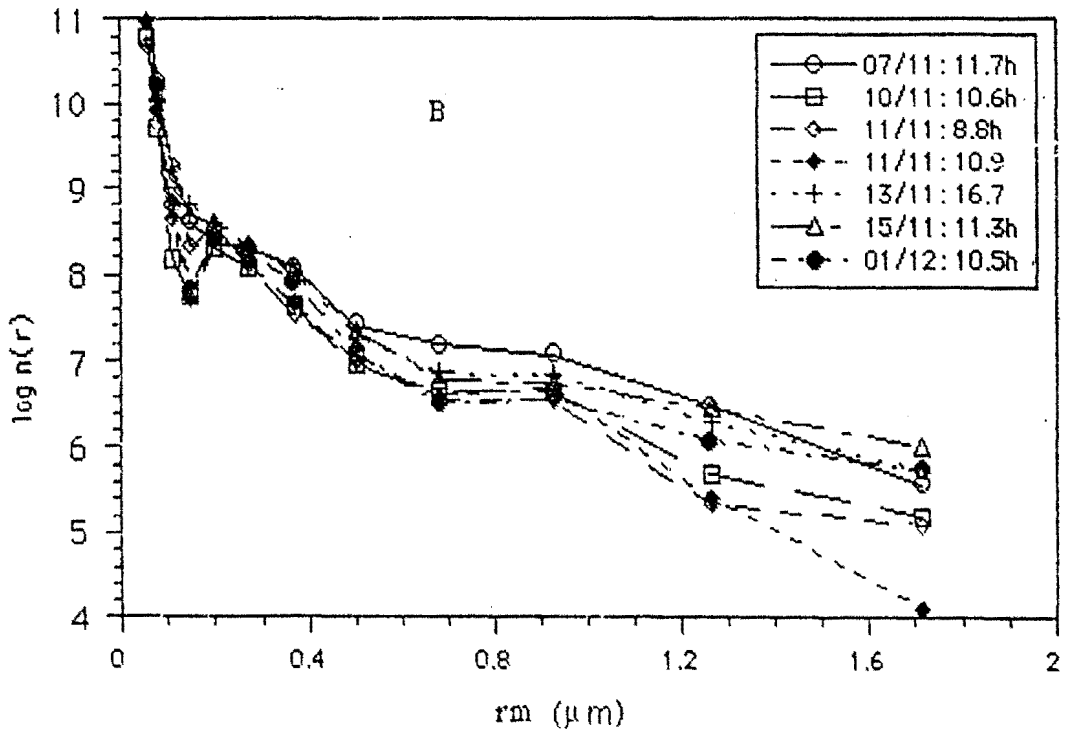
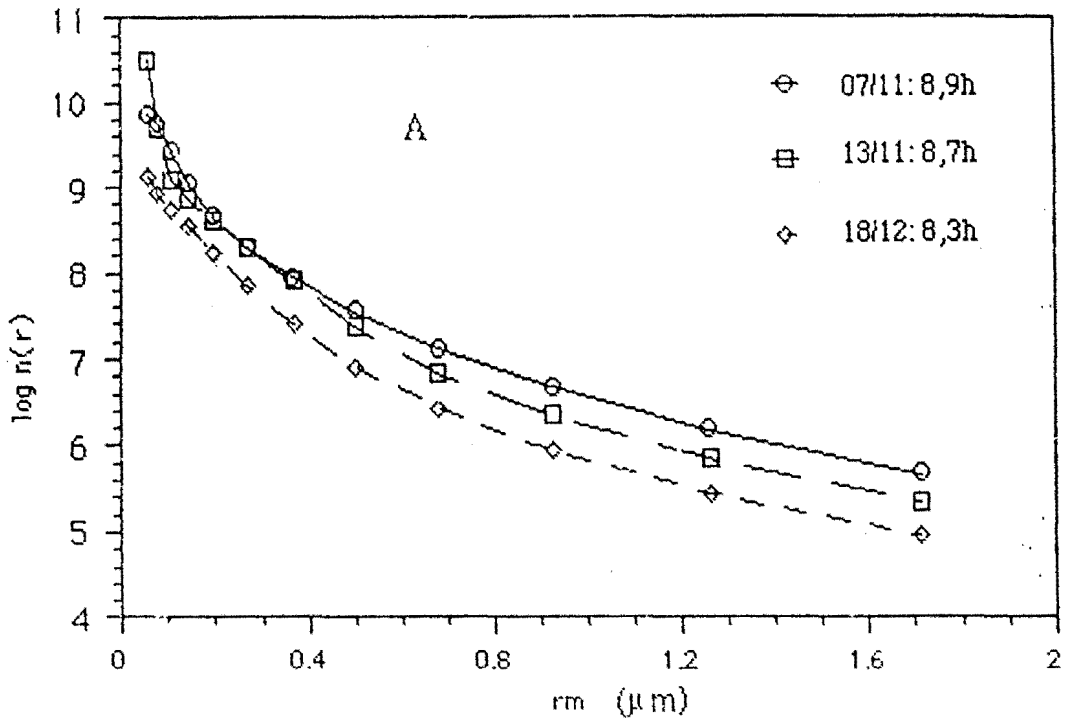


Figure V-13 A-B Ensemble des types de granulométries correspondant respectivement aux distributions uniformes et monomodales.

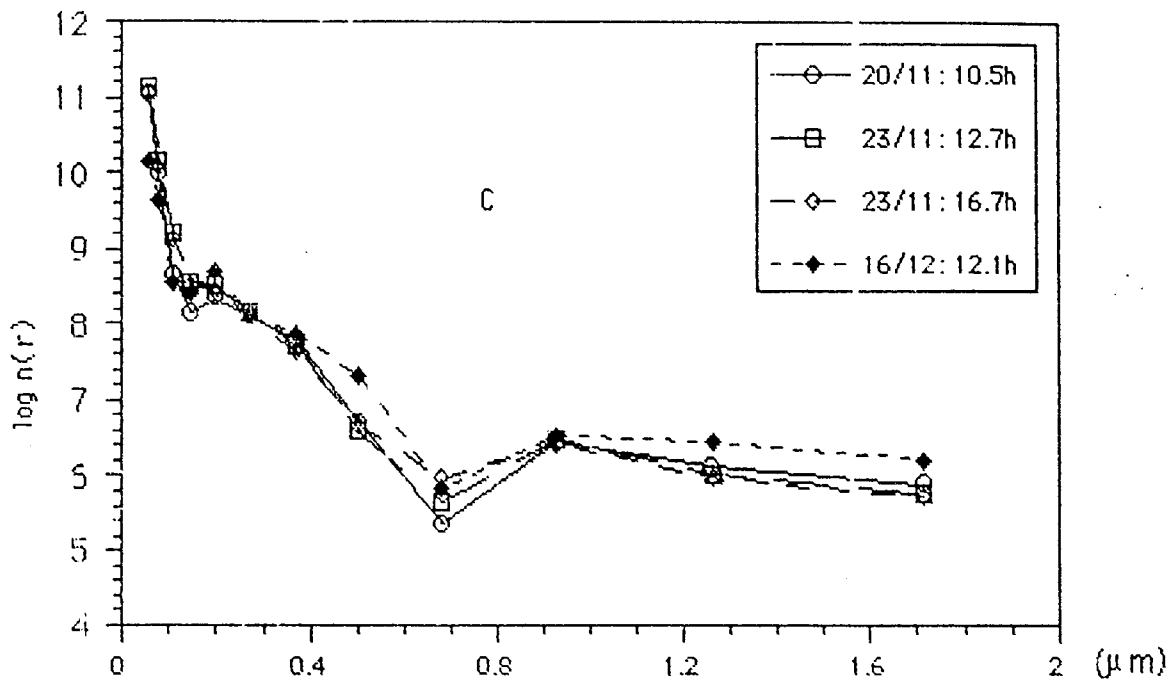


Figure V-13-C Ensemble des types de granulométries correspondant aux distributions bimodales.

La répartition granulométrique des aérosols désertiques a été mesurée par Shutz et al (1974) dans le désert Lybien et par d'Almeida et al (1981, 1983, 1987) au Sénégal, au Mali et au Niger. Le spectre granulométrique montre un maximum entre $0.06 \mu\text{m}$ et $0.1 \mu\text{m}$.

Fouquart et al (1987), ont déterminé les distributions granulométriques des aérosols lors de l'expérience ECLATS sur le site de Niamey par trois méthodes (Knollenberg, Kratel et inversion). Les résultats obtenus par inversion des épaisseurs optiques dans la gamme $0.15 < r < 3 \mu\text{m}$ qui donnent les meilleures concordances entre les flux radiatifs mesurés et calculés, montrent une prédominance de fines particules signalées par les pentes assez abruptes des distributions et cela, quelque soit l'intensité du trouble (Figure V-14).

Les résultats obtenus par Ben Mohamed (1988) à Niamey font apparaître une abondance de fines particules dans la gamme $0.15 - 0.3 \mu\text{m}$ quelque soit la densité des brumes sèches. Cette gamme correspond au premier mode dans les distributions granulométriques que nous avons présentées à la Figure V-13-B

La présence d'une fraction importante de particules de rayon inférieur à $0.1 \mu\text{m}$ a également été confirmée récemment par GOMES et al (1990).

Ces particules, caractérisées par une grande stabilité, sont concernées par le transport à grande distance. Elles jouent ainsi un rôle important dans la physico-chimie de l'atmosphère et tout en étant principalement responsables de la diffusion de la lumière dans le visible, affectent de façon significative la visibilité (Bertrand, 1977).

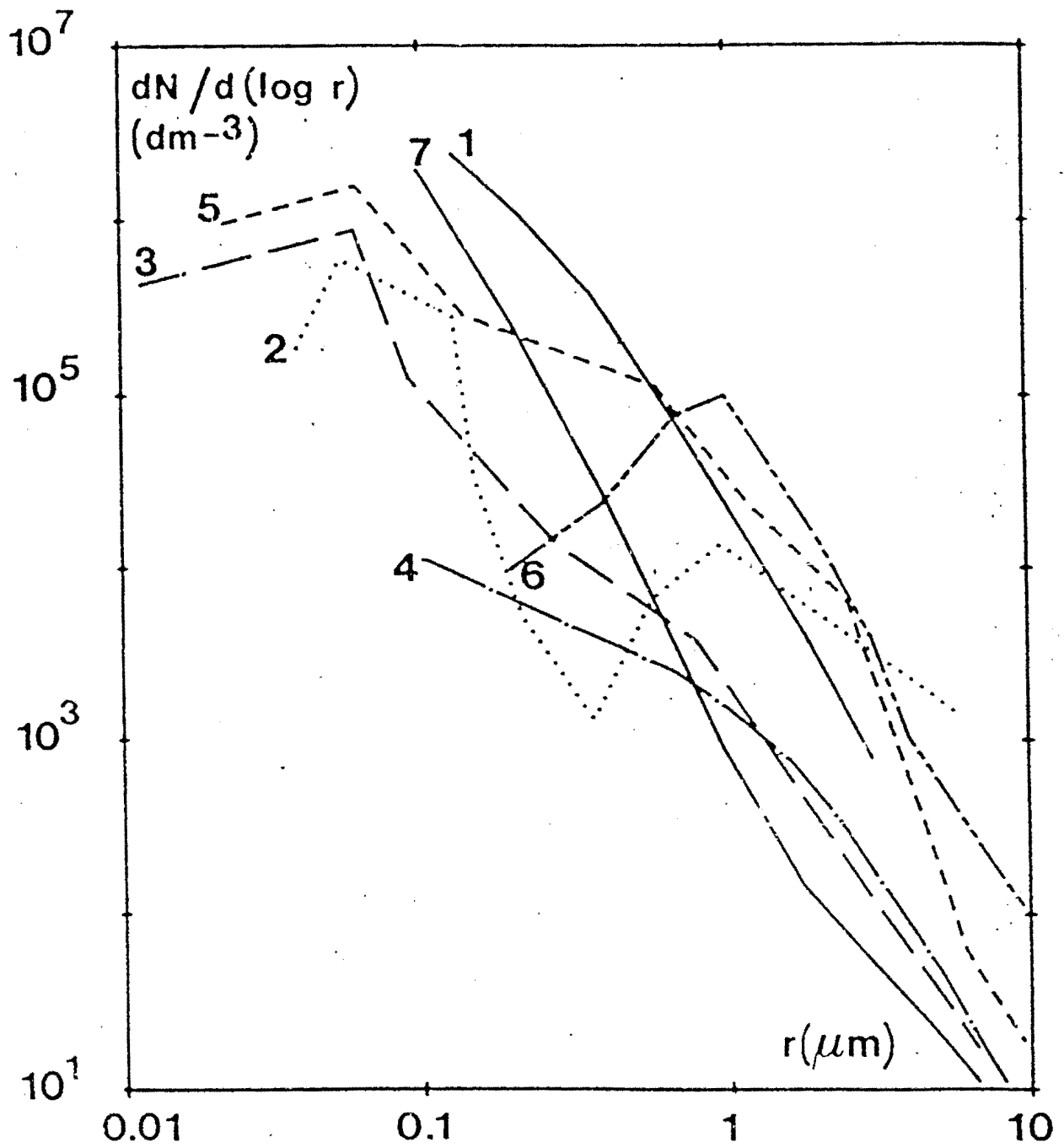


Figure V-14 Distributions granulométriques d'aérosol saharien comparées d'après Fouquart et al. (1987): 1, Fouquart et al. (expérience ECLATS, Niger); 2, Kondrat'yev et al. (atlantique orientale); 3, Jaenicke et Schütz; 4, Carlson et Caverly; 5, d'Almeida et Jaenicke (Sénégal); 6, Levin et al. (Khamsin); 7, modèle de l'Atmosphère standard. (Extrait de (Legrand, 1989)).

La Figure V-15 présente les évolutions des rapports r_1 , r_2 et r_3 entre les densités de particules d'aérosols mesurées respectivement pour les classes 0.2, 0.9 et 1.6 μm et la densité de particules d'aérosols mesurée pour la classe 0.06 μm . On note une remarquable constance de ce rapport jusqu'au 01 décembre.

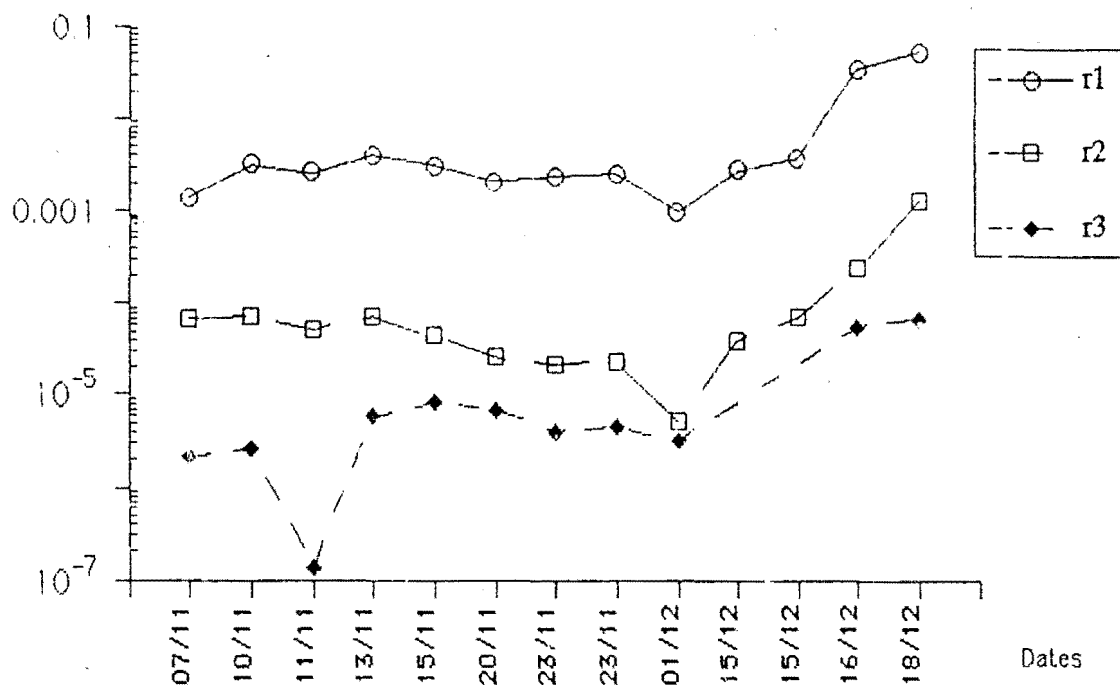


Figure V-15 Evolution des rapports r_1 ($n(0.2)/n(0.06)$), r_2 ($n(0.9)/n(0.06)$) et r_3 ($n(1.6)/n(0.06)$) entre les densités de particules $n(r)$ relatives aux classes de rayons 0.06, 0.2, 0.9 et 1.6 μm sur l'ensemble des journées utiles de la période de mesures.

Ce résultat qui nous indique que nous étions dans une période de stabilité en novembre, est à rapprocher à ceux obtenus par Bertrand (1977) qui a spécialement étudié le comportement granulométrique de l'aérosol saharien à partir de sa composition minéralogique et qui est arrivé à la conclusion qu'une grande partie des régions concernées par la brume sèche en Afrique de l'Ouest reçoit un aérosol relativement homogène en taille et en composition minéralogique durant les périodes de brumes sèches. La faible variation des rapports r_1 , r_2 et r_3 est une indication de la faible évolution des aérosols continentaux au cours de leur déplacement.

Pendant cette période, nous avons néanmoins observé deux situations où l'épaisseur optique d'aérosols était très importante; les valeurs de l'épaisseur optique d'aérosols à 500 nm étaient supérieures à 0.8. Le 07 novembre, est la journée la plus turbide les

rappports r_1 , r_2 et r_3 indiquent pourtant une prédominance des particules de $0.06 \mu\text{m}$. L'augmentation du trouble est principalement le fait d'une addition importante de fines particules dans la gamme de $0.06 \mu\text{m}$, pourtant, le coefficient d'Angström α prend des valeurs très faibles. Ce résultat, qui montre qu'aux jours les plus troubles correspondent des aérosols fins est en accord avec ceux obtenus par Deuze et al (1987) au Sud de la France, King et al (1978) à Tucson et Rangarajan (1972) à Poona India. Les 13 et 15 novembre nous avons aussi des situations très turbides, les rapports r_1 , r_2 et r_3 ne nous permettent pas d'identifier la granulométrie des particules additives.

La deuxième partie des courbes de la Figure V-15 signale une croissance au cours du temps des rapports r_1 , r_2 et r_3 . Cette deuxième partie qui signale une arrivée de particules d'aérosols ayant une proportion de plus en plus importante en grosses particules, marque en réalité le début de la période d'harmattan.

Sur la Figure V-16 où nous avons représenté, les évolutions temporelles de l'épaisseur optique d'aérosols à $0.5 \mu\text{m}$, du coefficient d'Angström α et de la visibilité horizontale V_v , nous pouvons constater une recrudescence du trouble atmosphérique à partir de la mi-décembre. Cette fois, l'augmentation du trouble est due à une intrusion de plus en plus importante d'aérosols grossiers. L'exposant d'Angström atteint de faibles valeurs. Cette observation est la plus répandue et a déjà été signalée par Tanré et al (1988) au Sénégal, Foucart et al (1987) à Niamey et d'Almeida (1985) dans les stations du réseau ATMN.

Cette contradiction apparente pourrait s'expliquer par l'historique et l'origine des aérosols.

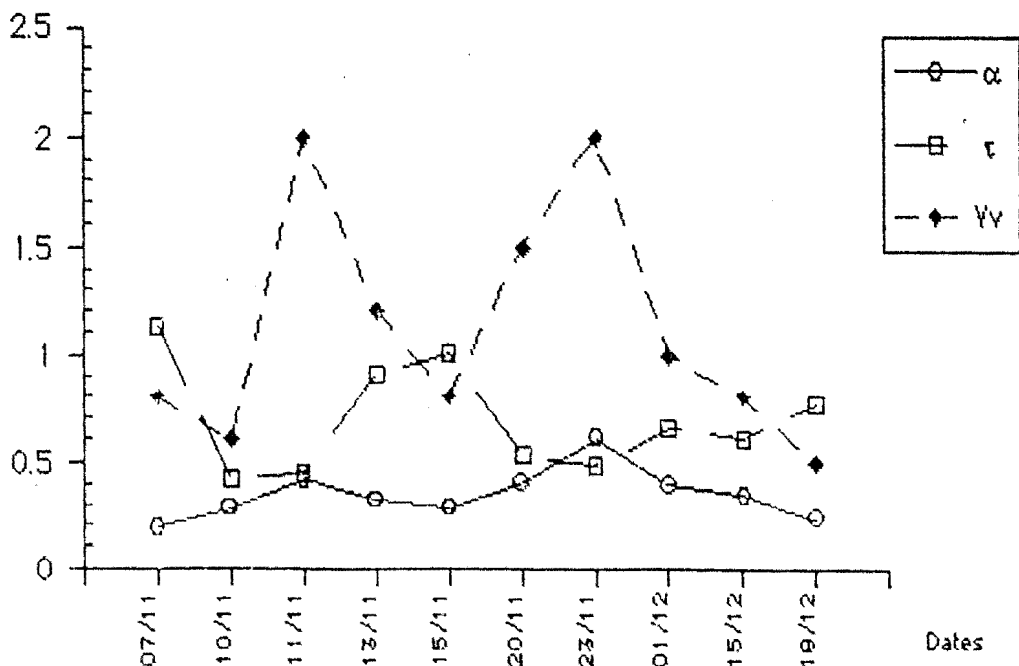


Figure V-16 Evolutions temporelles de l'épaisseur optique d'aérosols à $0.5 \mu\text{m}$, de l'exposant d'Angström α et de la visibilité horizontale V_v

V-2-4-5 RESTITUTION DES EPAISSEURS OPTIQUES INVERSEES

Les épaisseurs optiques recalculées à partir de la distribution granulométrique sont représentées pour toutes les séquences de mesures retenues. Elles sont comparées avec les valeurs mesurées sur la Figure V-17.

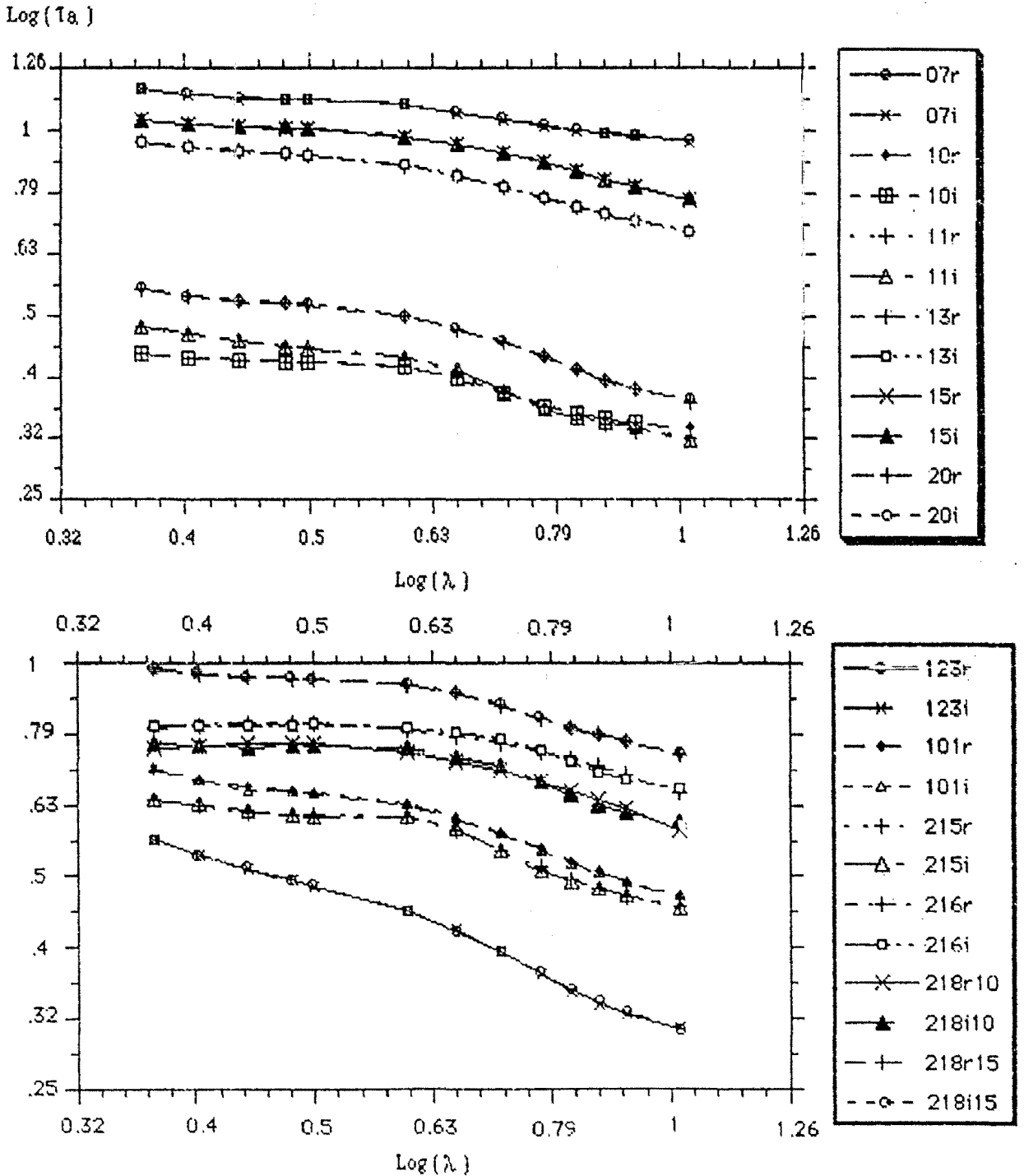


Figure V-17: Les épaisseurs optiques recalculées (r) à partir de la granulométrie obtenue par inversion comparées aux épaisseurs optiques initiales (i). Dans la légende du bas, le premier chiffre indique le mois de novembre (1) ou le mois de décembre (2), le deuxième et le troisième chiffre indiquent la date.

La parfaite concordance entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées montrent que la granulométrie obtenue est adéquate pour expliquer les mesures effectuées. L'essentiel de l'extinction mesurée est due aux particules dont les rayons moyens sont compris entre 0.05 et 2 μm . Pour couvrir une gamme de rayon plus vaste par la méthode d'inversion, il faut élargir au maximum l'intervalle délimité par le paramètre de mie α qui varie de $\frac{2\pi r}{\lambda_{\min}}$ à $\frac{2\pi r}{\lambda_{\max}}$ (Eli et al, 1982). Ainsi, pour accéder aux particules plus grosses de 4 à 5 μm de diamètre, il est nécessaire d'étendre le domaine spectral plus loin dans l'infrarouge. Malgré tout, de simples mesures d'épaisseurs optiques d'aérosols ne permettent pas d'atteindre par inversion des particules grossières de diamètre (10 μm). Des mesures complémentaires de fonction de phases d'aérosols doivent être effectuées.

Devaux et al (1988) ont étendu avec succès la distribution granulométrique en direction des plus grosses particules par inversion des mesures de l'auréole solaire et ont montré la complémentarité des deux méthodes; inversion d'épaisseur optique d'aérosols et d'auréole. Pour la gamme de rayon commune ils ont obtenu les mêmes valeurs. La méthode d'inversion de l'auréole qui utilise encore l'algorithme de King, pourrait être utilisée pour étudier les grosses particules ($r > 1\mu\text{m}$) (Figure V-19) tandis que celle d'inversion des épaisseurs optiques d'aérosols, serait adaptée aux petites particules ($r < 1\mu\text{m}$).

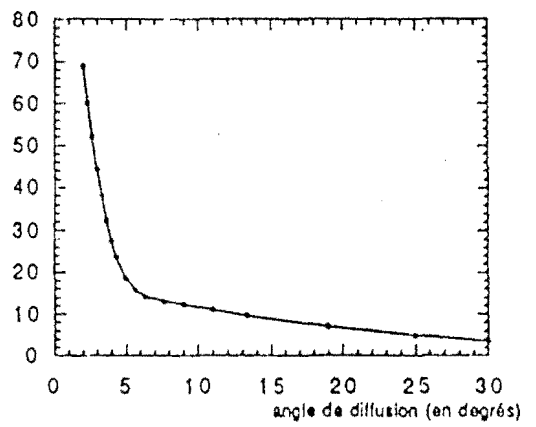
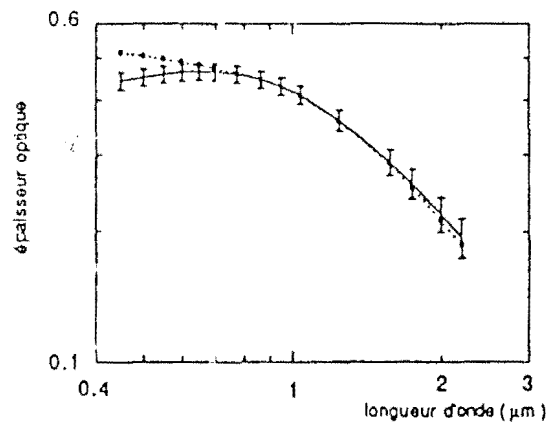
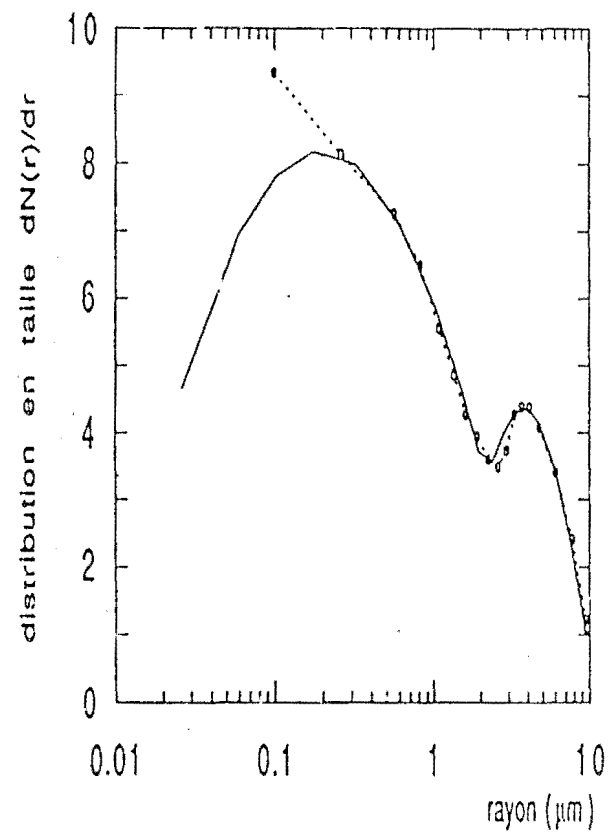


Figure V-19: Inversion de la fonction de phase en utilisant la méthode de relaxation de Chahine (Santer, Herman, 1983). D'après A. Vermeulen (1994)

V-2-5 MISE EN EVIDENCE A PARTIR DES MESURES PHOTOMETRIQUES DE LA POLLUTION D'ORIGINE ANTHROPIQUE A BAMAKO. ESSAI DE QUANTIFICATION EN MASSE

Lors du dépouillement des mesures, nous avons mis en évidence, une augmentation presque systématique du trouble atmosphérique au cours de la journée (Figure V-20). La recherche des causes de cette augmentation d'aérosols au cours de la journée nous a permis de mettre en évidence l'existence d'une source anthropique d'aérosols au centre-ville qui dans certaines conditions augmente le trouble atmosphérique au niveau du site de mesures au CRES.

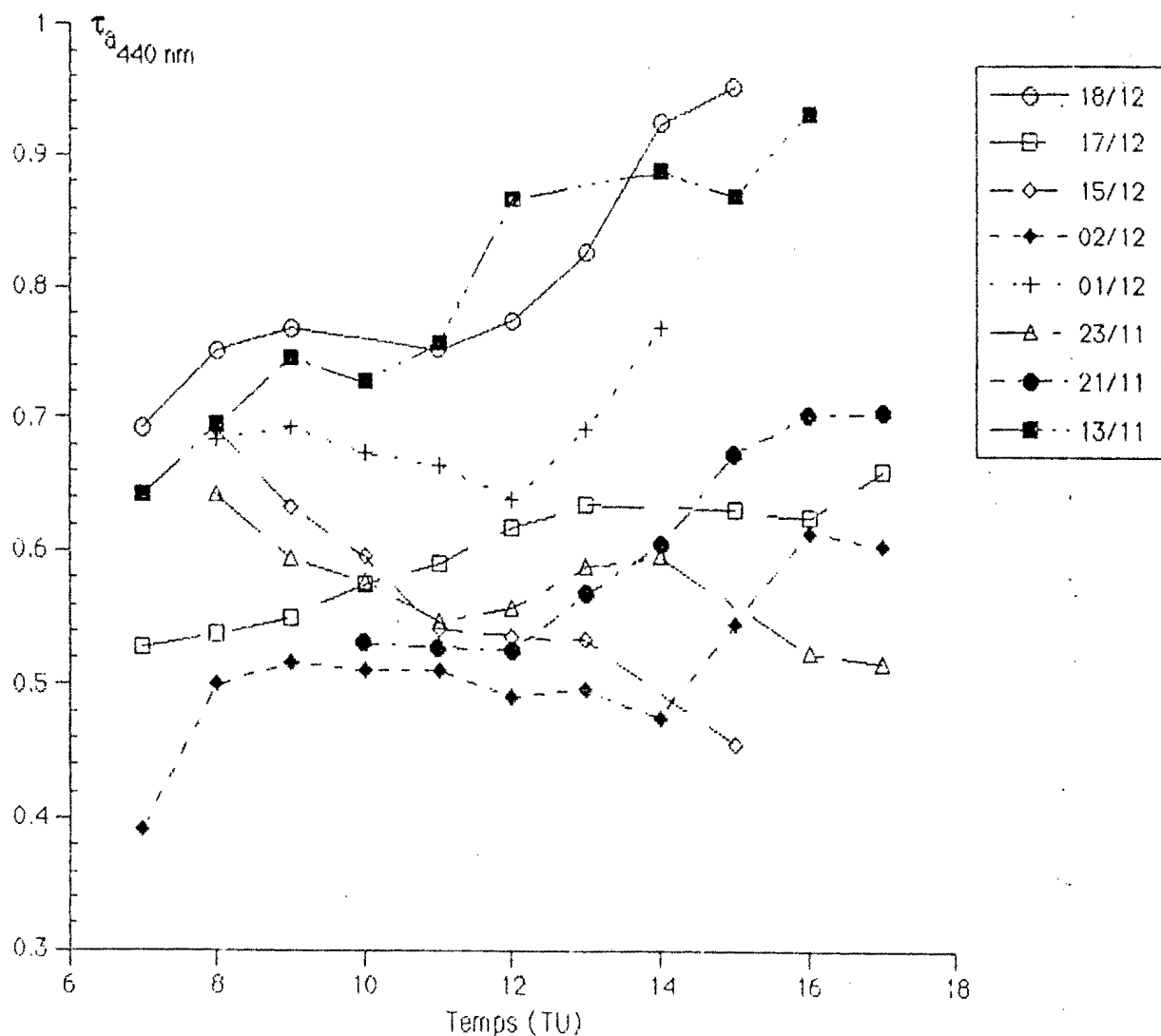


Figure V-20 Evolution de l'épaisseur optique d'aérosols à 440 nm, pour les journées où les mesures ont pu être effectuées jusqu'en fin d'après-midi.

Dans le but de mieux comprendre le phénomène d'augmentation régulière du trouble au CRES, nous avons au cours de la journée du 17/12, réalisé des mesures photométriques simultanément dans la ville de Bamako et au CRES. La Figure V-2 (Annexe I) présente les résultats donnés par les canaux 440 et 870 nm qui sont communs aux deux photomètres, les journées du 10, 20 novembre, puis les 15 et 18 décembre 1991, lorsqu'ils se trouvent tous les deux au CRES. Lorsque ceux-ci sont situés au même endroit, on constate un accord satisfaisant sur les épaisseurs optiques calculées pour les filtres 440 et 870 nm, communs aux deux photomètres. Les écarts relatifs observés sont faibles (inférieurs à 3%).

Nous en déduisons donc que les écarts observés le 17/12 sur la Figure V-21, sont essentiellement le fait d'une plus grande production d'aérosols dans la ville. La part de l'action humaine sur la pollution de la ville par les aérosols pourra alors être quantifiée.

V-2-5-2

ANALYSE ET INTERPRETATION DES RESULTATS

Aux premières heures matinales, la turbidité de l'atmosphère est la même lorsqu'elle est mesurée sur les deux sites. Progressivement, le trouble devient plus important au centre ville qu'au CRES jusqu'à 16H. A partir de 16H, c'est le phénomène inverse qui se produit; le trouble augmente au CRES tandis qu'au centre-ville, on observe une baisse. Cette évolution temporelle de l'écart signale la présence d'une source d'émission d'aérosols dont l'activité débute vers 8h, atteint son paroxysme au milieu de la journée entre 12H et 13H, puis décline jusqu'au soir.

Les aérosols en suspension à Bamako sont essentiellement d'origine terrigène (Diallo, 1991). Leur émission dans l'atmosphère ne peut se faire que par érosion éolienne. Gillette (1980), a identifié cinq facteurs qui influencent la vitesse limite de mise en suspension des particules d'aérosols. Il s'agit de la taille des agrégats des particules du sol, de la texture du sol, de la rugosité du sol, de l'humidité et de l'épaisseur de la croûte du sol. La région de Bamako, en raison de sa topographie très variée, de son relief montagneux, son sol rocheux et l'importance de son couvert végétal, n'a pas les caractéristiques d'une région source d'aérosols. Les travaux de Nickling (1989) sur les zones érodables au Mali, ont montré que seul 17% du sol de la région de Bamako est érodable par le vent. L'auteur montre également que les perturbations les plus sévères qui affectent le sol sont causées par les trafics routiers (voitures, cyclomoteurs) et par les activités domestiques. Cette importante activité humaine concentrée au centre-ville affecte les facteurs initiateurs d'érosion des sols en baissant la vitesse limite de mise en suspension de la particule du sol.

Pour qu'il y ait déclenchement de poussières dans l'atmosphère, il faut qu'il y est un échange d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Ce transfert a lieu grâce aux phénomènes de turbulence générés à la surface du sol.

Une turbulence dynamique (passage de véhicules, activités domestiques), créée par friction au voisinage de la surface, établit une couche de poussière mince au ras du sol. A ce moment, si les conditions de température sont favorables (fort gradient de thermique), la convection thermique devient initiatrice d'émission de particules et la couche de poussière s'épaissit. Les particules ainsi émises, sont transportées plus ou moins vite selon la vitesse du vent et aussi selon leur taille. A la fin de la journée, avec la réduction de la convection thermique, le refroidissement établit une couche stable, chargée de poussière. C'est ainsi qu'en d'après-midi, du CRES, situé à l'écart de Bamako sur une colline, on observe une sorte de couvercle de poussière recouvrant la ville.

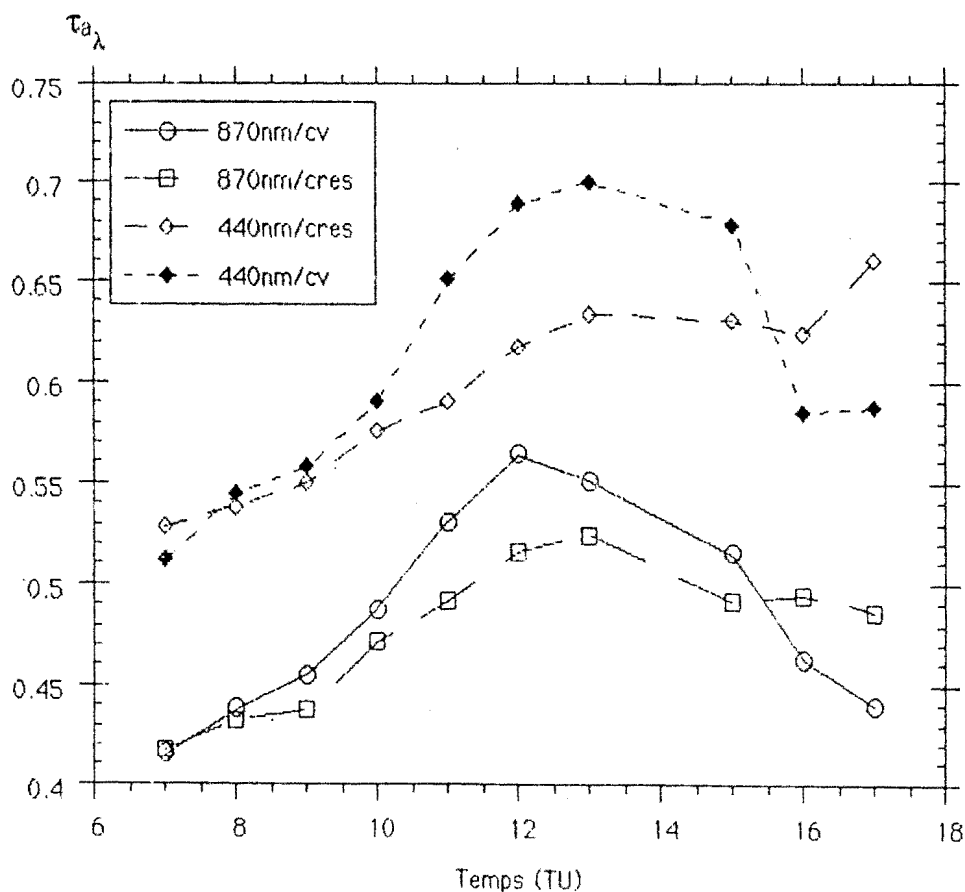


Figure V-21: Comparaison des épaisseurs optiques d'aérosols calculées à partir des mesures effectuées aux longueurs d'onde 440 et 870 nm communes aux deux photomètres CIMEL; 5 filtres (C5) et 6 filtres (C6) pour des journées claires et turbides. Le C5 se trouve dans la ville de Bamako et le C6 au CRES.

V-2-5-3 ESTIMATION DE LA MASSE DE POUSSIERE DANS L'ATMOSPHERE
LE 18/12/1991 A BAMAKO DUE A L'ACTIVITE HUMAINE

L'importance de cette pollution due à l'activité humaine, évaluée en termes d'épaisseur optique d'aérosols sera traduite en termes de masse de poussières injectées dans l'atmosphère. Pour cela, nous allons présenter les résultats de la journée du 18 décembre. On suppose que la mesure de 8h au moment où les effets des actions humaines sont moindres, correspond à la situation normale.

Nous avons pu obtenir par inversion des mesures d'épaisseur optique d'aérosols, et en utilisant la relation de Junge, $\frac{dN}{dr} = Cr^{-(v+1)}$, la distribution en taille des particules d'aérosols dans la gamme des rayons allant de 0.05 à 2-3 μ m. Une simple intégration

$$\int_{r_j}^{r_{j+1}} Cr^{-(v+1)} dr = \frac{C}{-v} [r_{j+1}^{-v} - r_j^{-v}]$$

nous fournit le nombre de particules de rayon compris dans l'intervalle $[r_{j+1}, r_j]$ et par cm^2 de colonne d'atmosphère. Les constantes C et v sont connues pour chaque intervalle de rayons. Connaissant le nombre n de particules pour une classe de rayon donnée r, on peut calculer la masse m équivalente de ces particules par la relation:

$$m = n \cdot \frac{4}{3} \rho \pi r^3$$

ρ désigne la densité volumique des particules d'aérosols supposées sphériques. Pour nos calculs, nous l'avons fixée à 2.6 g/cm^3 valeur couramment utilisée pour les aérosols sahariens (Bertrand, 1977; d'Almeida et al, 1983).

Les Figures V-22 présentent les évolutions granulométriques en nombre et en masse pour différentes heures de la journée. Remarquons que pour les mesures du 18/12, de 8h à 12h, les distributions ne présentent rien de particulier. A 14h on constate que la situation a évolué; le nombre des particules de rayons inférieurs à 0.2 μ m s'est accru d'environ 5 fois tandis qu'au niveau des grosses particules ($r > 1\mu$ m), l'on note une très légère augmentation de leur nombre. Ce n'est qu'à partir de 15h que les grosses particules dénombrées au CRES augmentent de façon significative au moment où le nombre de fines particules tendent à se stabiliser. Les particules plus fines de rayons inférieurs à 0.2 μ m soulevées de la ville par l'action des passages de voitures et des passants sur les routes conjuguée à d'autres mouvements de friction du sol (tâches domestiques), atteignent le CRES plus rapidement que les particules plus grosses supérieures à 1 μ m.

Cet exemple illustre la contribution de l'aérosol produit au centre ville dans la quantité d'aérosols détectée au CRES de Bamako.

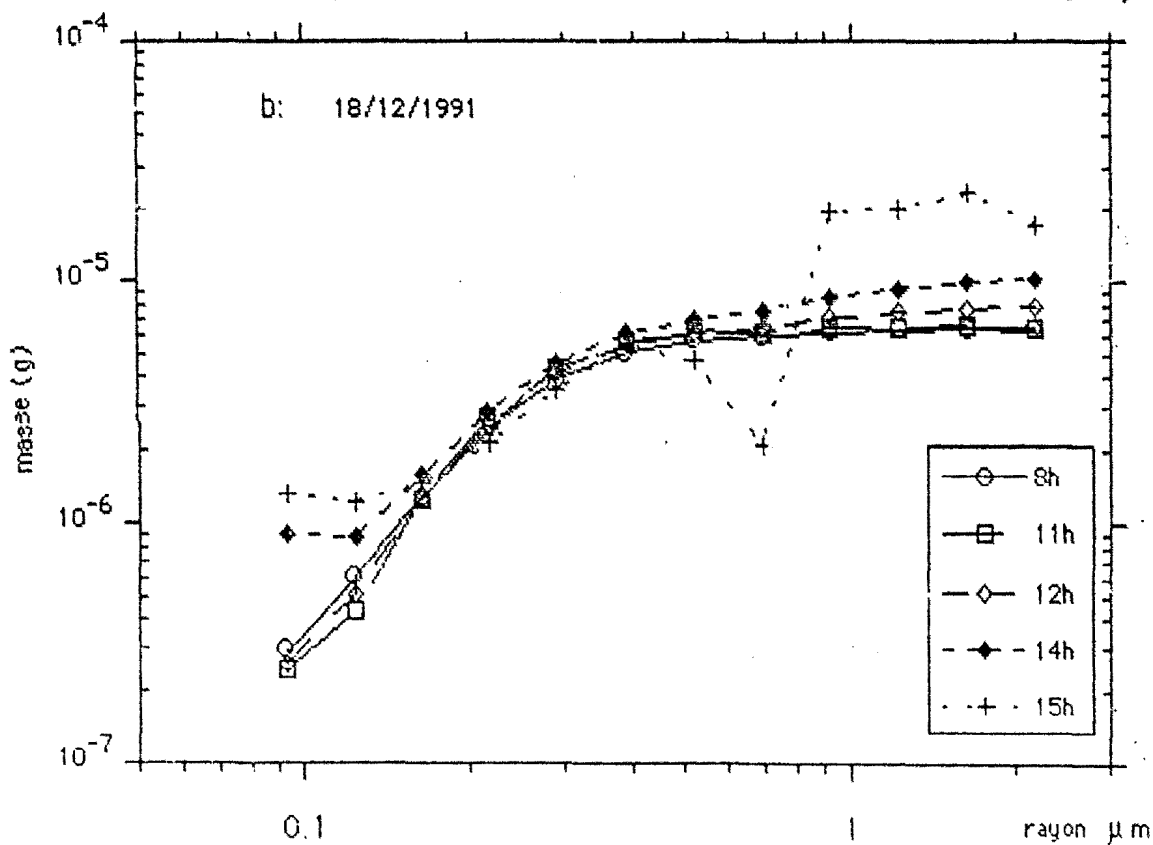
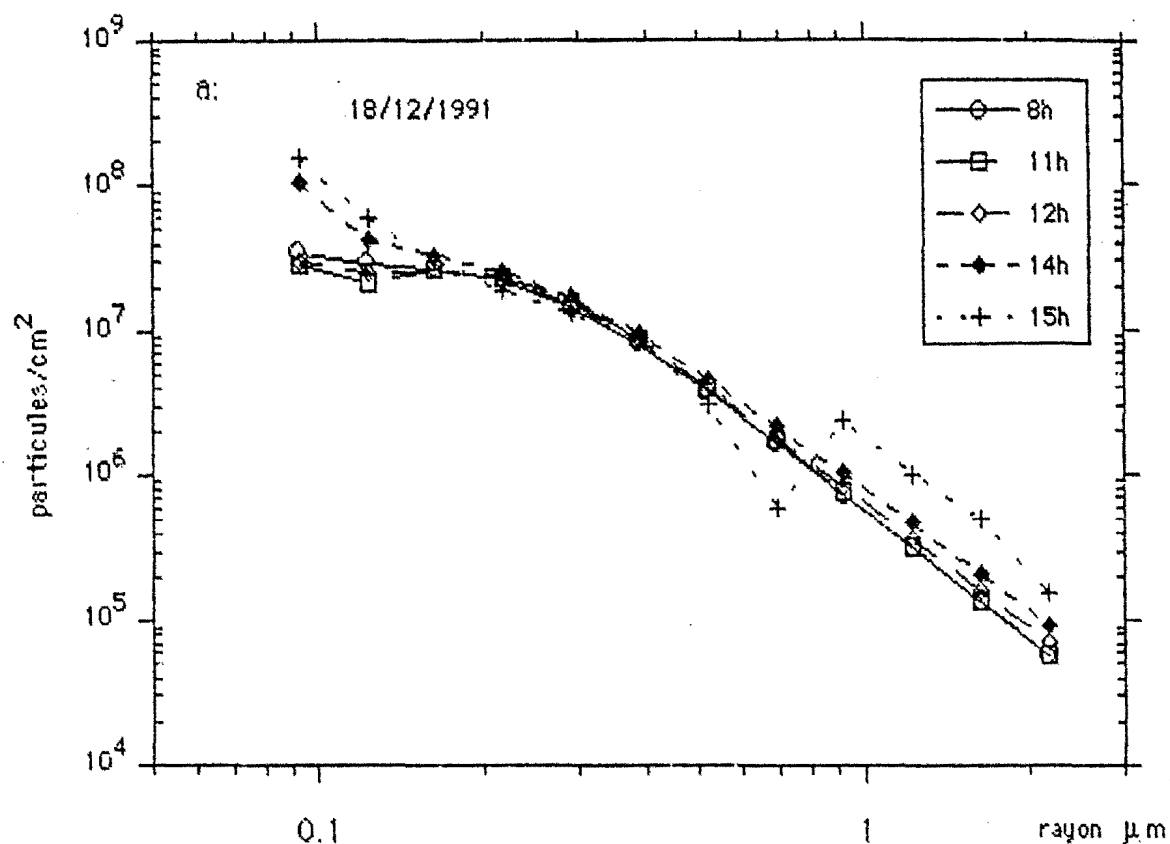


Figure V-22: Dénombrement des particules d'aérosols par classe de rayon et par cm^2 (a) ainsi que leurs masses (b) pour des mesures effectuées à 8, 11, 12, 14 et 15h le 18 décembre.

Pour calculer la contribution en masse d'aérosols de la source locale à un instant donné, on fait la différence entre la masse d'aérosols mesurée à cet instant et la masse d'aérosols mesurée aux premières heures de la matinée (8h). Le 18/12, nous avons estimé les masses m_{11h} , m_{12h} , m_{14h} et m_{15h} en suspension dans l'atmosphère aux cinq instants respectifs: 8h, 11h, 12h, 14h et 15h. D'après le modèle d'aérosols désertiques de Shettle (1984), la gamme des particules d'aérosols de rayons compris entre 0.08 et 2.5 μm représente du point de vue masse près de 60% de la masse totale d'aérosols.

Pour estimer la contribution humaine minimale, on partage la durée des mesures suivant quatre intervalles: 8h-11h; 11h-12h; 12h-14h; 14h-15h.

On désigne par m_1 , m_2 , m_3 et m_4 les masses moyennes d'aérosols (en g/m^2) mises en suspension pendant ces intervalles de temps.

$$m_1 = \frac{m_{11h}}{2} ; m_2 = \frac{m_{11h} + m_{12h}}{2} ; m_3 = \frac{m_{12h} + m_{14h}}{2} ; m_4 = \frac{m_{14h} + m_{15h}}{2}$$

En tenant compte de la durée de chaque intervalle, on calcule la masse totale minimale d'aérosols mise en suspension le 18/12 à partir du centre-ville, par la relation:

$$M = l_0 \cdot l_a \cdot v_m \cdot (1/h) \cdot (3 \cdot m_1 + m_2 + 2 \cdot m_3 + m_4) \cdot 3600$$

l_0 et l_a désignent respectivement la longueur de la surface sous l'influence de l'aérosol produit au centre-ville suivant la vitesse du vent v_m et la largeur de cette surface. h étant la hauteur de la couche d'aérosols. Pour le calcul, si on prend:

$v_m = 3\text{m/s}$; $h = 2\text{km}$; $l_0 = l_a = 10\text{km}$; $m_1 = 0.019$; $m_2 = 0.074$; $m_3 = 0.215$; $m_4 = 0.595$ (g/m^2), on évalue cette contribution humaine à 624 tonnes d'aérosols mises en suspension dans l'atmosphère le 18/12/1991.

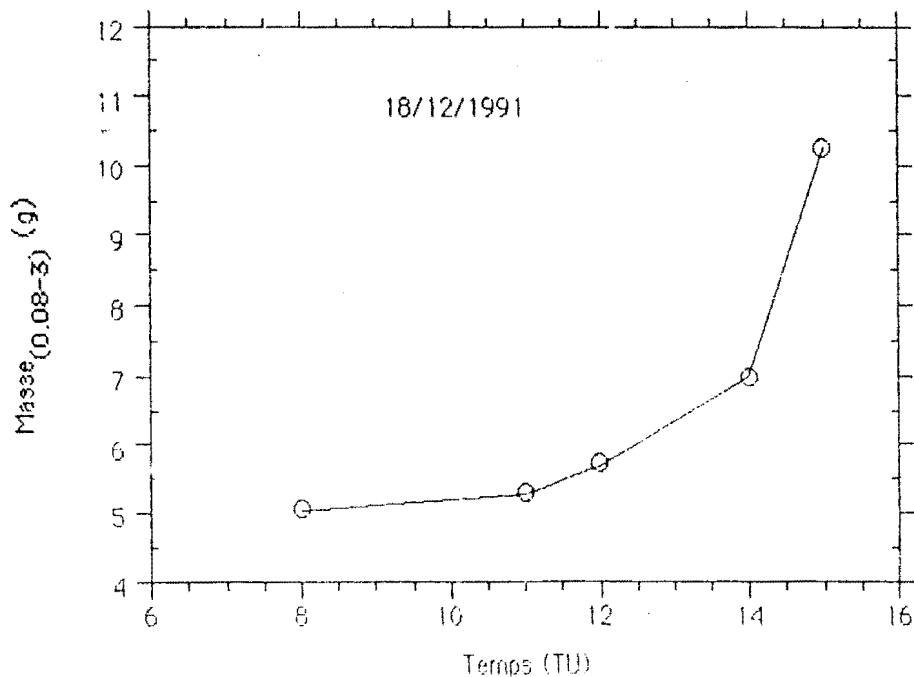


Figure V-23 Evolution de la masse des particules d'aérosols (en $10^{-5} \text{g}/\text{cm}^2$) de rayon compris entre 0.08 et 2.5 μm au cours de la journée du 18 décembre.

V-2-6 HAUTEUR D'EAU PRECIPITABLE

V-2-6-1 METHODE UTILISEE

La détermination de la quantité de vapeur d'eau précipitable contenue dans l'atmosphère peut se faire à partir d'une méthode dite méthode d'absorption différentielle proposée par Frouin et al.(1990) décrite au II-3-3. Les deux filtres utilisées ont des largeurs à mi hauteur différentes; l'un large (50 nm) et l'autre étroit (10 nm). On peut néanmoins considérer que la largeur de chaque filtre est faible vis à vis de la variabilité spectrale de l'extinction due à la diffusion moléculaire et par les aérosols (Thomason et al, 1982). On pose donc:

$$\text{pour le filtre large: } U^L = U_0^L \cdot T_{wa}^L$$

$$\text{pour le filtre étroit: } U^E = U_0^E \cdot T_{wa}^E$$

où,

Les exposants L et E sont relatifs aux filtres large (L) et étroit (E).

U et U_0 , désignent respectivement les signaux mesurés sur le terrain et au sommet de l'atmosphère.

m: masse d'air.

T_{wa} , la transmission atmosphérique qui dépend essentiellement de la position du soleil et du contenu atmosphérique en aérosols et en vapeur d'eau. L'effet Rayleigh est négligeable à 940 nm.

Les filtres L et E sont centrés sur la même longueur d'onde, 940 nm.

Le rapport des signaux large sur étroit donne:

$$\frac{U^L}{U^E} = \frac{U_0^L}{U_0^E} \frac{T_{wa}^L}{T_{wa}^E}$$

Nous avons le rapport $\frac{U_0^L}{U_0^E}$ au laboratoire (LOA) à partir d'une lampe étalon.

Nous avons constaté qu'il était légèrement influencé par la température du détecteur; aussi avons-nous été amenés à tenir compte de cette légère dépendance. Finalement le rapport des transmittances $RT = \frac{T_{wa}^L}{T_{wa}^E}$, est relié au rapport des mesures $RM = \frac{U^L}{U^E}$ par la

relation: $RT = \frac{RM}{6.82 + 0.0084 q}$ où q est la température du détecteur en °C.

Afin de nous affranchir des erreurs éventuelles introduites par les aérosols dans l'estimation de la vapeur d'eau, par la méthode d'absorption différentielle, signalées par Frouin et al(1990), nous avons effectué la recherche de la vapeur d'eau en tenant compte de la présence d'aérosols caractérisés par les coefficients d'Angström α et β .

La recherche de la valeur du contenu en eau w qui correspond à chaque jeu de mesures réalisées sur le terrain est faite en deux étapes.

(1) On recherche pour chacune des 8 valeurs choisies du contenu intégré de la vapeur d'eau (0.52, 1.036, 1.55, 2.07, 2.59, 3.11, 3.62, 4.148 en $g.cm^{-2}$) obtenue à partir de la répartition verticale du modèle tropical (Mc Clatchey et al, 1971) et du code radiatif LOWTRAN 7 (Kneizys et al, 1988), les valeurs du rapport de transmission, qui peuvent correspondre au jeu de mesures caractérisé par la masse optique m et les coefficients d'Ångström α et β associés à l'épaisseur optique d'aérosol. La détermination de chacune des 8 valeurs du rapport des transmissions $RT(m, \alpha, \beta, w_1, \dots, w_8)$, se fait par interpolation à quatre points et à trois dimensions (m, α, β). Quatre points de base sont choisis pour α (-1.5, 0, 1.5, 3) et pour β (0, 0.4, 0.8, 1.2); les quatre points de base pour la masse optique m (m_1, m_2, m_3, m_4) sont recherchés parmi les 16 valeurs de m (correspondant aux positions du soleil: $0^\circ, 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 40^\circ, 45^\circ, 50^\circ, 55^\circ, 60^\circ, 63^\circ, 66^\circ, 69^\circ, 72^\circ, 75^\circ, 78^\circ, 81^\circ$). tels que:

$$m_1 < m_2 < m < m_3 < m_4.$$

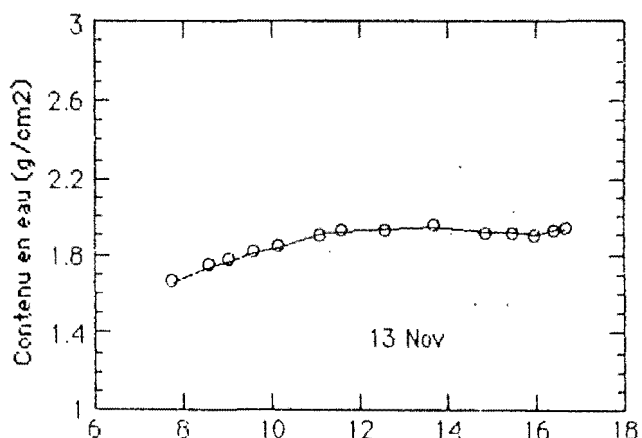
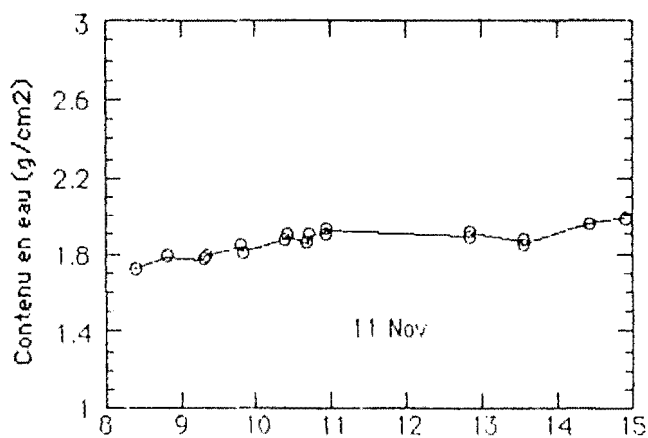
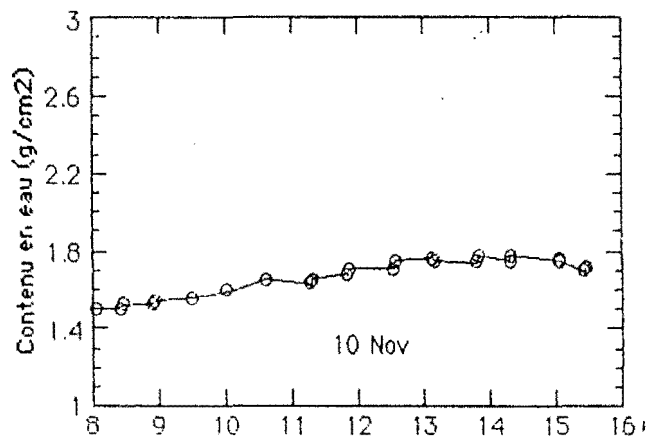
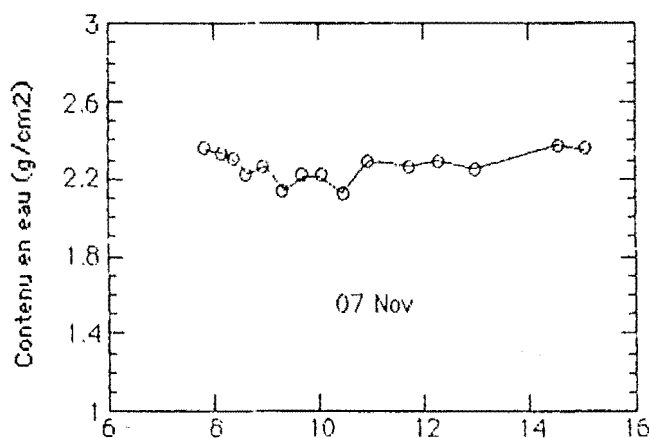
Si la masse optique m , se trouve près des extrêmes, on fait une interpolation à 4 points mais non centrée.

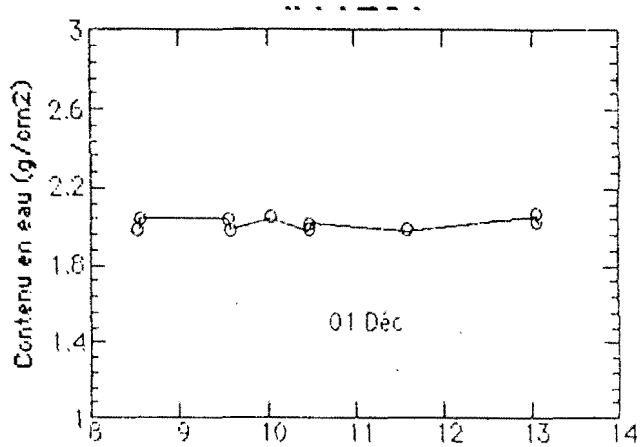
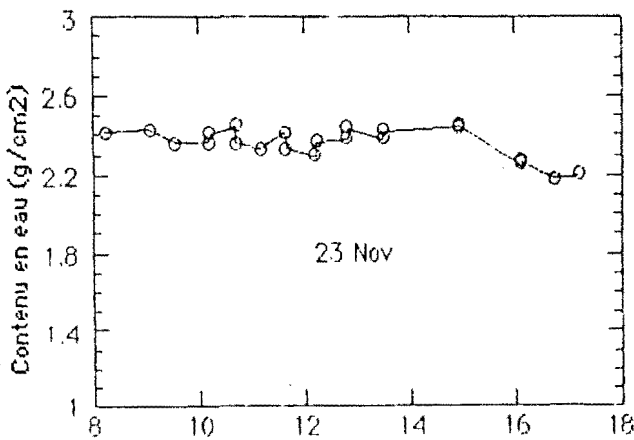
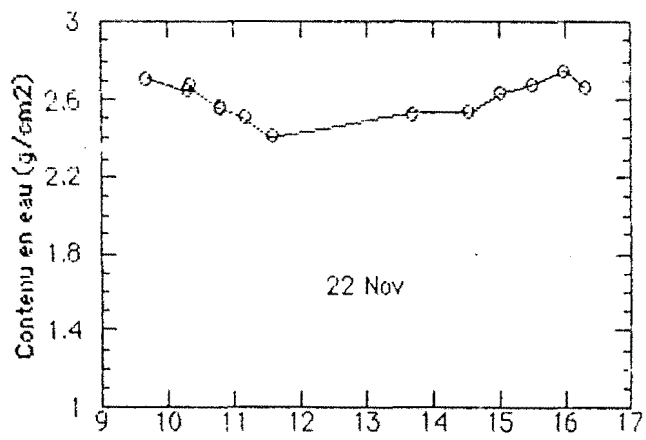
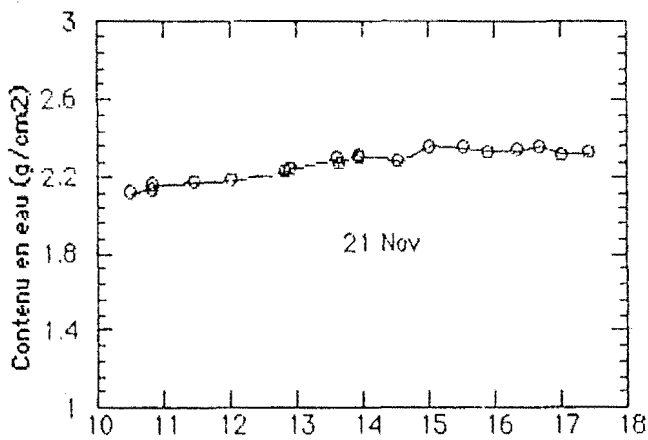
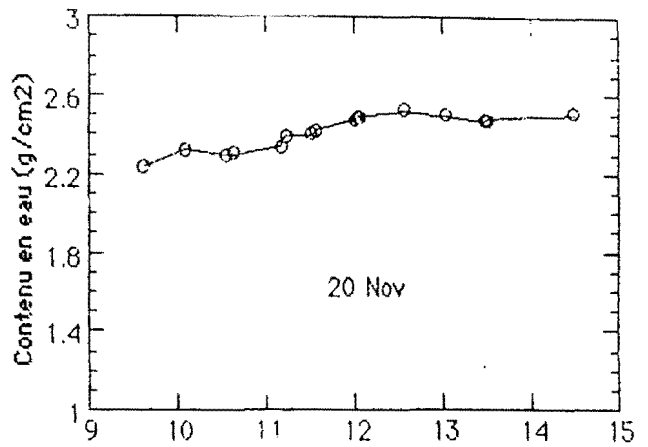
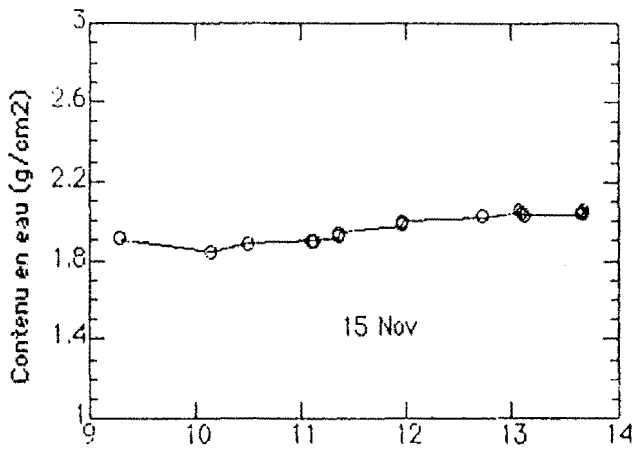
(2) La dernière étape consiste à rechercher la valeur du contenu en eau w qui correspond à la valeur mesurée du rapport de transmission RT parmi les 8 valeurs: $RT(m, \alpha, \beta, w_1, \dots, w_8)$, en cherchant quatre points de base (RT_1, RT_2, RT_3, RT_4) tels que: $RT_1 < RT_2 < RT < RT_3 < RT_4$,

correspondant respectivement aux valeurs $w', w'', w(\text{cherchée}), w'''$ et w'''' . Une interpolation à quatre points uni-dimensionnelle nous fournit la valeur recherchée w du contenu en eau.

Notre méthode de détermination du contenu en eau de l'atmosphère se différencie de la méthode couramment utilisée en ce qu'aucune hypothèse sur la formulation de la transmission due à la vapeur d'eau n'est émise à priori. Nous obtenons le contenu en eau à partir des mesures photométriques sans définir de modèle de transmission gazeuse.

La Figure V-24 présente l'évolution temporelle de la quantité de vapeur d'eau restituée par la méthode d'absorption différentielle au cours de seize journées de mesure. On remarque que le contenu en eau varie peu au cours d'une même journée avec une légère tendance à la hausse en milieu de journée, au moment où la température du sol est la plus élevée. Cette augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère entre 11H et 13HTU est essentiellement due au phénomène d'évaporation qui est optimal dans cet intervalle horaire. Le CRES de Bamako, lieu des mesures est situé approximativement à 2 kms du fleuve Niger.





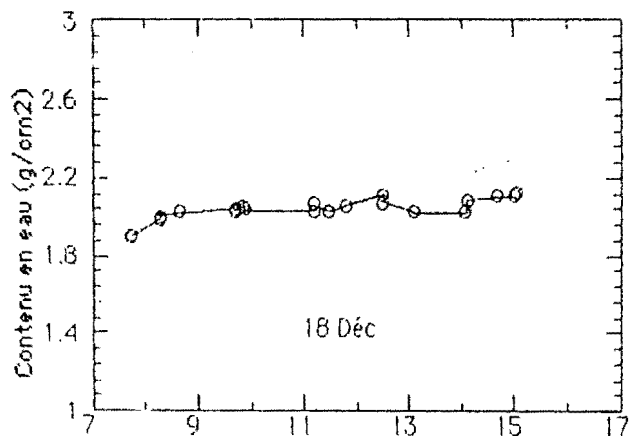
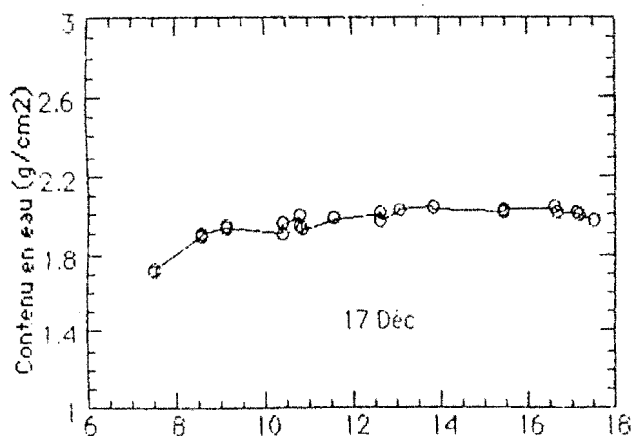
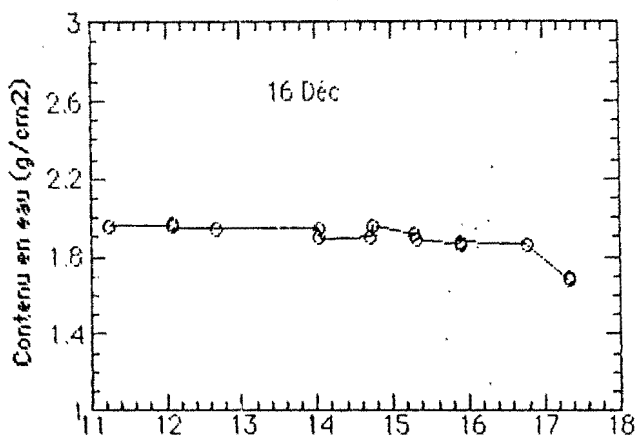
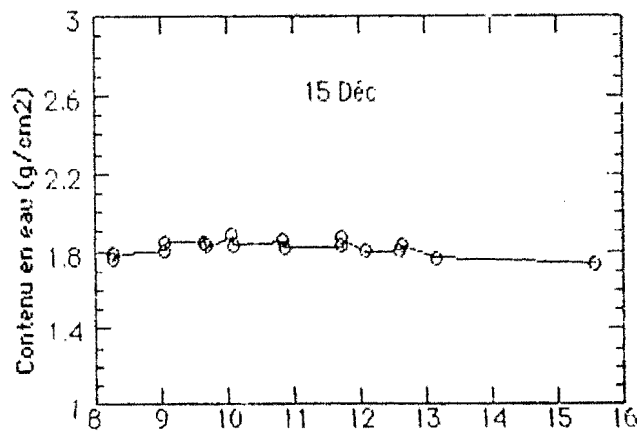
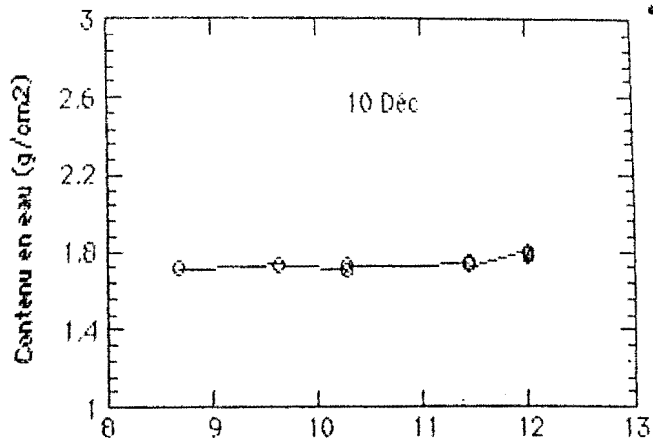
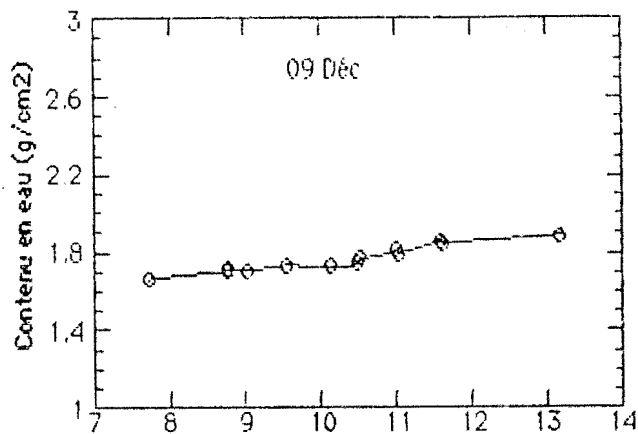


Figure V-24: Evolution du contenu en eau de l'atmosphère à Bamako, restitué par la méthode d'absorption différentielle pour différentes journées.

V-2-6-2-2 VARIABILITE TEMPORELLE DU CONTENU EN EAU DE L'ATMOSPHERE A BAMAKO

L'évolution du contenu en eau de l'atmosphère à Bamako sur la période du 07 novembre au 18 décembre présente trois phases (Figure V-25). Une première phase ascendante qui est caractérisée par une croissance du contenu en eau de l'atmosphère de entre le 10 (1.64 g/cm²) et le 23 (2.6 g/cm²) novembre, ensuite une deuxième phase qui correspond à une décroissance du contenu en eau de l'atmosphère du 23 novembre au 09 (1.75 g/cm²) décembre et enfin une remontée de la teneur en eau de l'atmosphère à partir du 9 décembre jusqu'à la fin de la période de mesure (2.04 g/cm²).

D'un jour à l'autre, on observe des écarts assez importants de sa valeur. Nous observons deux changements du sens de l'évolution du contenu en eau de l'atmosphère sur la période de mesures.

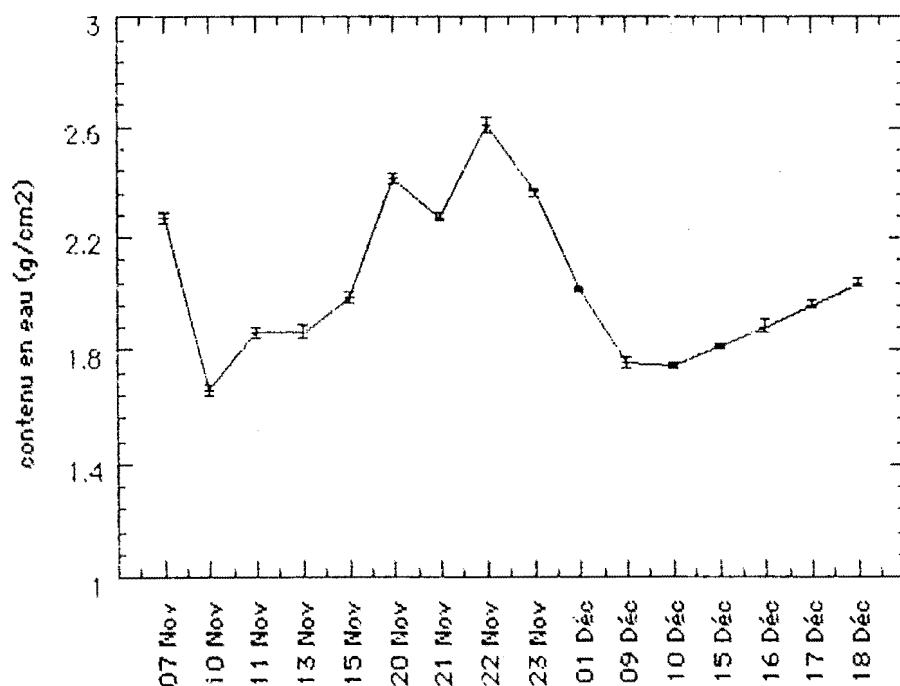


Figure V-25 : Evolution de la moyenne journalière du contenu en eau de l'atmosphère à Bamako, restitué par la méthode d'absorption différentielle sur la période de mesure (du 7/11 au 18/12/91). L'écart-type est représenté par les barres verticales

V-2-6-2-3 MODELISATION DU RAPPORT DE TRANSMISSION DE
L'ATMOSPHERE.

Nous voulons savoir comment nous pouvons relier le rapport de transmission au contenu en eau de l'atmosphère. Il existe de nombreuses formulations de la transmissions en vapeur d'eau de l'atmosphère.

Pour notre part, nous avons représenté la variation du rapport des transmittances $RT = \frac{T_{wa}^L}{T_{wa}^E}$, obtenu à partir du rapport des mesures RM, en fonction du produit m.u de la masse d'air m au contenu en eau calculé u.

Les représentations de la Figure V-26, indiquent que pour chaque journée de mesure, nous pouvons relier le rapport des transmittances RT au produit mU par une relation linéaire avec un coefficient de corrélation supérieur 0.999.

La relation: $RT = 1.07 + 0.177 \cdot mu$, obtenue avec un coefficient de corrélation tendant vers 1 (0.99998), nous permet de déterminer le contenu en eau de l'atmosphère très simplement. Les coefficients de cette relation sont fixes et ne dépendent que du photomètre. Ainsi, pour un photomètre, dont les caractéristiques techniques sont constantes, on peut déterminer très simplement le contenu en eau de l'atmosphère après chaque séquence de mesure par une inversion de cette relation.

La Figure V- 27 nous montre que le contenu en eau calculé directement à partir du rapport de transmission obtenu à partir du rapport des mesures (u) et celui obtenu par inversion (um) de notre modèle, sont très comparables avec un écart maximal de 3% pour la journée du 10 novembre.

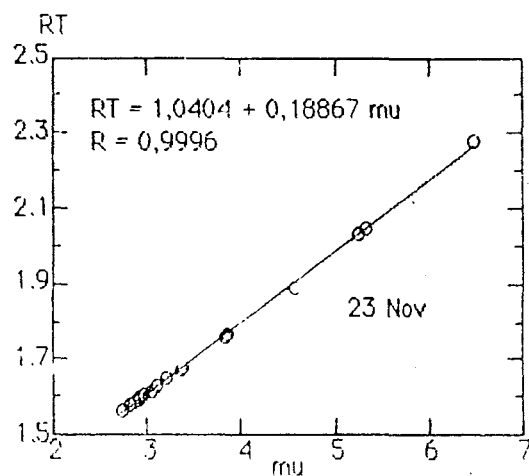
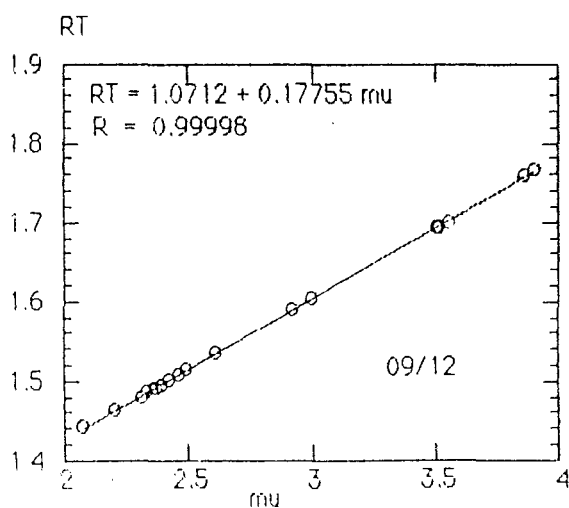
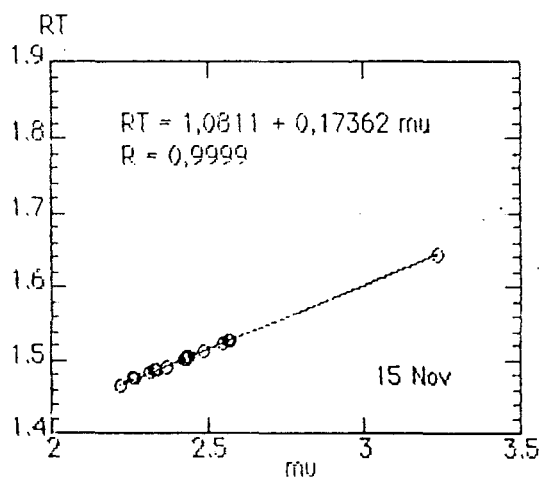
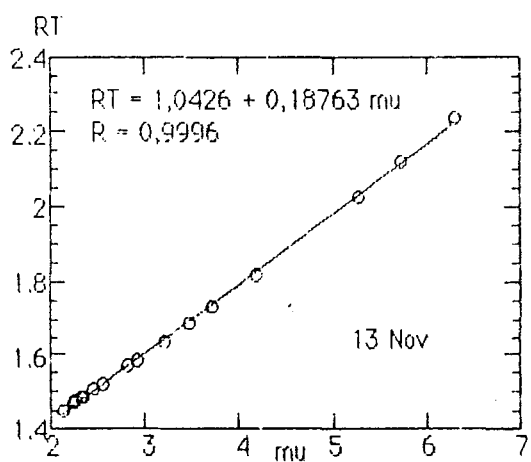
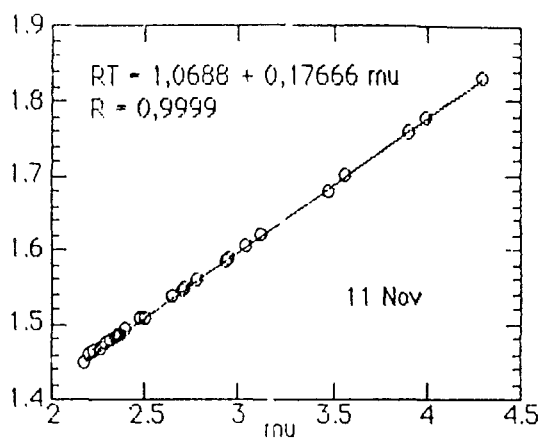
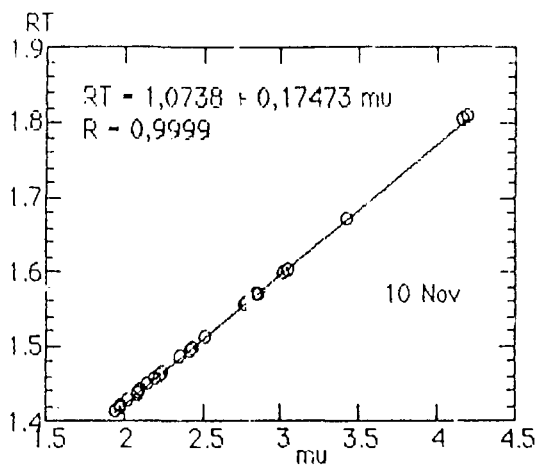


Figure V-26 : Relation entre le rapport des transmittances RT et le produit μ de la masse optique m par le contenu en eau calculé u .

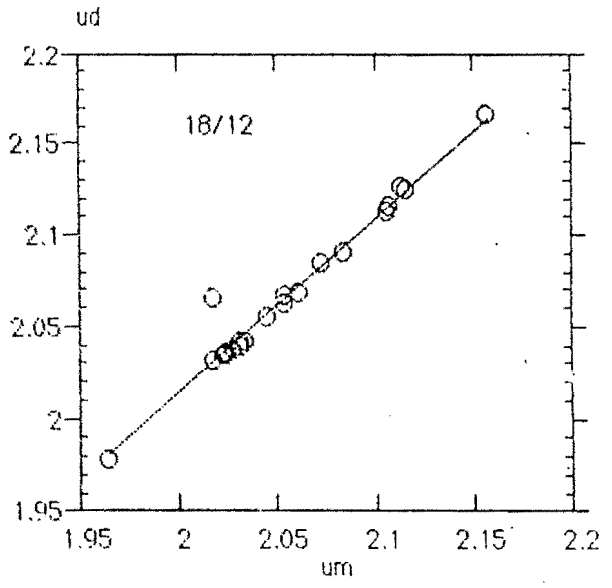
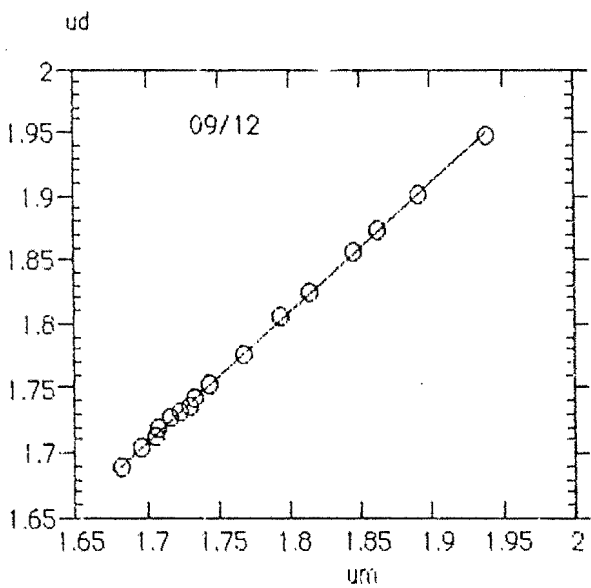
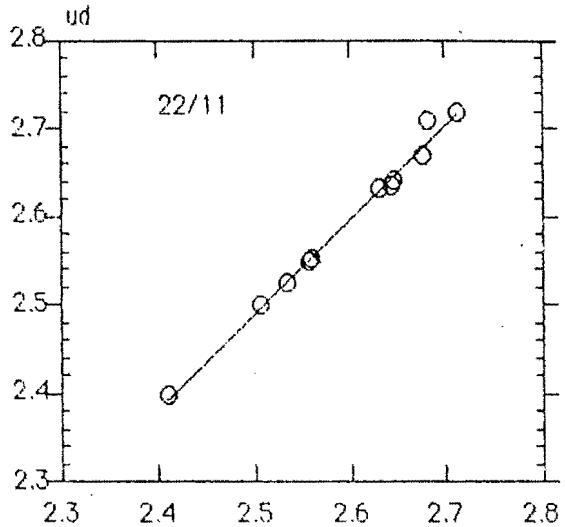
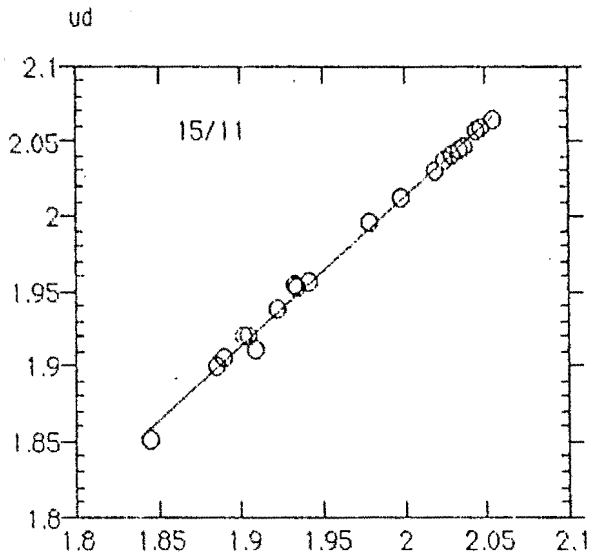


Figure V-27 : Comparaison du contenu en eau déterminé à partir de notre méthode directe (ud) avec celui déterminé à partir de notre modèle (um) pour quelques journées.

V-2-6-2-4 CONTENU EN EAU DETERMINE A PARTIR DES RADIOSONDAGES

Le taux d'humidité relative HR s'exprime comme le rapport de la pression partielle de vapeur d'eau e et de la pression saturante de vapeur d'eau à la température T , $e_s(T)$:

$$HR = 100 \frac{e}{e_s(T)}$$

Si l'air est sec, $e = 0$ et $HR = 0\%$

Si l'air est saturé à la température T , $e = e_s(T)$ et $HR = 100\%$.

$e_s(T)$ ne dépend que de la température et nous l'avons aproximée par la loi exponentielle suivante (Tetens, 1930):

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

avec $a = 6.1078$ hPa, $b = 17.269$ et $c = 35,86$ K.

Les profils (P,T,HR) 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 d'eau par gramme d'air sec:

$$r(P,T,HR) = 0,622 \frac{e(T,HR)}{P - e(T,HR)}$$

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

$$U_{H_2O} = \frac{1}{g} \int_0^{P_0} r(P,T,HR) dP \quad (1)$$

où g est le champ de pesanteur $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$

P_0 , la pression atmosphérique au niveau du sol

Lorsque l'on considère les quatorze niveaux de pression qui définissent les profils verticaux, la relation (1) s'écrit pour des besoins de calcul numérique:

$$U_{H_2O} = \frac{1}{g} \sum_{i=13}^{i=0} \frac{r_i+r_{i+1}}{2} (P_i - P_{i+1})$$

U_{H_2O} exprimée en kg.m^{-2} si P est en Pa.

V-2-6-2-5 COMPARAISON DU CONTENU EN EAU DETERMINE A PARTIR DE LA METHODE D'ABSORPTION DIFFERENTIELLE AVEC CELUI DETERMINE A PARTIR DES RADIOSONDAGES.

La Figure V-28 donne une comparaison du contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau par les radiosondages entre 10H30 et 11H30 et par la méthode d'absorption différentielle (moyenne des valeurs obtenues sur la durée du sondage) pour neuf jours. Les écarts observés entre les valeurs du contenu en eau obtenu par les deux procédés sont faibles; ils varient de 6% le 10 novembre à 11% le 11 novembre.

Le dépouillement des radiosondages pour la détermination du contenu en eau, a été effectué uniquement pour les journées où le ciel de l'aéroport n'était pas couvert de nuages entre 10h-12h qui correspond à la durée de l'enregistrement. Ces indications météorologiques sont données dans les carnets d'observation.. Les journées sont: 10, 11, 13, 15, 20, 21, 22, 23 novembre et 17 décembre.

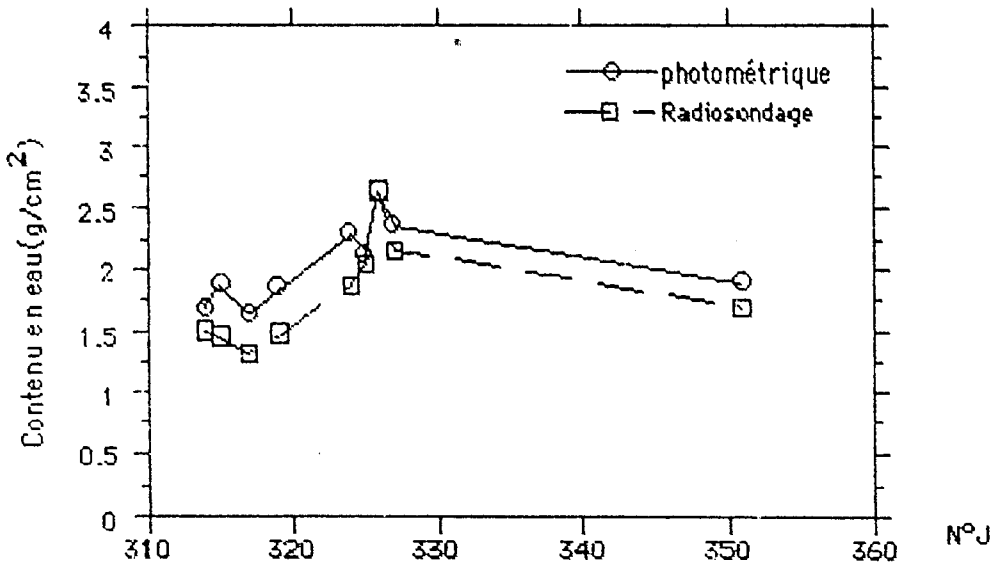


Figure V-28 : Comparaison du contenu en eau de l'atmosphère (moyenné entre 10h30 et 11h30) restitué (absorption différentielle et mesuré par les radiosondes) les 10, 11, 13, 15, 20, 21, 22, 23 Novembre et 17 Décembre 1991 à Bamako.

On remarque cependant que le contenu en eau déterminé par la méthode photométrique est systématiquement supérieur à celui obtenu par les radiosondages.

A notre avis, cette situation est normale et pourrait s'expliquer par les différences de distances par rapport au fleuve Niger, entre le site de lancer des ballons météorologiques et le site des mesures photométriques. En effet, le CRES de Bamako est situé à proximité du fleuve Niger (2kms), tandis que les radiosondages donnent le

ANNEXE I

PLAN DU RAPPORT D'INTERCOMPARAISON

I INTRODUCTION

II GENERALITES

- II-1 CONDITIONS DE TRAVAIL
- II-2 PROGRAMME DE TRAVAIL
- II-3 COLLABORATIONS

III PRESENTATION GENERALE DES DEUX APPAREILS

- III-1 PRESENTATION DU CIMEL
- III-2 PRESENTATION DU NOLL

IV DESCRIPTION COMPARATIVE DES DEUX APPAREILS

IV-1 MANIABILITE

- IV-1-1 POIDS ET ENCOMBREMENT
- IV-1-2 TREPIED
- IV-1-3 BOUTONS DE REGLAGE
- IV-1-4 VERNIER
- IV-1-5 BOUTON PORTE-FILTRE

IV-2 VISEE

IV-3 MESURES

IV-3-1 LECTURE DES MESURES

IV-3-2 PRINCIPE ET EXPLOITATION DES MESURES

- A) PRINCIPE
- B) EPAISSEURS OPTIQUES

IV-3-2 AUTRES MESURES

- IV-3-2-1 MESURE DU TEMPS
- IV-3-2-2 MESURE DE LA LUMINENCE DU CIEL
- IV-3-2-3 MESURE DE LA HAUTEUR DU SOLEIL ET DE LA MASSE D'AIR OPTIQUE
- IV-3-2-4 MESURE DE LA TEMPERATURE DU DETECTEUR

IV-4 ANGLE D'OUVERTURE

IV-5 FILTRES

IV-6 ACQUISITION ET STOCKAGE DES DONNEES

IV-7 TRANSFERT DES DONNEES

IV-8 ALIMENTATION

V CONCLUSION

I- INTRODUCTION

Du 04 au 11 Novembre 1990, s'était tenu à Dakar, un atelier dont l'objectif, était la mise sur place en Afrique au nord de l'équateur, d'un réseau de mesures photométriques, dénommé RAMESES, qui aura pour objectifs:

- de fournir les données nécessaires à la correction des données satellitaires et à la validation des algorithmes permettant de déterminer les épaisseurs optiques d'aérosols.
- d'établir une climatologie des aérosols en Afrique, quantifier leur l'impact climatique et mieux cerner leur rôle dans l'évolution des climats de la planète.
- d'assurer les mesures qui permettront de mieux connaître la circulation de l'eau atmosphérique et si possible la répartition de l'ozone sur le continent Africain.

Conformément aux recommandations de cet atelier, une expérience d'intercomparaison de photomètres, s'est déroulée du 05 Novembre au 21 Décembre 1991 au Centre Régional d'Energie Solaire (C.R.E.S.) de Bamako.

Il s'agissait de tester des photomètres terrains, proposés pour équiper le Réseau en Projet RAMESES, dans l'environnement sahélien et saharien. Les exigences de ces appareils, ainsi que les spécifications techniques ont été indiquées dans l'appel d'offre lancé en Mai 1991.

Deux types de photomètres ont été testés. Il s'agit du photomètre CIMEL (deux prototypes); construits par la Société française CIMEL Electronique, puis confiés pour validation, l'un au LOA de Lille, l'autre au Centre de Recherches INRA d'Avignon qui l'a prêté pour l'expérience, et du photomètre MAINZ-DATA (deux prototypes); construits par la Société allemande NOLL.

Ce rapport qui compare les résultats obtenus avec les deux appareils constituera un élément d'appréciation dans le choix de celui qui devra équiper le futur réseau. Il se compose de deux chapitres.

Le premier chapitre, qui peut être considéré comme un rapport technique, se résume à une description comparative des deux photomètres basée principalement sur les modes d'emploi délivrés par les fabricants, la maintenance et la manipulation des instruments pendant quarante cinq jours.

Le deuxième chapitre de ce travail est une exploitation scientifique des données mesurées par chacun des appareils. Il présentera une étude comparée des épaisseurs optiques d'aérosols déduites des mesures de rayonnement effectuées.

II-1 CONDITIONS DE TRAVAIL

M. Dan Dicko, Directeur Général du Centre Régionale d'Energie Solaire a énormément contribué au bon déroulement de l'expérience d'intercomparaison de photomètres comme préconisé dans le document de projet du Réseau (RAMESES1)

Outre les facilités de déplacements (voiture, chauffeurs), de communication (téléphone, télécopie) et photocopies, il a mis à notre disposition les locaux du Département Thermique et Photovoltaïque. Les mesures se déroulaient au bâtiment 7 où nous avons des bureaux de travail, tandis que le transfert et les traitements des données se faisaient avec les ordinateurs du Laboratoire Collecte et Traitement des Données.

Par ailleurs, notre hébergement gratuit dans le campus du CRES, nous a mis dans les conditions idéales de travail; nous pouvions nous rendre facilement au travail à tout moment, même pendant la nuit.

II-2 PROGRAMME DE TRAVAIL

La réalisation pratique des mesures a été assurée par N. Koné et moi-même (FAST d'Abidjan) pour les appareils en comparaison.

Du 05/11 au 16/11, nous ne disposions que de deux appareils CIMEL: l'un à 5 filtres (C5) et l'autre à 6 filtres (C6). Nous commençons les mesures entre 7h30 et 8h le matin. Les mesures sont effectuées presque simultanément toutes les 30 minutes et dans la mesure du possible toutes les 15 minutes entre 10h30 et 13h par N.Koné et moi-même. Une étude succincte des mesures de ces deux appareils est présentée en annexe; (se référer à mon rapport de stage (1992) pour l'étude détaillée). Pendant cette période, l'expérience se déroulait sous la direction de L. Ménenger.

Du 17/11 au 12/12, les mesures sont effectuées par trois appareils: les deux photomètres CIMEL et un photomètre NOLL. L. Ménenger rentre en France après avoir supervisé le démarrage de l'expérience. Le (C5) est comparé systématiquement avec le NOLL toujours par N.Koné et moi-même en alternance, pendant que Y. Salembéré assure les mesures avec le (C6) en vue d'une exploitation des données de ses bandes 940 nm large et étroite.

A partir du 13/12, à l'occasion de l'arrivée de G. d'Almeida, un second photomètre NOLL prend la place du premier NOLL. Les mesures comparatives entre le (C5) et le second NOLL sont menées jusqu'au 18/12, date qui marque la fin de l'expérience d'intercomparaison des photomètres.

II-3 COLLABORATIONS

L'aboutissement heureux de cette expérience a été possible grâce à la mobilisation de MM Bertrand J.J., Legrand M., Diallo I. M., A.Fattori, L. Ménenger et M. Sal.

M. Legrand, professeur au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille a été l'organisateur principal de cette expérience d'intercomparaison de photomètres, depuis la France, en suivant quotidiennement le déroulement de l'expérience, il a su réagir à chaque fois que c'était nécessaire pour aplanir les difficultés rencontrées.

J. J. Bertrand, professeur à la Faculté des Sciences de Niamey a suivi cette expérience avec beaucoup d'intérêts. Certains problèmes restés en suspens ont connu leur dénouement à l'occasion de son déplacement au CRES de Bamako. En particulier, son intervention a permis de prolonger la durée de l'expérience de 15 jours. C'est au cours de cette période que les appareils ont pu être testés en présence de brumes sèches denses. Par ailleurs, cette prolongation nous a permis de tester le deuxième appareil NOLL.

I. M. Diallo, Directeur du Centre National de Recherches Scientifiques et Techniques, résidant à Bamako a manifesté, par ses visites quotidiennes un vif intérêt à cette expérience. Grâce à ses relations, certaines situations difficiles, ont pu être dénouées. Ce rapport a largement bénéficié de ses conseils.

A. Fattori, étudiant en thèse au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille qui était sur place pour effectuer des mesures complémentaires de rayonnement infrarouge et L. Ménenger Ingénieur au LMD, ont attiré notre attention sur certains points dont la mise en évidence a été utile pour ce rapport final. Ils ont contribué par la justesse de leurs suggestions et remarques à la réussite de l'expérience.

Enfin, M. Sal, chef du Laboratoire Collecte et Traitement des Données, n'a ménagé aucun effort pour se mettre entièrement à notre disposition.

III PRESENTATION GENERALE DES DEUX APPAREILS

III-1 PRESENTATION DU PHOTOMETRE CIMEL

Ce photomètre a été mis au point par la société française CIMEL Electronique; il a été conçu pour la mesure du trouble atmosphérique à partir des mesures du rayonnement solaire direct (option "SUN") et des mesures de la luminance du ciel (option "SKY"). Il est équipé d'une roue porte filtres pouvant recevoir 8 filtres. Il permet deux modes d'utilisation: le mode "RUN" ou automatique, qui permet de faire les mesures d'un seul coup avec réglage aussi précis que possible de la visée sur le premier filtre et le mode "NEXT" qui permet de rechercher le maximum de signal pour chaque filtre si on l'estime nécessaire. L'angle d'ouverture du photomètre est de 1° pour les mesures de la radiation solaire directe et de 12° pour la mesure de la luminance du ciel.

Le détecteur du photomètre est une photodiode en silicium qui délivre un signal électrique proportionnel à la radiation incidente. Un convertisseur de données A/D à 16 bits permet de lire le signal sur un écran LCD.

III-2 PRESENTATION DU PHOTOMETRE NOLL

Le photomètre NOLL nous a été livré dans une belle valisette contenant des accessoires utiles pour son entretien et sa maintenance et un mode d'emploi complet en anglais qui facilite la description et l'utilisation de l'appareil. Ce photomètre a été mis au point par la Société allemande NOLL pour les mesures du trouble atmosphérique à partir de la mesure du rayonnement solaire incident. Les différentes parties de ce photomètre sont représentées ci-dessous par des numéros:

- 1 Fenêtre optique en quartz, de transmission 92 à 94% par laquelle pénètre la radiation incidente.
- 2 Bouton qui permet, en le tournant de positionner le filtre désiré en face de la fenêtre dans la direction de la radiation incidente.
- 3 5 boutons qui permettent de mettre en marche l'appareil et de commander les différentes opérations à effectuer: mesure de l'intensité de la radiation solaire, du temps, de la hauteur du soleil, de la masse optique, stockage et lecture des données.
- 4 Panneaux de verre avec LCD pour la lecture des données.
- 5 Dioptré qui permet, en focalisant le soleil au centre d'une croix de savoir qu'on a bien visé le soleil.
- 6 Connexion pour l'alimentation extérieure.
- 7 Connexion pour le transfert des données vers un ordinateur PC.
- 8 Couverture de la boîte à batteries (piles).
- 9 Ouverture pour introduire une carte de stockage (RAM) des données.

10 Bouton qui, lorsqu'il est appuyé permet d'afficher le maximum de signal.

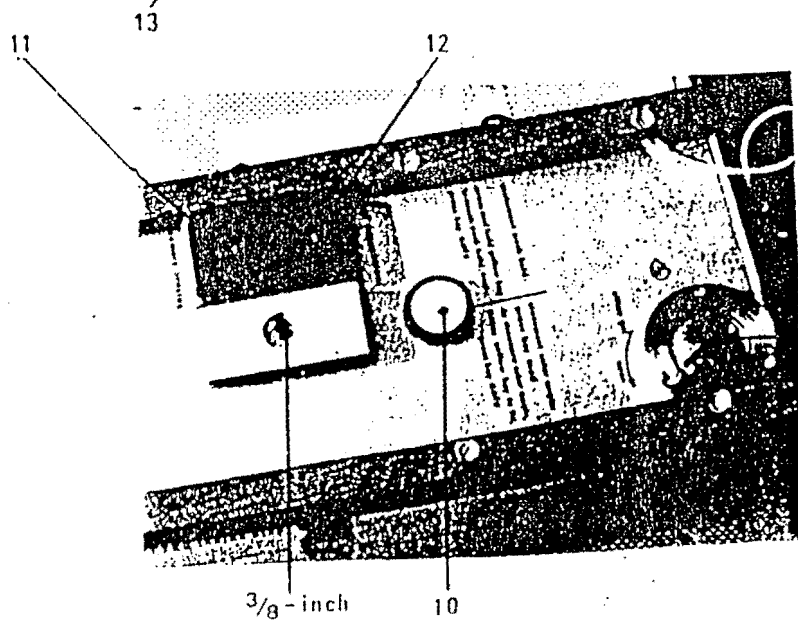
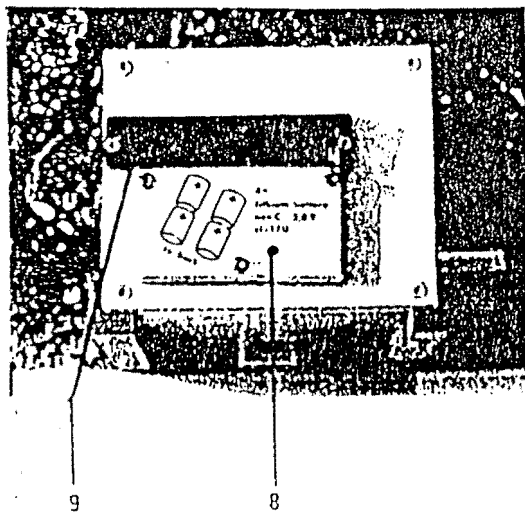
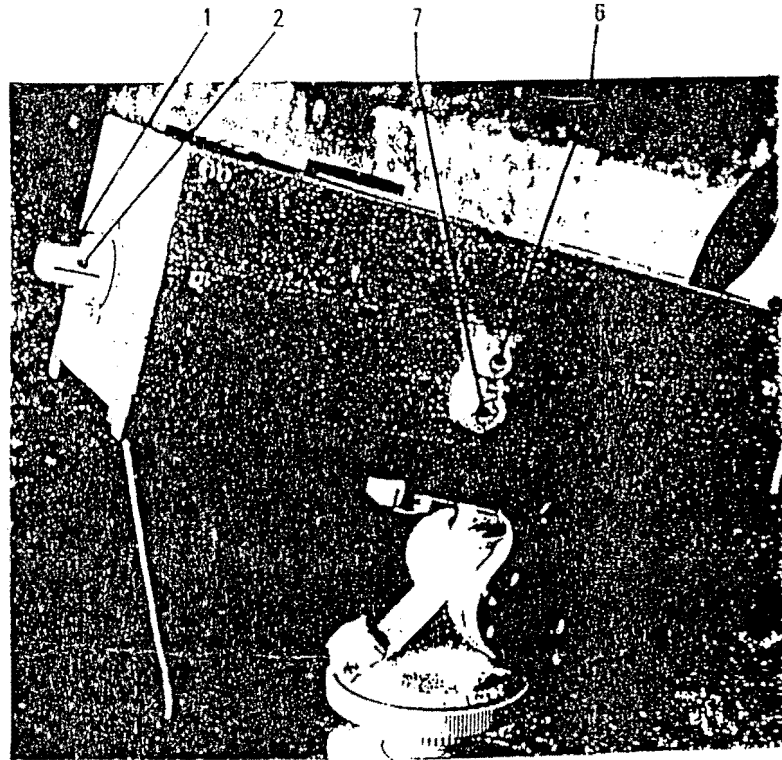
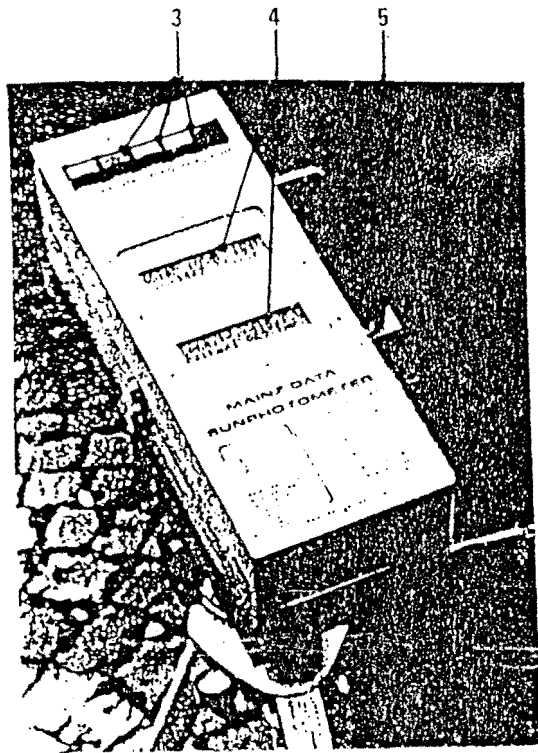
11 Bouton qui permet de vider la mémoire.

12 Bouton qui permet de régler l'horloge interne.

13 Fermeture de protection de l'ouverture (I).

14 Boîte qui contient une tablette de "silica gel" pour la protection des filtres interférentiels contre les éventuels dommages dûs à la vapeur d'eau.

Le détecteur du photomètre est une photodiode en silicium qui délivre un signal électrique proportionnel à la radiation incidente. Un circuit électronique rend ce signal digital et analogique. Quatre batteries (3,6 v) en lithium assurent une longue autonomie de l'appareil. Il est muni d'un potentiomètre pour la mesure de la hauteur du soleil.



IV DESCRIPTION COMPARATIVE DES DEUX APPAREILS

IV-1 MANIABILITE

IV-1-1 POIDS ET ENCOMBREMENT

Le CIMEL a une forme parallélépipédique, qui a toutes ses fonctions sur sa face supérieure. Son utilisation avec un bon trépied le rend facile à manipuler. Sans trépied son poids serait un inconvénient pour l'opérateur.

Le NOLL exige beaucoup de mouvements quand on l'utilise. Pratiquement, à chaque mesure, il faut déplacer les mains sur au moins 3 faces de l'appareil. c'est un appareil léger (1,9 kg) que l'on peut utiliser avec ou sans trépied.

IV-1-2 TREPIED

Le trépied peut être considéré comme partie intégrante du photomètre CIMEL. Ce photomètre ne peut être utilisé sans trépied. Aussi, il est important de mettre au point un trépied dont l'utilisation est plus simple que celui que nous avons car, même s'il est très utile de suivre le soleil en actionnant sur un seul vernier, il n'est pas évident pour un opérateur de rechercher l'horizontalité du support du photomètre, d'orienter le photomètre en fonction de la déclinaison et des coordonnées géographiques du lieu de mesure tous les jours avant de commencer les mesures. En plus, le trépied que nous avons utilisé avait les vis abîmés; il y avait un problème de calage du photomètre qui faisait que le photomètre s'inclinait tout seul quand il était isolé, rendant du même coup approximative l'utilisation du mode "RUN".

Le NOLL a été utilisé en général sans trépied. En fin d'expérience, nous disposions d'un trépied plus léger et mieux conçu que celui du CIMEL.

IV-1-3 BOUTONS DE REGLAGE

Le CIMEL possède 4 boutons de réglage tous placés sur la face supérieure de l'appareil. Chaque bouton possède plusieurs fonctions. les différentes combinaisons entre les boutons permettent la mesure de plusieurs paramètres. Le procédé de restitution des données déjà stockées dans la mémoire interne ou les cartouches est très souple.

Le NOLL possède 5 boutons de réglage sur sa face supérieure, un sur sa face inférieure et un autre sur sa face avant. Certains boutons possèdent plusieurs fonctions, il est donc possible de mesurer également plusieurs paramètres. Toutefois il faut dire que la fonction RECALL qui permet de restituer les données stockées

est pas pratique. En effet l'appel des données de la mémoire se fait équentiellement à partir de la dernière donnée stockée et dans un seul sens alors qu'avec le CIMEL la lecture des données peut se faire dans les deux sens.

IV 1-4 ROUE PORTE-FILTRE

Le positionnement des filtres dans la direction de la radiation incidente se fait de façon automatique avec le photomètre CIMEL grâce à un moteur. Lorsqu'on choisit le type de mesure à effectuer ("SKY" ou "SUN"), le moteur positionne automatiquement le premier filtre, à ce moment on choisit entre les modes de fonctionnement "RUN" ou "NEXT". Si le mode "RUN" est choisi, les mesures se font en rafale, tous les filtres se positionnent à tour de rôle et la mesure se fait automatiquement sans que l'opérateur ait besoin d'intervenir. Dans ce mode, la visée du soleil se fait une seule fois lors du positionnement du premier filtre ce qui allège la tâche de l'opérateur, cette possibilité offre un gros avantage si la visée est très bonne et le photomètre très stable. Si le mode "NEXT" est utilisé, le moteur positionne le premier filtre, on vise le soleil et on fait la mesure, puis le deuxième filtre se positionne automatiquement, on refait les mêmes opérations et ainsi de suite pour tous les filtres. En mode "NEXT", on peut rectifier la visée à chaque filtre si on l'estime nécessaire. Pour ces deux modes, l'ordre de passage des filtres est imposé et l'on est obligé de faire chaque fois les mesures avec tous les filtres.

Le positionnement des filtres se fait de façon mécanique avec le NOLL grâce à un bouton situé sur la face avant du photomètre. Ce bouton peut être tourné dans les deux sens. Lors de sa rotation, chaque butée indique qu'un filtre est positionné en face de la fenêtre par où pénètre la radiation incidente. La longueur d'onde du filtre choisi est indiquée sur le photomètre au niveau des butées. Ce procédé n'est pas très commode lorsqu'il s'agit de faire une séquence de mesure de plusieurs filtres. Souvent, les butées ne sont pas très nettes, ce qui fait que le filtre peut se trouver dans une position intermédiaire et à ce moment, si l'opérateur ne fait pas attention, il peut valider une mesure qui sous-estimerait le signal. Il peut arriver aussi que l'on fasse deux mesures avec le même filtre sans s'en rendre compte ou que l'on ne fasse pas de mesures à un filtre donné tout simplement parce que lors de la rotation du bouton, on n'a pas senti la butée au niveau de ce filtre. Ce qui est intéressant pour ce système c'est que les mesures sont indépendantes les unes des autres et elles se valident filtre par filtre.

En conclusion à cette partie, on dira que le système de rotation de la roue porte-filtre monté sur le CIMEL est globalement plus intéressant pour l'opérateur que celui monté sur le NOLL. Toutefois, il serait important de rechercher et si possible d'évaluer les éventuels effets néfastes qui pourraient être induits sur le signal mesuré par la présence d'un moteur au sein de l'appareil.

Pour le CIMEL, il suffit de faire coïncider au mieux un fin pinceau de rayonnement solaire direct délivré par un œilleton solidaire d'un canon avec un repère. L'œilleton et le repère sont respectivement à l'avant et à la base du canon qui délimite le champ de l'instrument. La méthode de visée dépend du trépied, la recherche de la juxtaposition de la tâche du soleil avec le repère sans l'utilisation des réglages fins peut conduire à abîmer les vis. L'ajustement des deux trous était mal fait, ce qui fait que la superposition des images ne correspondait pas au maximum du signal. La recherche du maximum se fait de façon "aveugle", en bougeant le spot mobile dans toutes les directions, autour du spot fixe c'est pour cette raison que nous n'avons pas utilisé les avantages du mode "RUN".

Le système de visée du NOLL, plus simple, consiste à faire apparaître grâce à un dioptré, un spot lumineux au centre d'une croix tracée sur un verre. Il s'agit tout simplement d'orienter l'ouverture du photomètre vers le soleil et dans un premier temps de faire apparaître le spot lumineux sur le verre du dioptré. Cette opération se fait par tâtonnement mais on y arrive assez facilement. Dans un deuxième temps, il faut déplacer le spot sur le verre de façon à le positionner au centre de la croix sur le verre, le maximum du signal correspond à cette position du spot. Cette deuxième opération se fait facilement. Un avantage de ce système est que la valeur du maximum de signal reste affichée sur l'écran de lecture. On peut donc dire que la recherche du maximum était plus facile avec le NOLL qu'avec le CIMEL.

Cependant, il faudrait faire attention quand on emploie le NOLL; il faudrait éviter de toucher le dioptré ce qui n'est pas facile sinon on peut être conduit à relever des données erronées car le maximum du signal se trouverait déplacé par rapport au centre de la croix.

En situation de brume sèche dense, la luminosité du spot baisse. Ainsi, pour les masses optiques élevées on n'arrive pas à bien voir le spot surtout avec l'appareil NOLL.

IV-3 MESURES

IV-3-1 LECTURE DES MESURES

Les photomètres sont munis d'un convertisseur A/D à 16 bits qui permet de lire le signal sur un écran LCD. Pour le CIMEL, la lecture de tous les paramètres mesurés (rayonnement, instant de mesure et température du détecteur) ou mis en mémoire (date, coordonnées géographiques du lieu de mesure, etc...) se fait sur un même écran; il suffit de faire quelques combinaisons de touches pour avoir à l'écran la donnée désirée. Le NOLL possède deux écrans de lecture le premier permet de lire les mesures relatives soit au rayonnement, soit à la masse optique tandis que le

second situé au dessous du premier affiche la température du détecteur et la longueur d'onde choisie pour la mesure. D'autres données (date, instant de mesure, etc...), en mémoire peuvent également être lues.

IV-3-2 PRINCIPE ET EXPLOITATION DES MESURES

A PRINCIPE

Un rayon lumineux qui traverse une colonne d'air atmosphérique chargée de gaz et d'aérosols, est atténuée par les effets combinés de l'absorption et de la diffusion. Tant que le phénomène de diffusion multiple peut être négligé, la loi d'extinction de BOUGUER-LAMBERT-BEER:

$$U_{\lambda} = \frac{U_{0\lambda}}{S} e^{-(m \cdot \tau_{\lambda})}$$

peut être utilisée de façon satisfaisante pour décrire l'atténuation atmosphérique du rayonnement solaire mesuré par un photomètre à champ d'ouverture suffisamment faible pour limiter le rayonnement diffus atteignant le détecteur. à travers un filtre interférentiel à faible largeur de bande.

U_{λ} est le signal affiché par le photomètre à la longueur d'onde λ ,

$U_{0\lambda}$ est la valeur du signal que l'on obtiendrait au-dessus de l'atmosphère à la distance moyenne Terre-Soleil. Cette quantité est appelée constante d'étalonnage pour le canal λ ,

m est la masse optique, représentant le "nombre d'atmosphères" traversées,

τ_{λ} est l'épaisseur optique totale atmosphérique à λ ,

$S = \left(\frac{d}{d_m}\right)^2$ est le facteur de correction qui tient compte de la variabilité

saisonnnière de la distance Terre-Soleil,

d est la distance Terre-Soleil au moment de la mesure.

d_m est la valeur moyenne de d

L'estimation de τ_{λ} requiert la connaissance de $U_{0\lambda}$. La méthode de Langley basée sur l'hypothèse que ni l'épaisseur optique, ni les caractéristiques techniques du photomètre ne varient au cours des mesures effectuées, permet de déterminer sa valeur avec une précision acceptable. La représentation du logarithme du signal mesuré en fonction de la masse optique m est une droite dite droite de BOUGUER d'équation :

$$\text{Ln} U_{\lambda} = \text{Ln} \frac{U_{0\lambda}}{S} - \tau_{\lambda} \cdot m \quad (1)$$

L'extrapolation de la droite à la masse d'air nulle permet d'obtenir la valeur de $U_{0\lambda}$

Nous avons indiqué dans les Tableaux 1 a et b, en exemple, par I, l'erreur relative des constantes d'étalonnage pour les photomètres CIMEL 5 filtres et NOLL obtenues les 23/11 et 01/12/91 sur place à Bamako, selon la technique de BOUGUER par rapport aux valeurs des constantes qui ont été mises à notre disposition par Legrand M. (pour le CIMEL) et d'Almeida G. (pour le NOLL). Nous avons également indiqué, les caractéristiques des droites de BOUGUER; r et σ_r désignant respectivement le coefficient de corrélation et l'écart-type résiduel de la régression linéaire entre le logarithme du signal et la masse optique m , obtenues pendant les matinées du 23/11/91 et 01/12/91 avec les deux photomètres.

	LOA (Lille)	CRES de Bamako				CRES de Bamako			
	26/10/91	23/11/91				01/12/91			
$\lambda(\text{nm})$	$U_{0\lambda}^e$	$U_{0\lambda}$	I(%)	r	σ_r	$U_{0\lambda}$	I(%)	r	σ_r
870	6748	6874	1,9	0,999	0,012	6779	4,4	0,994	0,022
778	5739	6018	4,9	0,999	0,013	5864	4	0,997	0,017
500	8708	9844	13	0,999	0,020	8739	3,8	0,998	0,017
440	18106	21303	17,6	0,999	0,023	17991	2,9	0,998	0,020
368	3835	4534	18,2	0,999	0,030	3672	5,8	0,998	0,027

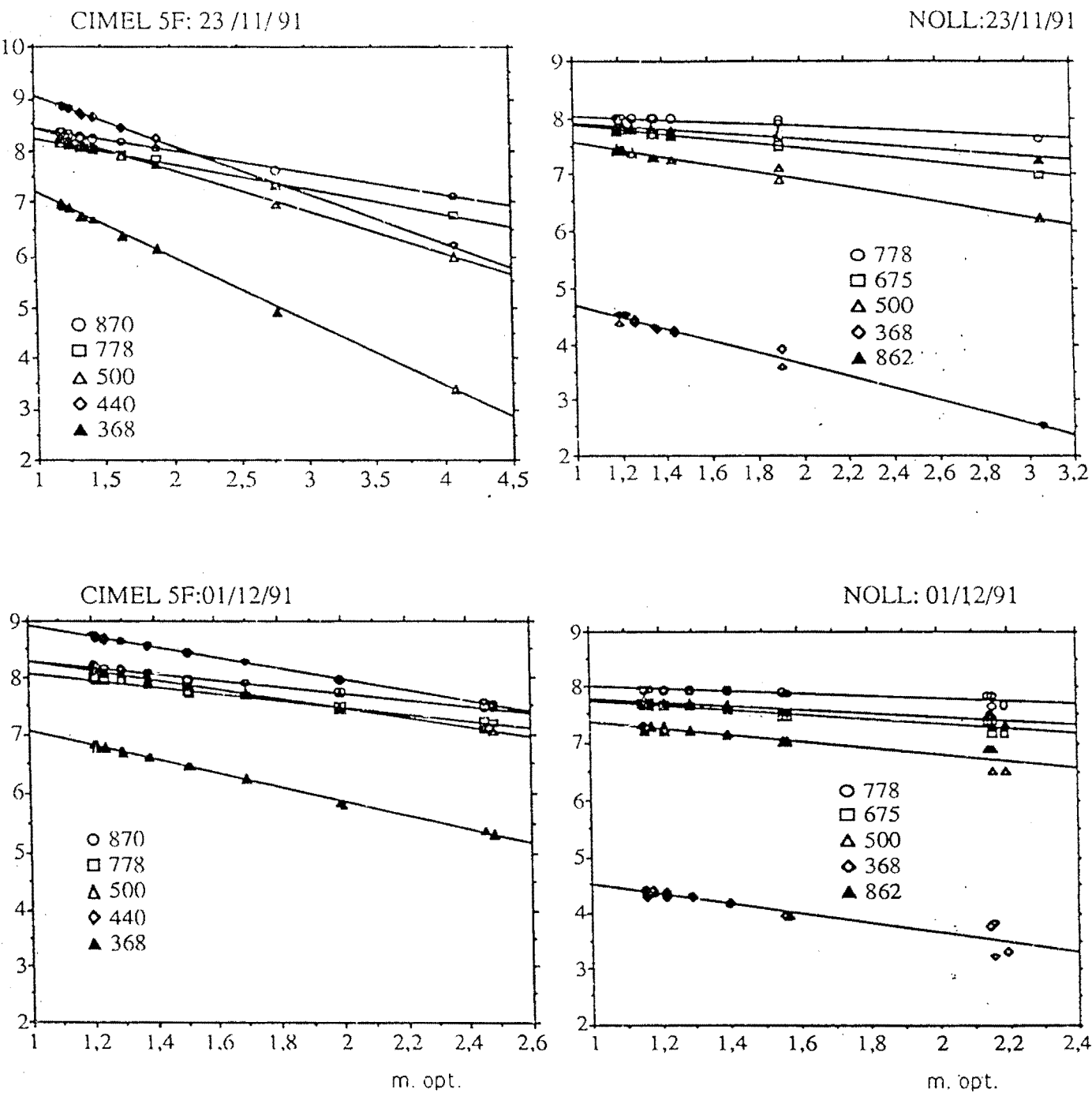
Tableau 1a Comparaison des constantes d'étalonnage obtenues les 23/11 et 01/12/91 à Bamako par la méthode de BOUGUER avec celle obtenue le 26/10/91 lors de l'interétalonnage au LOA de Lille pour le photomètre CIMEL 5 filtres.

	Allemagne	CRES de Bamako				CRES de Bamako			
		23/11/91				01/12/91			
$\lambda(\text{nm})$	$U_{0\lambda}^e$	$U_{0\lambda}$	I(%)	r	σ_r	$U_{0\lambda}$	I(%)	r	σ_r
778	7050	3393	51,8	0,722	0,075	3451	51	0,886	0,040
675	4716	3803	19,3	0,988	0,031	3276	30,5	0,946	0,052
500	3788	3528	6,8	0,992	0,039	2677	29,3	0,930	0,083
368	355	299	15,8	0,99	0,074	203	42,8	0,934	0,121
862	5131	3518	31,4	0,986	0,027	3179	38,04	0,929	0,050

Tableau 1b Comparaison des constantes d'étalonnage obtenues les 23/11 et 01/12/91 à Bamako par la méthode de BOUGUER avec celle obtenue lors de l'étalonnage en Allemagne pour le photomètre NOLL.

Les Figures 1 sont les représentations graphiques de ces droites.

A l'observation des Tableaux 1, nous remarquons que nous avons toujours $\sigma_r(\text{CIMEL}) > \sigma_r(\text{NOLL})$, et $\sigma_r(\text{NOLL}) > \sigma_r(\text{CIMEL})$. Nous pouvons donc dire que la loi générale d'atténuation du rayonnement dans l'atmosphère est mieux vérifiée avec les mesures du photomètre CIMEL qu'avec celles du photomètre NOLL.



Figures 1: Droites de BOUGUER relatives aux mesures effectuées les matinées du 23/11 et 01/12 pour les photomètres CIMEL 5F et NOLL

A chaque instant t , l'épaisseur optique totale atmosphérique $\tau_{\lambda}(t)$ s'obtient par la relation

$$\tau_{\lambda}(t) = \frac{\text{Ln}U_{0\lambda} - \text{Ln}U_{\lambda}(t)}{m(t)} - \frac{\text{Ln} S(t)}{m(t)} \quad (2)$$

Les épaisseurs optiques d'aérosol peuvent être obtenues à partir des mesures photométriques. Dans le visible et le proche infrarouge, il existe plusieurs fenêtres spectrales où les absorptions dues aux vapeurs d'eau et au CO_2 peuvent être négligées. Ainsi, pour les mesures utilisées, mis à part celles effectuées avec les filtres centrés sur 940 nm (bandes larges et étroites) seules les absorptions dues à la diffusion moléculaire et à l'ozone doivent être soustraites de l'épaisseur optique totale atmosphérique $\tau_{\lambda}(t)$.

Nous avons ainsi: $\tau_{a\lambda}(t) = \tau_{\lambda}(t) - \tau_{R\lambda} - \tau_{O_3\lambda}$ où,

$\tau_{R\lambda}$: Epaisseur optique due à la diffusion Rayleigh.

$\tau_{a\lambda}(t)$: Epaisseur optique des aérosols à l'instant t

$\tau_{O_3\lambda}$: Epaisseur optique due à l'ozone.

Les mesures exploitées sont celles qui nous sont apparues comme étant les moins contaminées par les cirrus. La détection des cirrus se faisait à l'aide de lunettes pare-soleil, éléments du matériel accompagnant le photomètre NOLL. Avant chaque mesure, on vérifie grâce à ces lunettes pour savoir si aucun nuage ne se trouve dans la direction du soleil (annotations figurant sur les feuilles de relevés). Malgré tout, il semble probable que des mesures aient été effectuées en présence de cirrus très fins non détectés. Les indications fournies dans les carnets d'observation météorologiques prouvent que le ciel de Bamako était constamment couvert de nuages pendant la période des mesures. Cela ne nous a pas empêché de faire des séances de mesures continues sur plusieurs heures lorsque, par occasions, le ciel se trouvait dégagé. Afin d'éviter au mieux la contamination nuageuse, nous avons tenu compte de nos observations (avant les mesures: annotations figurant sur les relevés de mesures), des indications fournies dans les carnets d'observation météorologiques et les valeurs des caractéristiques des droites de BOUGUER (coefficients de corrélation, écart-types résiduels) pour sélectionner les jours stables permettant de juger les performances des photomètres. Ces jours correspondent donc aux dates: 20/11, 22/11, 23/11, 01/12, 02/12, 15/12 et 18/12. L'exploitation des mesures de la

journee du 21/11, n'a pas été présentée à cause des difficultés rencontrées avec le NOLL. En effet ce jour nous avons exposé le NOLL au soleil tout comme nous le faisons avec le CIMEL et après une heure, le NOLL s'est éteint après avoir affiché des valeurs du signal totalement inadmissibles (voir cas du 20/11). La comparaison des épaisseurs optiques des aérosols pour des filtres identiques, (Tableau 2) nous indique qu'on n'obtient pas en général les mêmes valeurs de l'épaisseur optique d'aérosols avec les mesures du photomètre NOLL qu'avec celles du photomètre CIMEL, ce qui n'est pas normal. Les causes de cette différence sont imputables soit aux valeurs des constantes d'étalonnage, soit à l'électronique des détecteurs.

DATES	τ_{amc} (870)	τ_{amn} (862)	τ_{amc} (778)	τ_{amn} (778)	τ_{amc} (500)	τ_{amn} (500)	τ_{amc} (368)	τ_{amn} (368)
23/11/91	0,369 (0,021)	0,488 (0,081)	0,400 (0,021)	0,576 (0,145)	0,540 (0,033)	0,469 (0,022)	0,616 (0,066)	0,581 (0,126)
01/12/91	0,545 (0,061)	0,597 (0,101)	0,572 (0,057)	0,635 (0,132)	0,679 (0,048)	0,570 (0,101)	0,729 (0,040)	0,670 (0,167)
02/12/91	0,416 (0,03)	0,543 (0,110)	0,437 (0,031)	0,583 (0,144)	0,504 (0,050)	0,489 (0,178)	0,530 (0,090)	0,570 (0,025)
15/12/91	0,443 (0,054)	0,524 (0,034)	0,471 (0,057)	0,546 (0,074)	0,554 (0,063)	0,482 (0,040)	0,578 (0,067)	0,530 (0,047)
18/12/91	0,675 (0,066)	0,655 (0,125)	0,710 (0,068)	0,605 (0,124)	0,799 (0,080)	0,603 (0,117)	0,811 (0,100)	0,602 (0,166)

Tableau 2: Comparaison des moyennes et écart-types (entre parenthèses) des épaisseurs optiques d'aérosol obtenues à partir des mesures effectuées par les photomètres CIMEL (τ_{amc}) et NOLL (τ_{amn}) avec les filtres qu'ils ont en commun les 23/11, 01, 02, 15 et 18/12/91.

Le Tableau 2 et la Figure 2 nous indiquent que les valeurs des écart-types sur moyennes des épaisseurs optiques d'aérosols sont nettement plus élevées pour les mesures effectuées avec le photomètre NOLL. Le changement de la nature des aérosols et de leur granulométrie se fait lentement. La trop grande variabilité des épaisseurs optiques d'aérosols observée avec le photomètre NOLL ne peut s'expliquer que par la mauvaise qualité d'un grand nombre de mesures effectuées avec cet appareil.

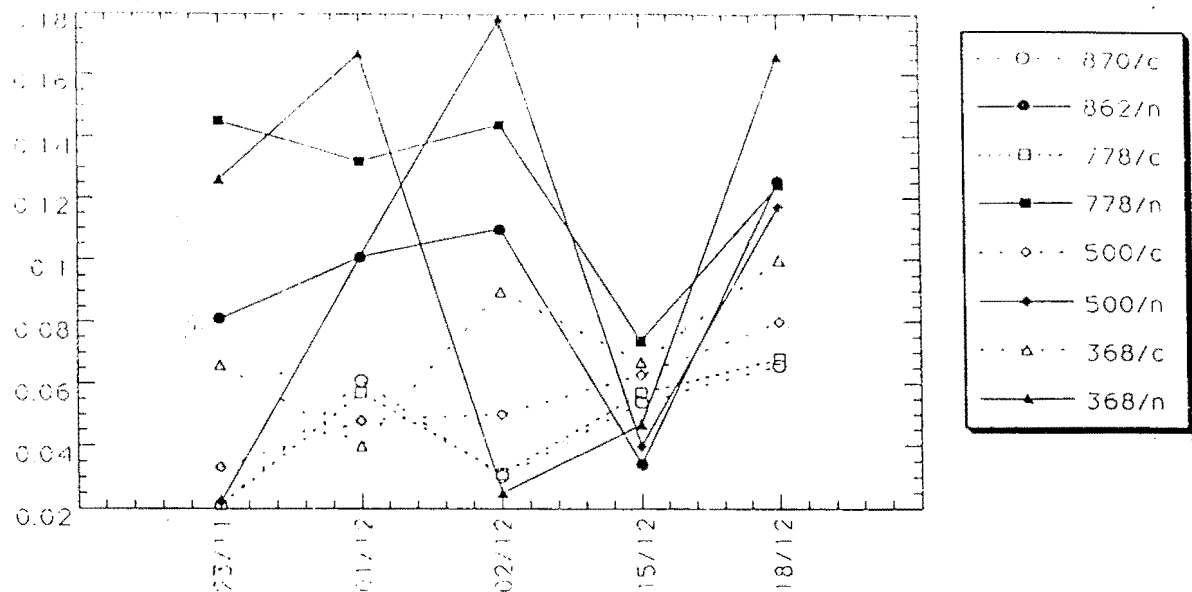


Figure 2: Comparaison des écart-types (entre parenthèses) des moyennes des épaisseurs optiques d'aérosol obtenues à partir des mesures effectuées par les photomètres CIMEL (marques pleines) et NOLL (marques vides) avec les filtres qu'ils ont en commun les 23/11, 01, 02, 15 et 18/12/91.

Par rapport aux mesures NOLL, les indications fournies par les écart-types prouvent que les mesures du photomètre CIMEL étaient les plus précises.

Lorsque l'atmosphère est très stable, le test de la répétitivité des mesures est bien vérifié avec tous les filtres du CIMEL par contre avec le NOLL, il ne l'est pas pour quelques journées de mesures notamment avec les filtres 778 et 368 nm qui sont les deux derniers filtres de la séquence de mesure (Figure 3:b). Cela n'est pas dû à la grande variabilité de l'atmosphère, mais à la mauvaise manipulation de l'appareil; l'utilisation de l'appareil sans trépied et la longueur des opérations à effectuer avant la mesure, affectent la vigilance de l'opérateur de sorte que les dernières mesures d'une longue séquence sont moins précises.

En général, les courbes représentant les variations spectrales diurnes de l'épaisseur optique d'aérosols ont les mêmes allures surtout pour les données du CIMEL. On observe souvent des points singuliers qui correspondent toujours à une augmentation brusque de l'épaisseur optique des aérosols qui est la conséquence d'une baisse du signal. Cette baisse du signal est due soit à une mauvaise visée dans ce cas l'aberration ne se répète pas à tous les filtres, soit à un passage de nuage alors la baisse du signal se constate à tous les filtres pour la même séquence de mesure (Figure 3:c). On peut ainsi faire la différence entre les erreurs introduites par une mauvaise visée de celles introduites par la présence de cirrus non détectés.

En situation de brumes sèches denses, les mesures de fin de journée sont très imprécises; la luminosité du spot étant faible la recherche du maximum de signal devient hasardeuse cette remarque, bien que valable pour les deux photomètres (Figure 3:e) concerne particulièrement les mesures du photomètre NOLL à la longueur d'onde 368 nm. En effet, à cette longueur d'onde, le signal mesuré varie de 0 à 4 avant 8h et après 17h pour des journées moyennement turbides. Ce qui donne une incertitude qui varie de 100% à 25% sur le signal mesuré.

Deux séquences de mesures ont été effectuées simultanément avec le CIMEL vers 17h le 16 décembre (Figure 3:e) La première séquence en mode "RUN" et la deuxième séquence en mode "NEXT". On voit bien que pour le premier filtre 870 nm les deux modes donnent la même valeur de l'épaisseur optique; la recherche du maximum de signal se fait de la même façon pour les deux modes avec le premier filtre. Mais pour les autres filtres, on constate que les mesures effectuées en mode RUN conduisent à une augmentation de l'épaisseur optique par rapport à celles effectuées en mode NEXT. Cela est dû au fait que, en mode RUN, la mesure du signal avec les autres filtres se fait après avoir calé le photomètre à la position qui correspond au maximum du signal, mais puisqu'on ne sait jamais à quelle position du spot correspond ce maximum, nécessairement lors de la mesure on a pas tout le signal mais seulement une partie de ce signal. On obtient donc une baisse du signal.

On constate que l'allure de la variation journalière de l'épaisseur optique des aérosols à 778 et 862 nm était singulière pour les mesures du photomètre NOLL. Pour ces deux longueurs d'onde, on observe une sensibilité des épaisseurs optiques d'aérosol à la variation journalière de la masse d'air optique. Cet effet de masse d'air pose le problème de la fiabilité de l'étalonnage du photomètre pour ces deux longueurs d'onde. En effet une erreur ϵ commise sur l'estimation de la constante d'étalonnage, entraîne systématiquement une erreur $(\frac{L_n \epsilon}{m})$ sur l'épaisseur optique calculée. On observe un effet des masses d'air qui se traduit par un écart négatif ou positif selon le signe de ϵ . cet écart qui diminue aux grandes masses d'air est maximal pour m minimale (Konaré,1992). Il faut signaler que les séances d'étalonnage des photomètres ont été effectuées sur le toit du bâtiment P5 de l'UST de Lille par MM C.Dévaux et M.Legrand le 26/10/91 pour les photomètres CIMEL en utilisant la technique d'interétalonnage (V. Soufflet et al, 1992), tandis que les étalonnages des photomètres NOLL ont été effectués par G. d'Almeida d'abord, en Allemagne suivant la technique d'extrapolation du logarithme du signal à la masse d'air nulle pour le premier photomètre NOLL et ensuite pour le deuxième photomètre NOLL en utilisant la technique d'interétalonnage entre les deux photomètres sur place au CRES de Bamako.

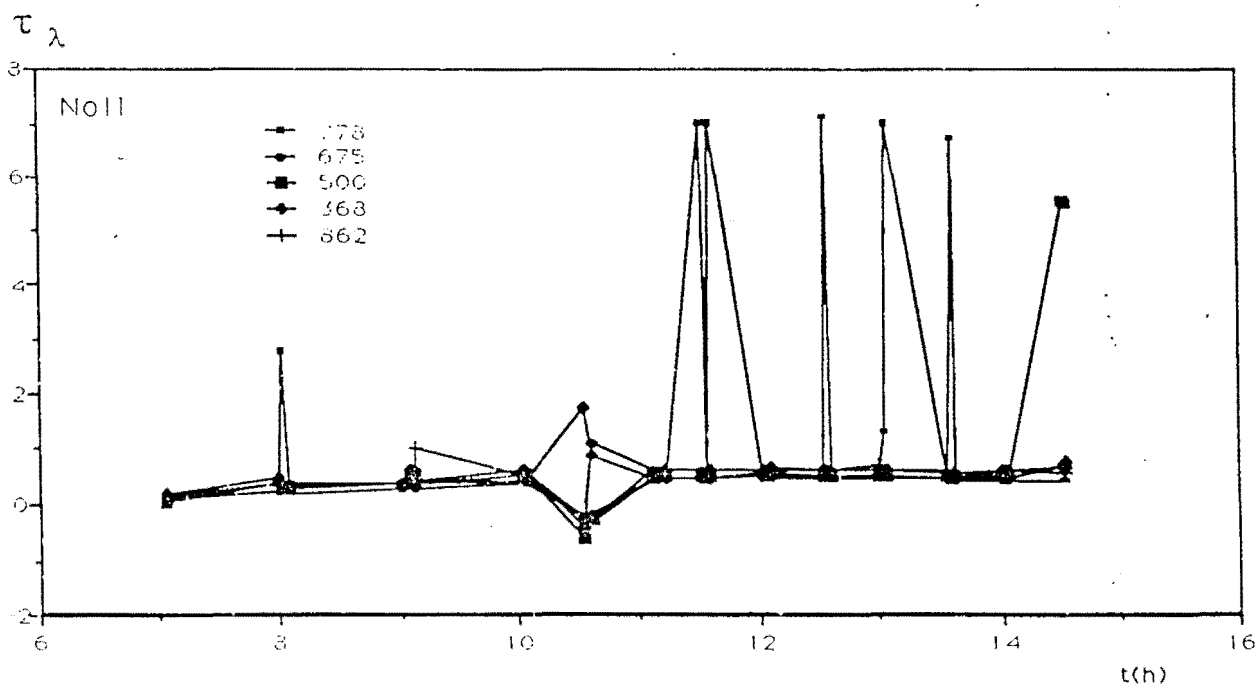
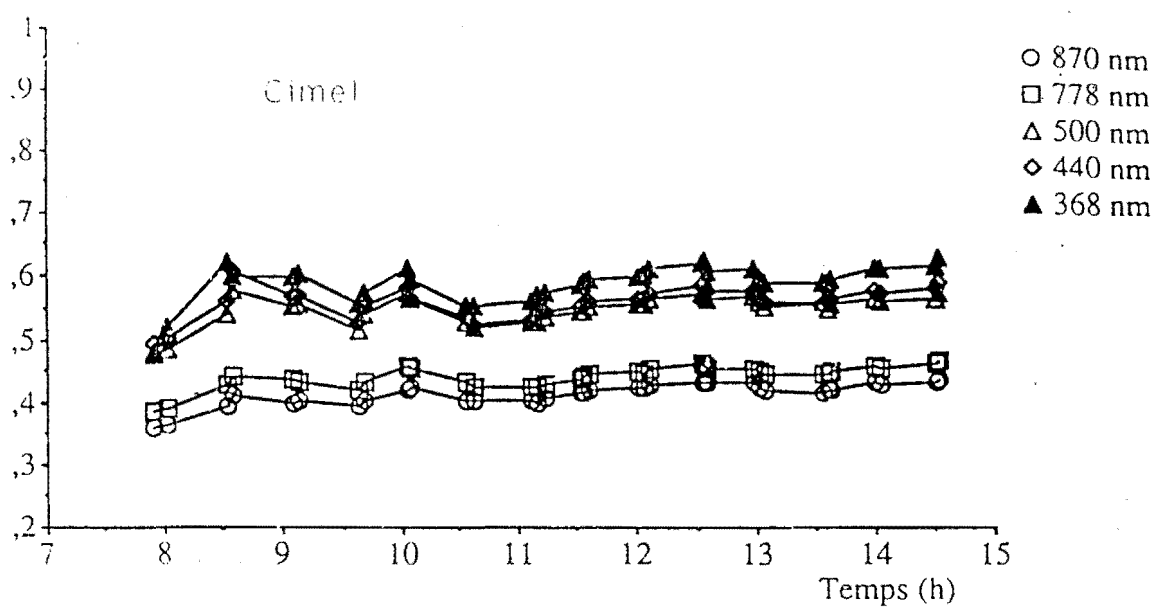


Figure 3-a: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol pour l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur les deux photomètres CIMEL (en haut) et NOLL (en bas) pour la journée du 20/11/91.

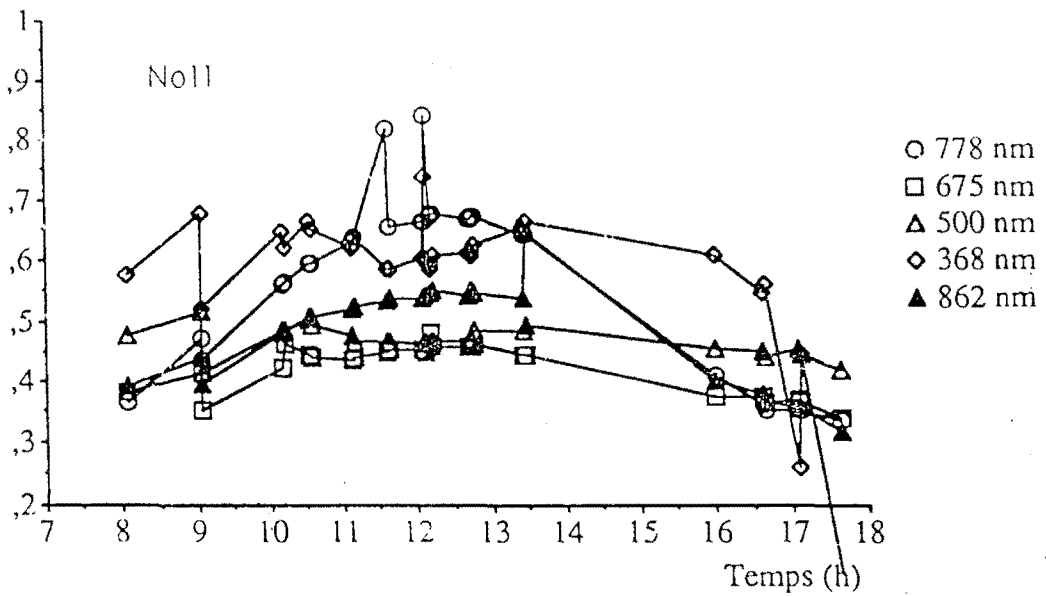
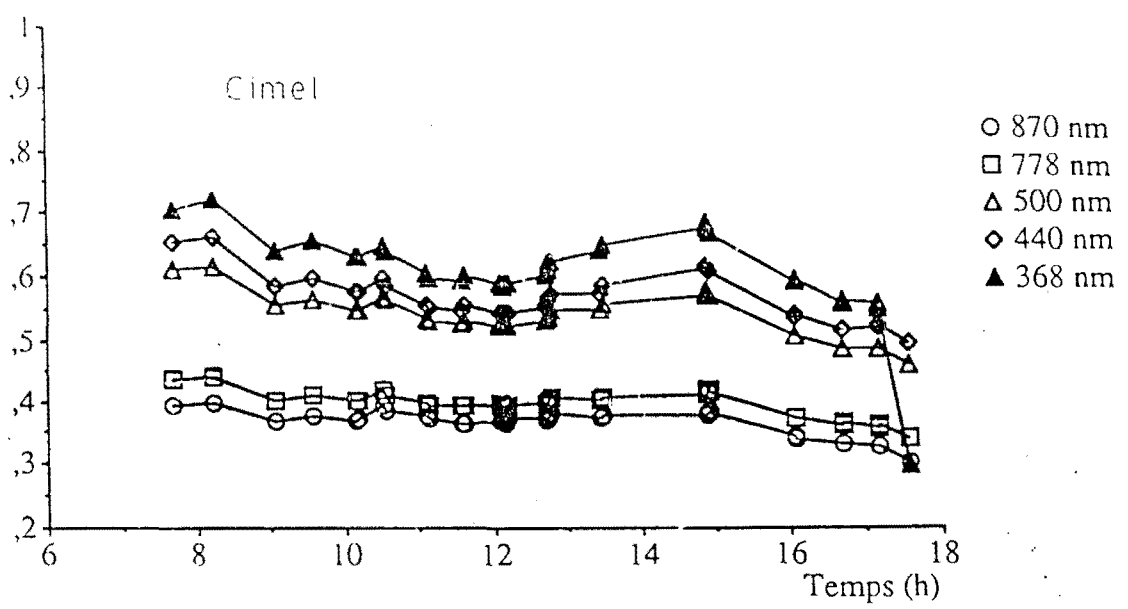


Figure 3-b: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol pour l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur les deux photomètres CIMEL (en haut) et NOLL (en bas) pour la journée du 23/11/91.

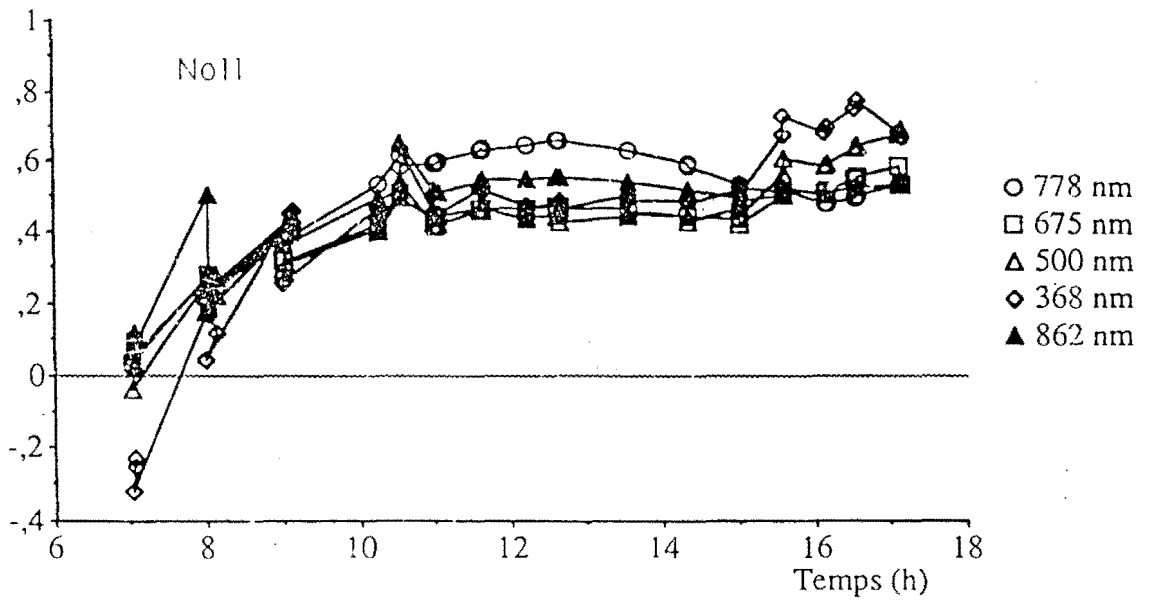
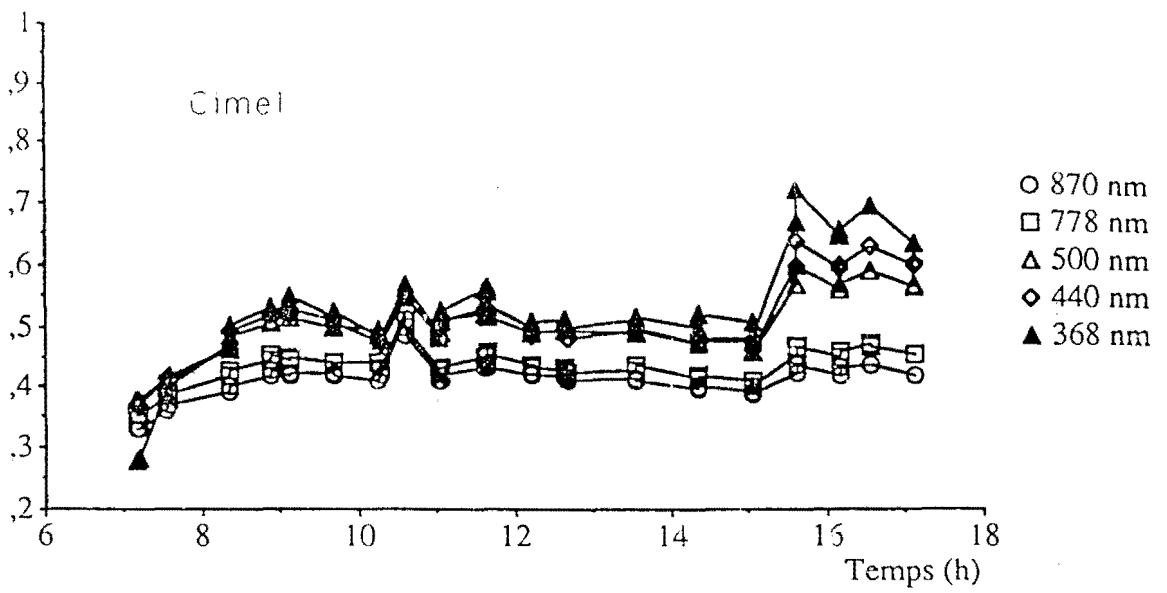


Figure 3-c: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol pour l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur les deux photomètres CIMEL (en haut) et NOLL (en bas) pour la journée du 02/12/91.

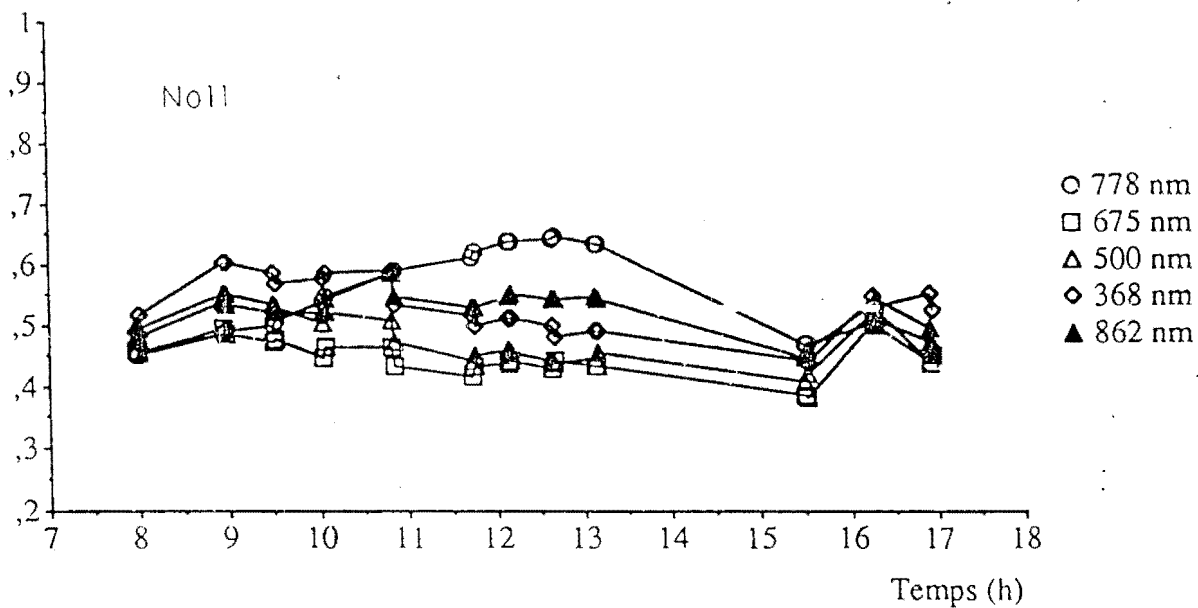
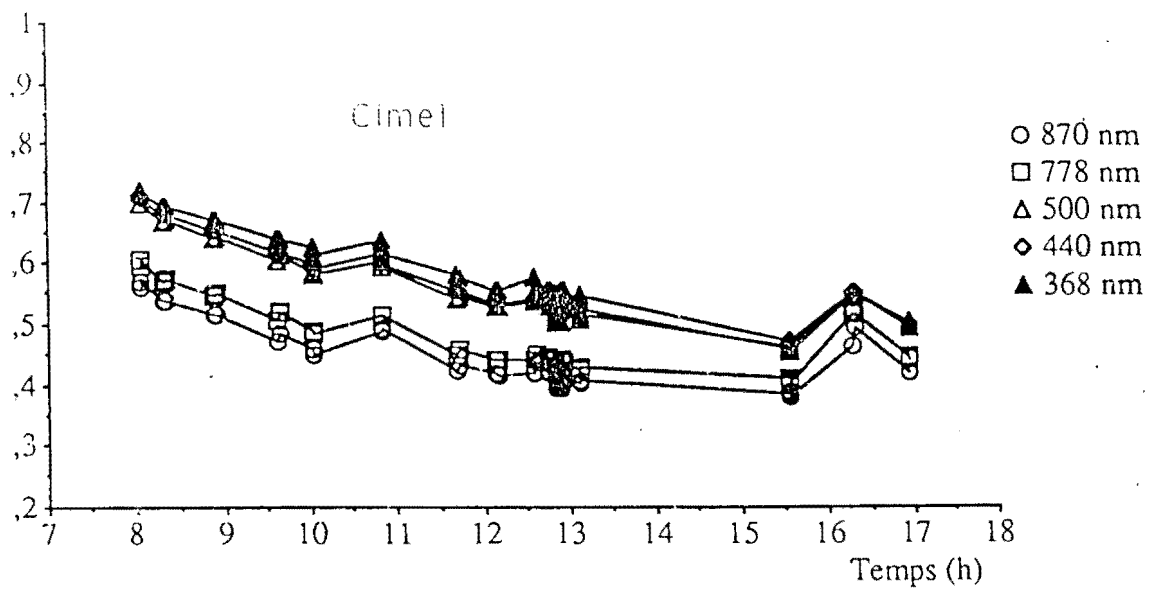


Figure 3-d: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol pour l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur les deux photomètres CIMEL (en haut) et NOLL (en bas) pour la journée du 15/12/91.

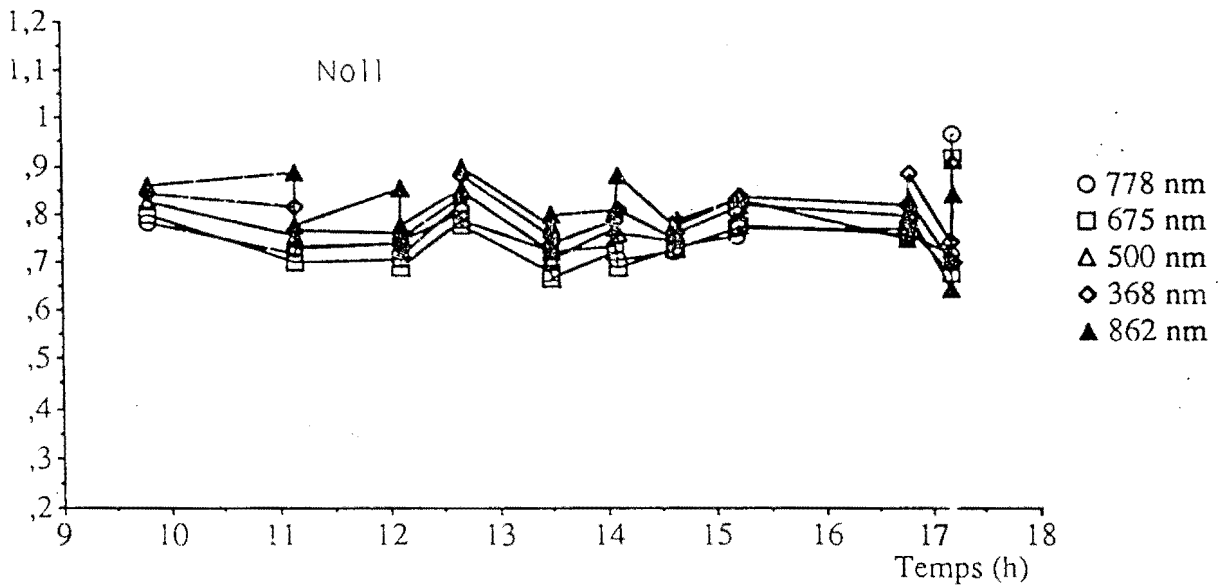
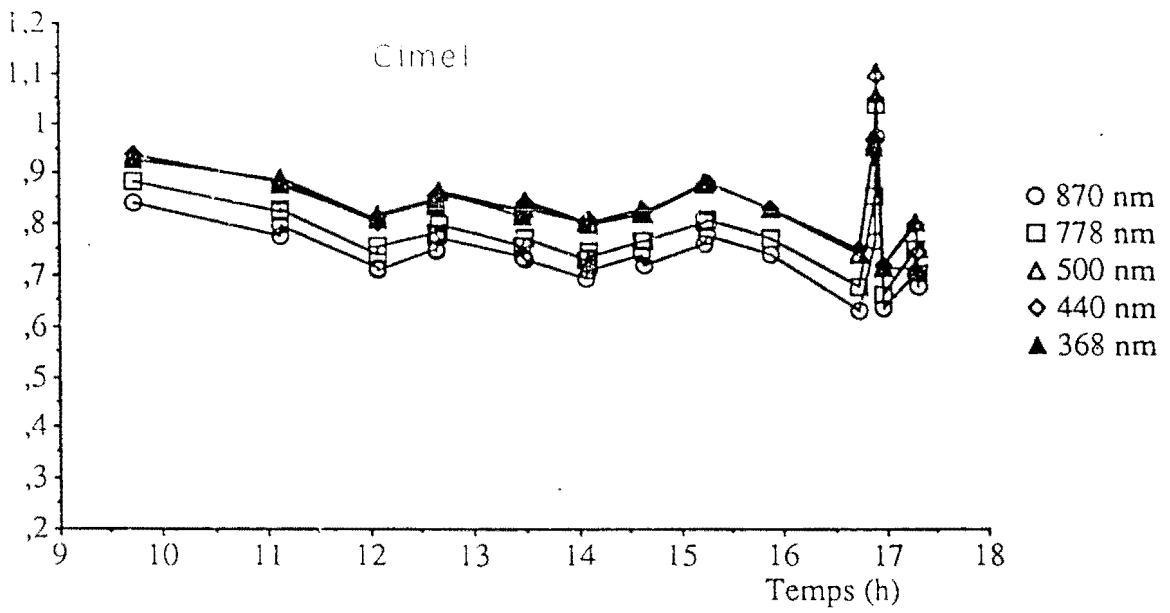


Figure 3-e: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol pour l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur les deux photomètres CIMEL (en haut) et NOLL (en bas) pour la journée du 16/12/91.

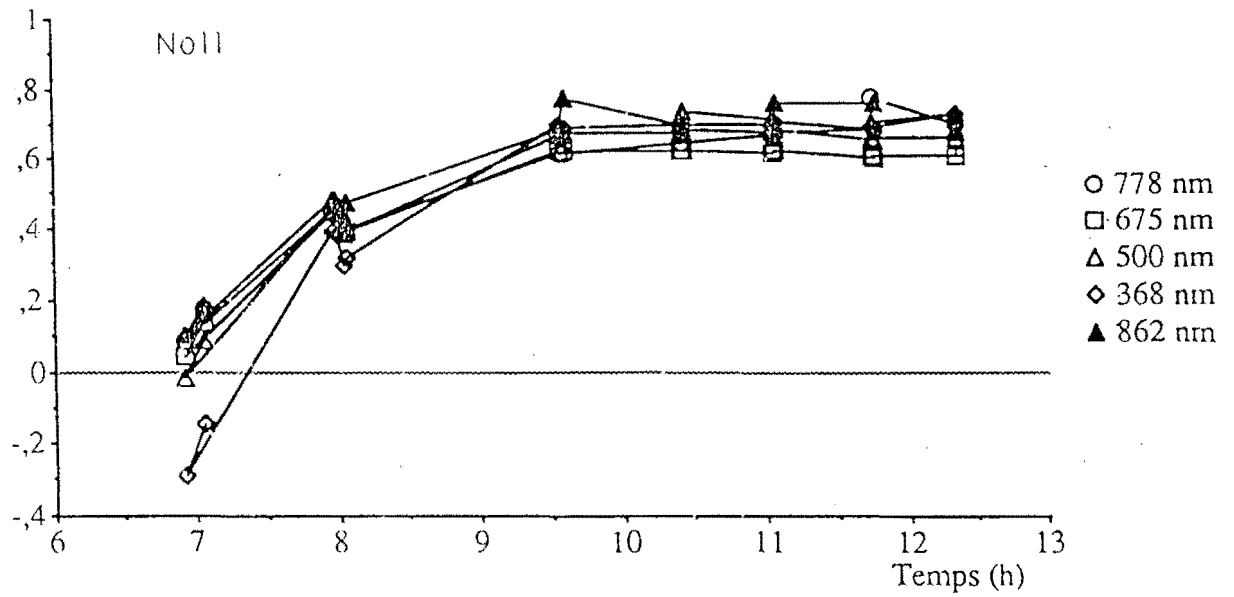
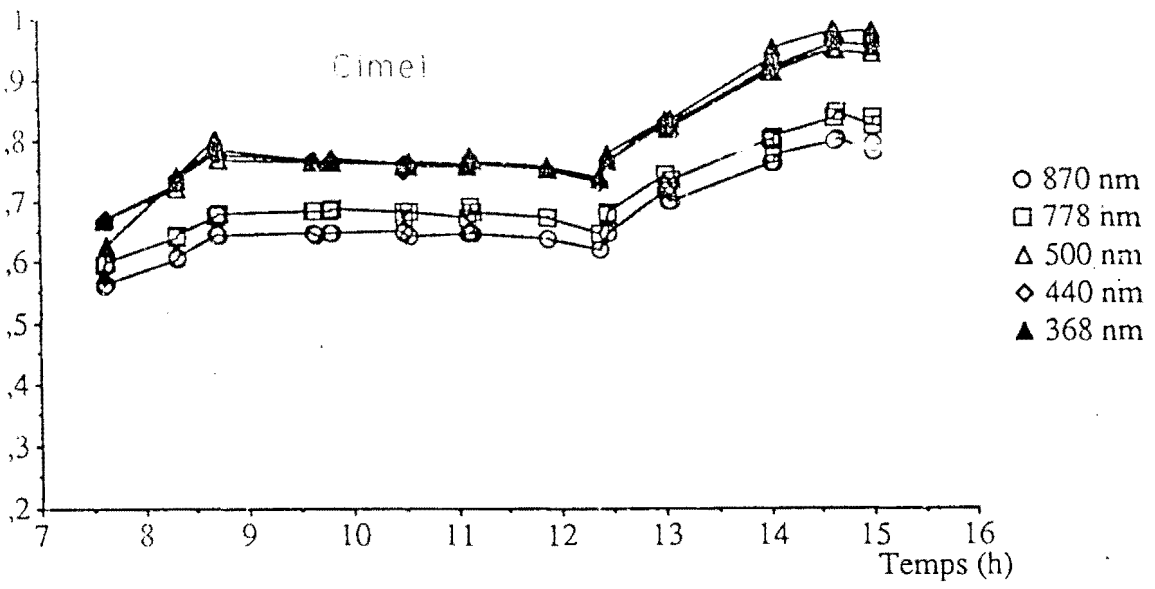


Figure 3-f: Evolution temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol pour l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur les deux photomètres CIMEL (en haut) et NOLL (en bas) pour la journée du 18/12/91.

L'estimation des erreurs sur l'épaisseur optique a montré que l'erreur due à la mauvaise appréciation du temps de mesure était l'une des principales sources d'erreurs. Aussi, a-t-on souhaité obtenir pour le réseau, des photomètres capables de mémoriser l'instant de mesure. Nous avons donc comparé les heures données par les horloges des photomètres avec celles d'une montre de référence. Sur la Figure 4:a, nous avons représenté l'évolution des écarts entre l'heure marquée sur l'horloge des photomètres avec l'heure marquée sur la montre de référence pendant la période de mesure.

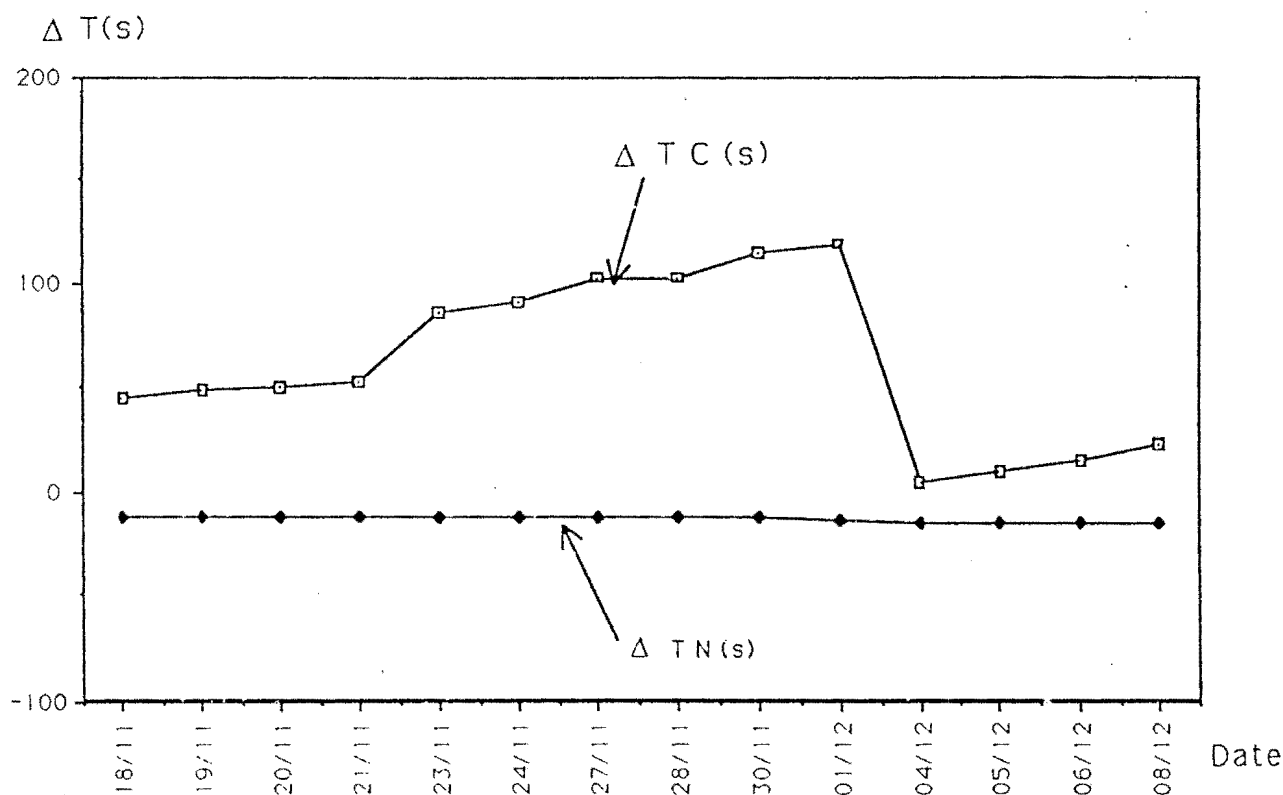


Figure 4 Evolution des écarts entre l'heure donnée par les horloges des photomètres CIMEL $\Delta T C$ et NOLL $\Delta T N$ et l'heure donnée par une montre de référence.

On remarque que l'horloge du CIMEL n'était pas bien réglée; elle avait tendance à être en retard par rapport à la montre de référence. Cet écart augmente avec le temps et peut atteindre 5 minutes en un mois. L'horloge du NOLL par contre est plus stable. Les conséquences sur les épaisseurs optiques peuvent être assez significatives car les erreurs peuvent représenter plus de 15% de l'épaisseur optique des aérosols en situation de brumes sèches denses (Konaré,1990). La baisse

constatée à partir du 01 Décembre correspond à une remise à l'heure de l'horloge du CIMEL. On remarque néanmoins que la tendance de l'horloge du CIMEL à être en retard persiste.

IV-3-2-2 MESURE DE LA LUMINENCE DU CIEL

Les photomètres CIMEL étaient munis d'une option "SKY" qui leur permettait de mesurer la luminance du ciel, mais nous n'avons fait aucune mesure de luminance du ciel.

IV-3-2-3 MESURE DE LA HAUTEUR DU SOLEIL ET DE LA MASSE D'AIR OPTIQUE.

Seuls les photomètres NOLL sont équipés d'un potentiomètre qui permet de mesurer la hauteur du soleil pour chaque séquence de mesure. On peut donc lire sa valeur et celle de la masse d'air optique sur l'écran. Sur la figure IV-3:b on a comparé pour une journée, les variations des masses d'air optiques calculées ($m_{cal.}$) à partir des formules proposées dans la littérature (Paltridge et Platt, 1976) à celles mesurées par le photomètre NOLL. Il se dégage un accord satisfaisant entre ces deux variations bien que de légers écarts apparaissent pour les masses d'air optique élevées.

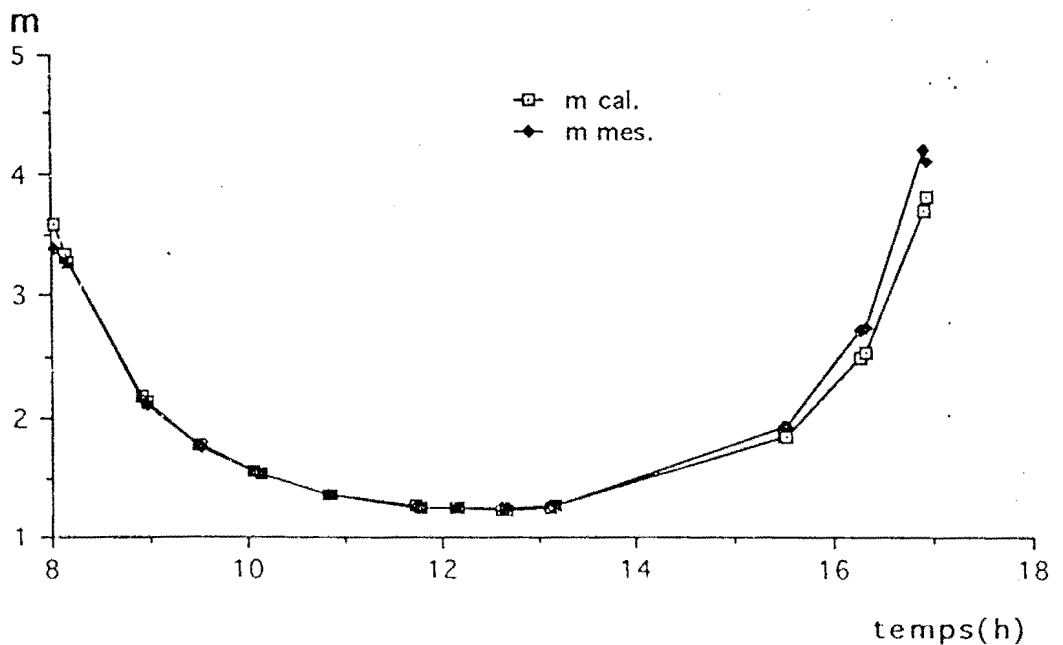


figure:IV-3:b

Comparaison pour la journée du 02/12/91, des variations des masses d'air optiques calculées ($m_{cal.}$) à partir des formules proposées dans la littérature (Paltridge et Platt, 1976) à celles mesurées par le photomètre NOLL

La température du détecteur est une grandeur qui est mesurée par les deux photomètres. Un échauffement anormal des détecteurs peut conduire à une mauvaise estimation du trouble atmosphérique. Aux courtes longueurs d'onde le surchauffement du détecteur a pour conséquence de surestimer le trouble atmosphérique tandis qu'aux grandes longueurs d'onde, il se produit l'effet contraire. Ceci pose le problème de la correction de l'effet de surchauffement des détecteurs (Konaré,1992) Dans le tableau IV-3, nous avons indiqué les moyennes journalières des températures des détecteurs des deux photomètres et les écart-types correspondants

DATES	TDC	TDN
20/11/91	34,47 (3,3)	41,41 (5,41)
23/11/91	33,44 (2,5)	33,29 (1,29)
01/12/91	34,23 (2,9)	32,01 (1,29)
02/12/91	33,64 (4,6)	32,54 (1,45)
16/12/91	31,58 (1,9)	31,14 (1,05)
17/11/91	28,49 (3,5)	30,84 (0,8)
18/11/91	29,38 (3,8)	29,11 (0,7)

Tableau IV-3: Comparaison des valeurs moyennes des températures des détecteurs affichées par les photomètres CIMEL (TDC) et NOLL (TDN) pour quelques journées de mesures. Les chiffres entre parenthèses indiquent les écart-types correspondant

De ce tableau, il ressort à première vue, que les moyennes des températures des détecteurs sont sensiblement égales mais les écart-types indiquent que les détecteurs atteignent des températures souvent très élevées 40°C le 02/11 pour le CIMEL et 60°C le 20/11 pour le NOLL . Il faut signaler d'ores et déjà que les deux photomètres n'étaient pas dans les mêmes conditions de mesure; alors que le photomètre CIMEL était en permanence exposé au rayons du soleil, le photomètre NOLL était mis sous abri après chaque séquence de mesure comme mentionné dans son mode d'emploi. En effet il a été constaté que le NOLL ne résistait pas à une exposition au soleil de plus d'une heure, la température de son détecteur peut alors dépasser 60°C c'est le cas du 20/11(tableau IV-3).

IV-4 ANGLE D'OUVERTURE DES PHOTOMETRES

IL est important pour un photomètre, d'avoir un angle d'ouverture aussi proche que possible de l'angle solide du soleil (environ $\frac{1}{2}^\circ$). Ceci permet de réduire au mieux la contribution du signal diffus dans le signal mesuré. Si nous nous en tenons aux travaux effectués par (Box et al., 1979) puis récemment par (Reagan et al., 1986), l'angle d'ouverture du détecteur CIMEL qui est de 1° est assez faible pour négliger la fraction du rayonnement diffus pris en compte et qui a pour conséquence de surestimer le signal reçu. Pour le NOLL, l'angle d'ouverture du photomètre est $2,2^\circ$ et ne peut causer que de très faibles erreurs (1,3%) sur la détermination de la constante d'étalonnage du photomètre. Mais il a été constaté que pour les grandes masses d'air optique, lorsque le rayonnement direct était faible le signal mesuré par le filtre 368 nm du NOLL était nul bien que le spot lumineux soit visible sur l'écran du dioptré. Ce problème aurait pu être évité si au niveau du NOLL, il y avait la possibilité, comme c'est le cas avec le CIMEL, de régler la sensibilité des mesures de chaque canal par le choix d'un facteur d'échelle qu'on met en mémoire et qui détermine la durée de mesure pour chaque canal. Le signal délivré est proportionnel à cette durée. Cependant, ce procédé qui permet d'obtenir assez d'énergie au niveau du détecteur en augmentant le temps d'exposition au soleil a l'inconvénient d'augmenter la fraction de rayonnement diffus pris en compte. C'est en cela que le choix d'un photomètre dont l'angle d'ouverture est le plus faible possible est nécessaire pour des mesures photométriques en zones turbides (cas de l'espace sahélien et saharien).

IV-5 FILTRES

Les spécifications techniques des filtres devant munir les photomètres ont été largement discutées par les participants au cours de l'atelier de Dakar. La liste des longueurs d'onde retenues est la suivante:

- | | |
|-----------|--|
| 1- 368 nm | 6- 778 nm |
| 2- 450 nm | 7- 870 nm |
| 3- 500 nm | 8- 940 nm (bande étroite vapeur d'eau) |
| 4- 600 nm | 9- 940 nm (bande large vapeur d'eau) |
| 5- 644 nm | 10- 1024 nm (prospectif) |

Les appareils de base (aérosol) devront comporter les 5 filtres (1-2-3-6-7). Le CIMEL était muni de ces 5 filtres conformément à l'appel d'offre tandis que le NOLL était équipé des filtres standard O.M.M.: 368, 500, 625, 778, 862 nm dont certains (625, 862 nm) n'avaient pas été retenus lors de l'atelier de Dakar.

La liste des longueurs d'onde, des bandes passantes et des transmittances des filtres des deux photomètres sont indiquées ci-dessous.

CIMEL			NOLL		
870 nm	T (%)	52	862 nm	T (%)	15-50
	$\Delta\lambda$ (nm)	8,45		$\Delta\lambda$ (nm)	2 - 5
778 nm	T (%)	60	778 nm	T (%)	15-50
	$\Delta\lambda$ (nm)	9,4		$\Delta\lambda$ (nm)	2 - 5
500 nm	T (%)	/	675 nm	T (%)	15-50
	$\Delta\lambda$ (nm)	10		$\Delta\lambda$ (nm)	2 - 5
440 nm	T (%)	56	500 nm	T (%)	15-50
	$\Delta\lambda$ (nm)	10,6		$\Delta\lambda$ (nm)	2 - 5
368 nm	T (%)	32	368 nm	T (%)	15
	$\Delta\lambda$ (nm)	11,6		$\Delta\lambda$ (nm)	2 - 5

Tableau IV-5: Longueurs d'onde, transmittances maximales (T %) et largeurs à mi-hauteur ($\Delta\lambda$ (nm)) des filtres montés sur les photomètres CIMEL 5F et NOLL

Les deux photomètres sont munis de filtres interférentiels dont les bandes passantes sont de l'ordre de 10 nm pour le CIMEL et entre 2 et 5 nm pour le NOLL. On voit bien que le photomètre CIMEL 5F est muni de filtres dont les bandes passantes sont plus larges que celles du photomètre NOLL ce qui peut entraîner une erreur relative sur l'estimation de la constante d'étalonnage des photomètres et donc sur les épaisseurs optiques calculées inférieure à 1 % (Thomason et al, 1982) pour les filtres centrés sur 500, 778 et 870 nm. Cette erreur qui est plus importante pour les filtres centrés sur 368 et 440 nm reste tout de même secondaire devant les autres types d'erreur (Konaré, 1990). Les largeurs de bande du NOLL sont plus étroites et ne représentent pas d'inconvénients majeurs pour l'estimation du signal mesuré.

IV-6 ACQUISITION ET STOCKAGE DES DONNEES

Les deux photomètres sont munis d'un système d'affichage permettant la transcription manuelle des données et d'une mémoire permettant leur stockage. La gestion des mesures et des données (et la commande pas à pas du moteur pour le CIMEL) sont assurées par un microprocesseur. Deux types de stockage sont possibles:

Le stockage sur la mémoire interne du photomètre. La capacité de la mémoire vive interne des photomètres est limitée. Sur la base de 12 séquences de mesures de 11 paramètres par jour, la durée maximale de stockage du CIMEL sera de 45 jours tandis que celle du NOLL n'excédera pas 7 jours. Il est possible d'utiliser des cartouches dont la capacité de stockage est beaucoup plus grande.

IV-7 TRANSFERT DES DONNEES

Les mesures sont transférées de la mémoire interne du photomètre aux cartouches par séries de 10 séquences de mesures pour le CIMEL et directement pour le NOLL.

Le transfert des données sur un micro-ordinateur se fait à partir de la cartouche à l'aide d'une carte spéciale pour le photomètre CIMEL. Pour le NOLL, il peut se faire soit directement sur un micro-ordinateur à partir de la mémoire vive du photomètre et d'un câble RS 232C, soit à partir de la cartouche. Le transfert des données du photomètre CIMEL au micro-ordinateur, a été réalisé grâce à un logiciel mis à notre disposition par L. Ménenger par nous même tandis que celui des données NOLL a été effectué manuellement, le programme de transfert n'ayant pas été mis à notre disposition bien qu'une démonstration de faisabilité de ce transfert ait été réalisée sur place par G.d'Almeida

IV- 8 ALIMENTATION

L'alimentation du CIMEL, se faisait en utilisant le courant secteur et à l'aide d'un adaptateur de courant. Une surveillance quotidienne de l'état des batteries du photomètre était nécessaire l'autonomie de l'appareil par ce procédé d'alimentation n'excédait guère 48 h. Lorsque l'appareil n'est pas en fonctionnement, la position "Standby", permet de faire une économie d'énergie. Une option d'alimentation avec des batteries "longue durée" était possible mais nous ne l'avions pas utilisée. Quatre batteries en Lithium (3,6 V, 10 Ah) assurent le fonctionnement du photomètre NOLL. Une vérification de la charge des batteries du NOLL au début et à la fin de l'intercomparaison (45 jours) prouvent que ces batteries assurent une longue autonomie au photomètre.

CONCLUSION

De l'analyse des résultats obtenus après exploitation des données de mesures photométriques réalisées avec les photomètres CIMEL et NOLL, il ressort que les mesures effectuées avec le CIMEL sont celles qui s'accordent le mieux avec les lois physiques qui sont à la base de la conception du photomètre.

Toutefois, le photomètre NOLL confère à son exploitant, des avantages certains car offrant aussi de nombreux atouts qui en font un outil performant; notamment: un bon nombre d'accessoires utiles, un bon système de visée, une horloge interne et un système d'alimentation mieux conçus.

Cependant, les résultats attendus de l'utilisation du photomètre, restent particulièrement dépendants de certains paramètres à la fois propres et extérieurs à l'appareil. Il s'agit de :

-La répétitivité des mesures: Il a été observé que assez souvent (en général une fois sur quatre), une divergence entre les valeurs des signaux mesurés dans un temps inférieur à 15 s pour une longueur d'onde donnée avec le photomètre NOLL. De sorte que, lors du dépouillement, pour tenir compte de la cohérence des mesures effectuées avec le même filtre dans un laps de temps suffisant pour ne pas envisager de variations sensibles de l'atmosphère, il faut se débarrasser d'au moins un quart des mesures. Les raisons de ces divergences de valeurs sont imputables soit au manipulateur, qui ne se familiarise pas vite à l'appareil, soit à la conception de l'appareil.

-La chaleur: C'est une caractéristique principale du climat sahélien et saharien qui représente l'aire géométrique dans laquelle doivent être déployés les photomètres. Or, compte tenu de son comportement lors des mesures, à savoir, augmentation rapide de la température du détecteur, affichage de valeurs très élevées pour la mesure du signal, ce photomètre semble présenter une certaine fragilité lorsqu'il est soumis à des conditions climatiques rudes.

Toutefois, pour garantir aux utilisateurs de mesures photométriques à long terme et à grande échelle, des données fiables, chacun des photomètres doit subir des améliorations leur procurant le maximum de stabilité et de confort pour effectuer des mesures en routine dans des lieux isolés dont les caractéristiques climatiques sont à la fois très variables et très difficiles.

BIBLIOGRAPHIE

Box, A.M. et A. Deepak, 1979: Atmospheric scattering corrections to solar radiometry. *Appl. Opt.*, 18,1941-1949.

Konaré A., 1990: Exploitation des mesures photométriques réalisées à Bidi au Burkina Faso. *DEA Laboratoire de Physique Atmosphérique. d'Abidjan.*

Konaré A., 1992: Exploitation des mesures photométriques réalisées à Bamako. Identification et correction des erreurs *Rapport de stage: Laboratoire d'Optique Atmosphérique. de l'Université de Lille 1.*

NOLL GmbH, 1991: Mainz Data Sunphotometer model MSD90 user's manual.

Thomason, L.W., B.M.Herman, R.M.Schotland et J.A. Reagan, 1982: Extraterrestrial solar flux measurement limitations due to a Beer's law assumption and uncertainty in local time. *Appl. Opt.*, 21, 7, 1191-1195.

V. Soufflet, C.Dévaux et D.Tanré, 1992: Modified Langley plot method for measuring the spectral aerosol optical thickness and its daily variations. *Appl. Opt.*, 31, 12

ANNEXE 2

Dates	Début et fin des mesures	Notes sur nos relevés	Notes sur carnets d'obs.	coef. de cor.(r) et écart-type (s)	Observations
07/11/91	[7,80 15,08]	LMD (Ménenger)	Ci	0,975 $10,5 \cdot 10^{-2}$	
08/11/91	[8,36 5,04]	"	Ci	0,978 $3,7 \cdot 10^{-2}$	
09/11/91		"	Ci		
10/11/91	[7,60 15,46]	"	RAS	0,999 $8,1 \cdot 10^{-3}$	oui
11/11/91	[7,14 14,99]	"	Ci et Ac à partir 11h	0,998 $1,4 \cdot 10^{-2}$	oui
13/11/91	[7,30 16,70]	"	Ci	0,952 $23,8 \cdot 10^{-2}$	* oui
14/11/91	[8,01 11,22]	"	Ci et Ac à partir 14h	0,997 $17,6 \cdot 10^{-2}$	oui
15/11/91	[8,05 13,67]	"	Ci	0,997 $6,8 \cdot 10^{-2}$	oui
16/11/91	[7,66 11,30]	"	Ci, Ac et As	0,963 $23,2 \cdot 10^{-2}$	
20/11/91	[7,90 14,53]	Ciel bleu sans nuages	Ci et Ac à partir 14h	0,995 $1,99 \cdot 10^{-2}$	oui
21/11/91	[8,29 17,02]	Ciel dégagé à partir de 9h	Ci	0,997 $3,52 \cdot 10^{-2}$	oui
22/11/91	[9,25 14,49]	Pas de notes	Ci et Ac	0,987 $6,4 \cdot 10^{-2}$	oui
23/11/91	[7,66 15,57]	Ciel bleu	RAS	0,9999 $1,09 \cdot 10^{-2}$	oui
27/11/91	[8,28 14,07]	Pas de notes	RAS	0,961 $6,7 \cdot 10^{-2}$	oui
28/11/91	[8,77 12,67]	Ciel couvert à partir de 11h	Ac, Ci avant 14h	0,998 $2,3 \cdot 10^{-2}$	
01/12/91	[8,49 14,61]	Présence de Ci	Ci	0,989 $8,4 \cdot 10^{-2}$	oui
02/12/91	[7,16 17,12]	Ciel bien dégagé à partir de 12h	Ci	0,995 $8,33 \cdot 10^{-2}$	oui
04/12/91	[11h04 11h35]	Ciel couvert . Ci	Ci		
08/12/91		"	Ci et Ac	0,439 $79,6 \cdot 10^{-2}$	
09/12/91	[7,39 15,34]	Ciel chargé de Ci très fins	Ci	0,998 $1,9 \cdot 10^{-2}$	oui

10/12/91	[8,68 16,06]	Voiles de Ci toute la journée	Ci	0,845 8,7 10 ⁻²	oui
11/12/91	[15,41 17,33]	Pas de notes	Ci et Ac avant 14h	0,999 4,8 10 ⁻²	oui
12/12/91	[10,51 11,54]	Pas de notes	Ci et Ac		
13/12/91	[7,80 16,57]	Ci toute la matinée	Ci	0,635 25,6 10 ⁻²	
14/12/91	[8,17 12,02]	Pas de notes	Ci	0,9999 1,3 10 ⁻²	oui
15/12/91	[8,04 16,94]	Ci toute la journée	Ci	0,989 11,1 10 ⁻²	oui
16/12/91	[9,73 17,32]	relevés indisponibles	Indisponible	0,993 22,2 10 ⁻²	oui
17/12/91	[7,40 17,29]	Ciel, couleur poussière	RAS	0,997 5,7 10 ⁻²	oui
18/12/91	[7,61 15,01]	Nuages à partir de 14h	Ci	0,996 8,6 10 ⁻²	oui

N.B. RAS: Rien à signaler

Ci: Cirrus

Ac: Altocumulus

L'exploitation des mesures du photomètre 6 filtres a été effectuée et la comparaison des résultats avec ceux du 5 filtres est doublement satisfaisante (Konaré, 1992). D'une part on constate que les longueurs d'onde propres aux 6 filtres s'intercalent correctement avec celles du 5 filtres, c'est à dire que la décroissance spectrale de l'épaisseur optique d'aérosol est généralement bien vérifiée, d'autre part on constate un accord très satisfaisant sur les épaisseurs optiques calculées pour les filtres 440 et 870 nm, communs aux deux photomètres (Figure A-3). Les écarts relatifs observés sont faibles (inférieurs à 3%).

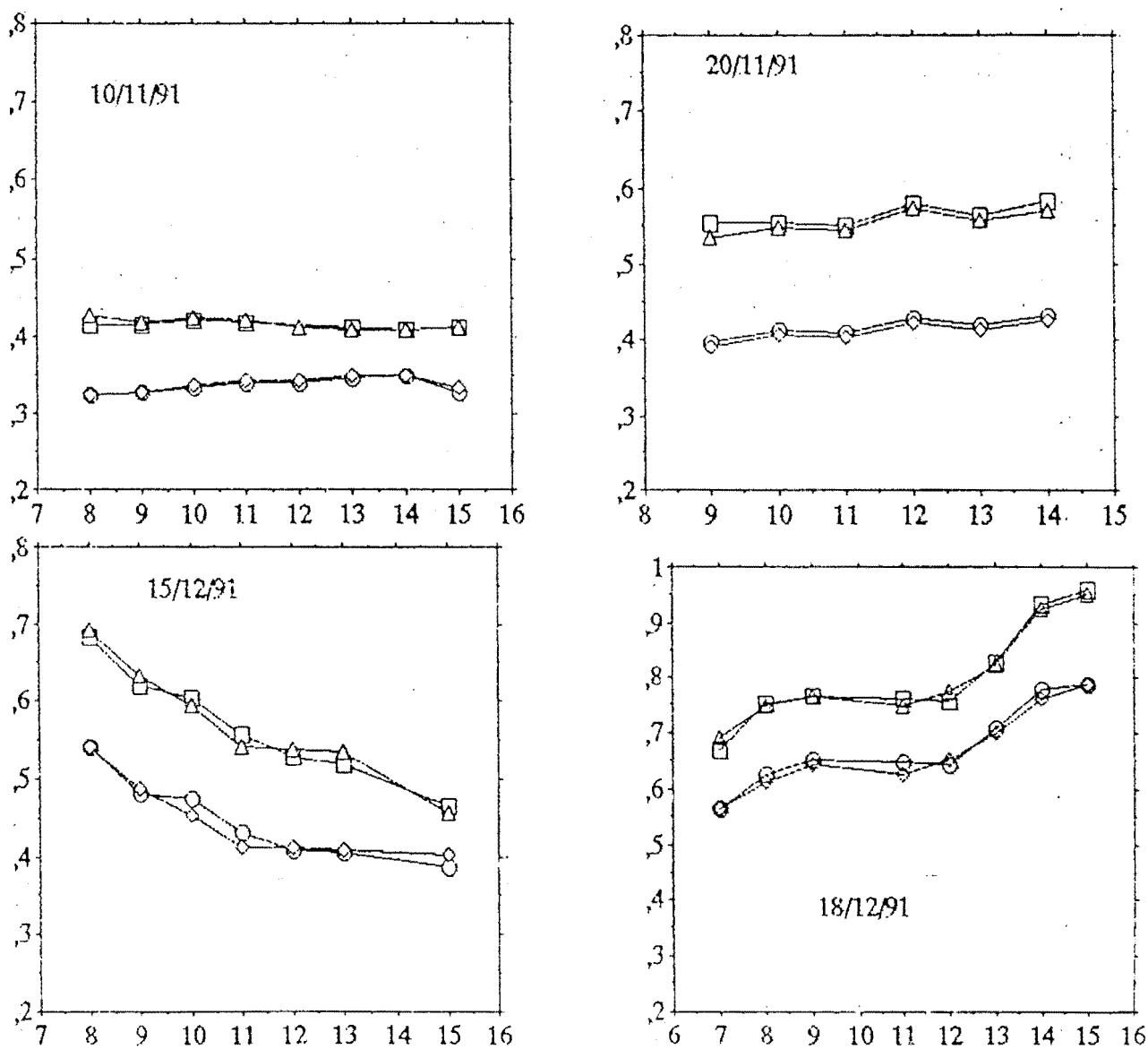
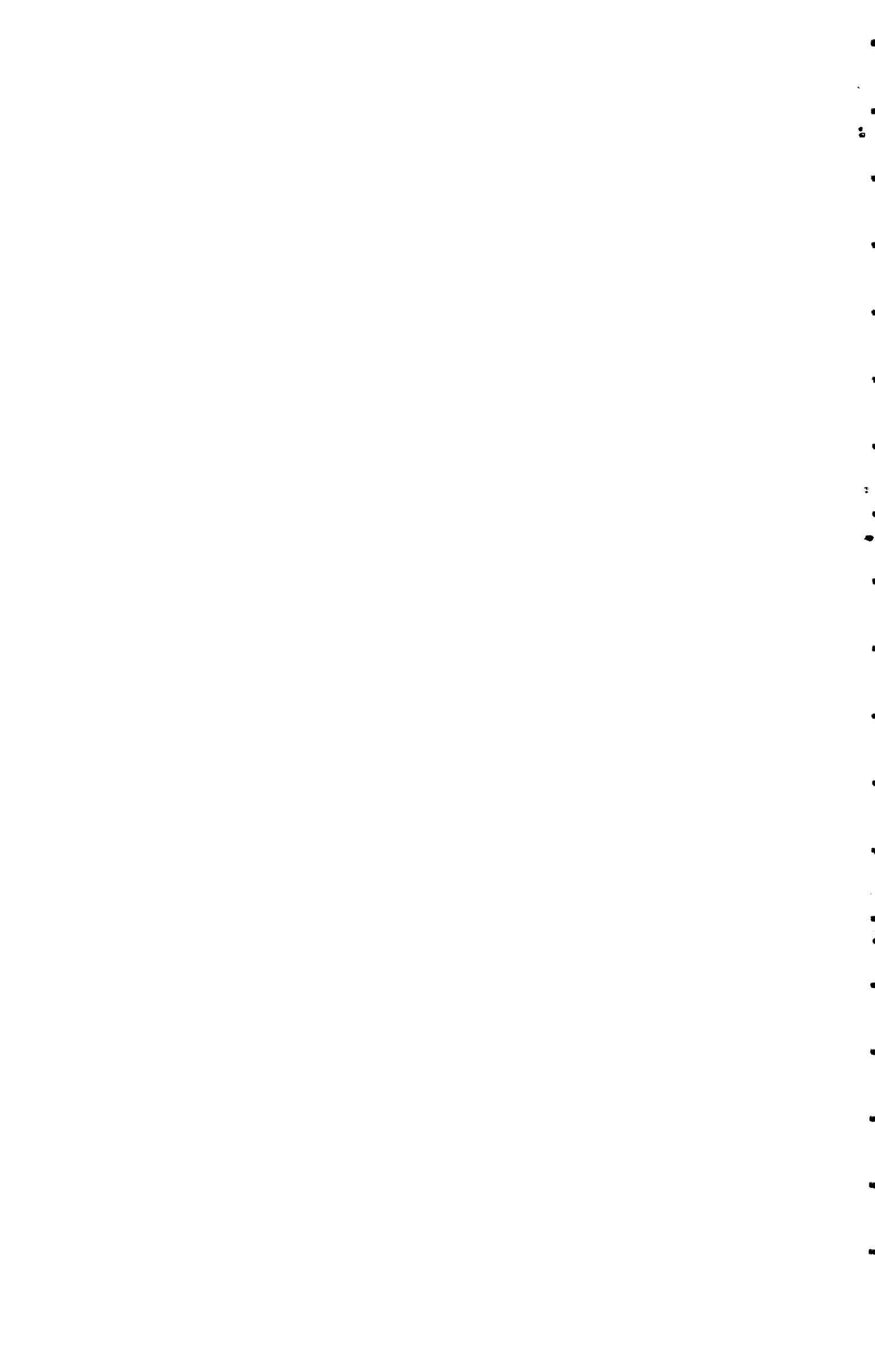


Figure A-3: Comparaison des épaisseurs optiques d'aérosols calculées à partir des mesures effectuées aux longueurs d'onde 440 et 870 nm communes aux deux photomètres CIMEL; 5 filtres (C5) et 6 filtres (C6) pour des journées claires et turbides.

- 870 / C5
- 440 / C5
- △ 440 / C6
- ◇ 870 / C6



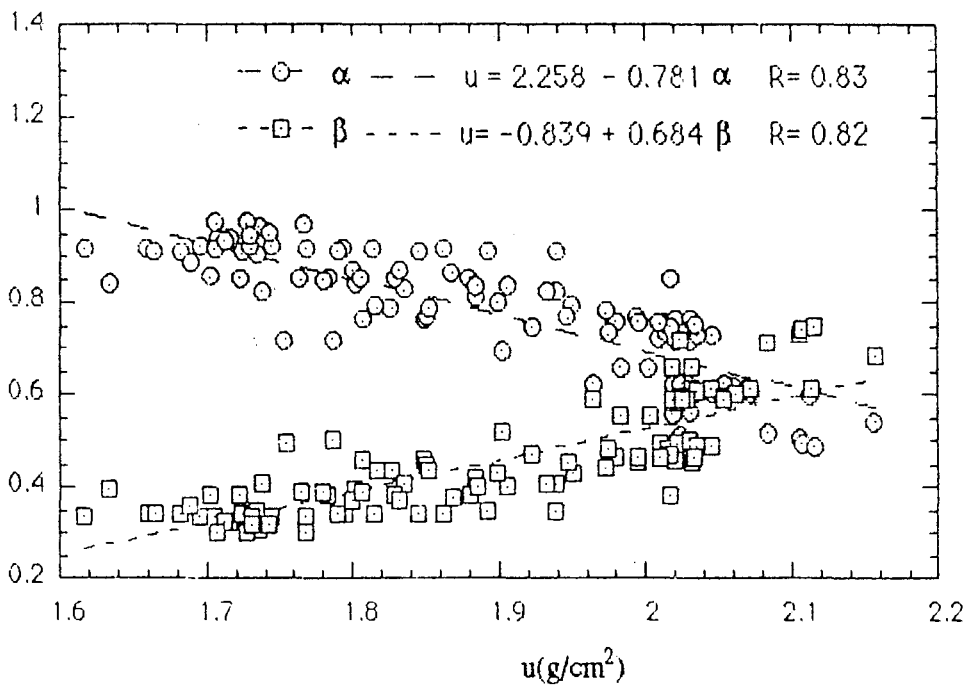


Figure V-29: Droites de régression des coefficients d'Angström α et β en fonction du contenu en eau de l'atmosphère.

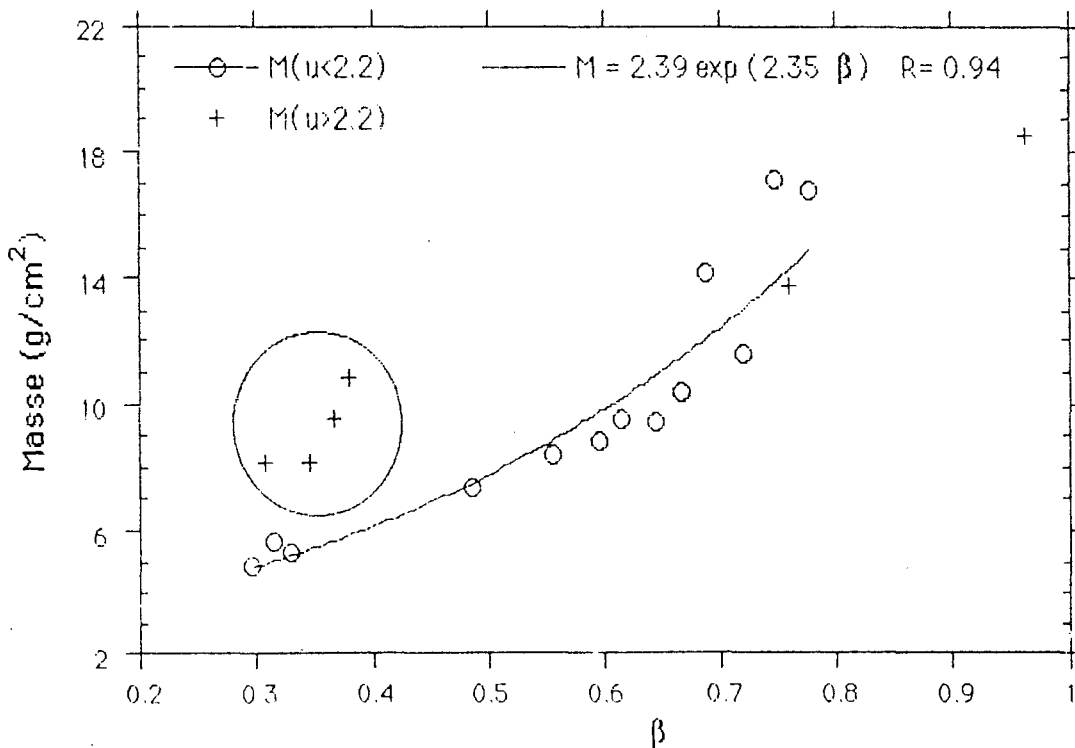


Figure V-30: Evolution de la masse d'aérosol en fonction du coefficient de trouble β . Nous avons distingué les masses obtenues pour des contenus en eau $< 2.2 \text{ g/cm}^2$ (\circ) et $> 2.2 \text{ g/cm}^2$ ($+$).

contenu en eau à l'aéroport de Bamako distant d'une vingtaine de kilomètres environ du même fleuve.

L'influence du fleuve est ainsi plus forte au CRES qu'à l'aéroport. Cela pourrait expliquer le fait que l'on obtienne systématiquement un contenu en eau supérieur avec les mesures photométriques.

V-2-6-3 DISCUSSION SUR L'INFLUENCE DU CONTENU EN EAU SUR L'AEROSOL MESURE A BAMAKO.

Les épaisseurs optiques d'aérosols importantes trouvées par plusieurs auteurs pendant l'été (Ben Mohamed, 1988; Konaré, 1990; Faizoun, 1991) laissent supposer que des transferts importants de poussière se produisent au dessus de la couche de mousson.

Nous nous étions alors interrogés sur la relation entre l'humidité et la taille donc les propriétés optiques des aérosols.

L'idéal serait de disposer d'un jeu de données qui s'étend au moins sur une saison humide et une saison sèche de façon à avoir une variabilité suffisante du contenu en eau et en aérosols de l'atmosphère. Sur notre période de mesure assez restreinte du reste, on obtient cependant que le contenu en eau varie de 1.4 à 2.8 g/cm², l'exposant d'Angström α de 0.3 à 0.9 et le coefficient de trouble β de 0.3 à 1.1.

De nombreux auteurs (Fillipov, 1972; Hamel, 1972; Winkler, 1973) cités par Bertrand (1977) ont fait état d'une augmentation du coefficient d'extinction d'un facteur de 1 à 6 lorsque l'humidité passe de 70% à 95% pour des aérosols continentaux.

Sur la Figure V-29, nous avons montré à partir de 168 mesures, qu'il existait une relation entre les coefficients d'Angström α et β , et le contenu en eau de l'atmosphère. Les relations $u = 2.258 - 0.781 \alpha$ et $u = -0.839 + 0.684 \beta$ obtenues avec des coefficients de corrélation respectifs de 0.83 et 0.82 prouvent que la taille des particules d'aérosols ainsi que le trouble atmosphérique augmentent avec l'humidité.

Ce résultat, pourrait ainsi expliquer partiellement les fortes épaisseurs optiques observées pendant l'été.

Les différences de comportement des particules d'aérosols devant l'humidité pourraient être attribuées aux différences d'origine de ces aérosols. L'apparition de nouvelles sources de production d'aérosols (N'tchayi, 1994; Bergametti, 1992) devrait donner naissance à des particules d'aérosols dont les compositions chimiques dépendront de la nature des argiles qui composent les sols de ces nouvelles sources.

Nous avons étudié l'évolution de la masse en aérosols de l'atmosphère de Bamako en fonction du coefficient de trouble β d'Angström sur la Figure V-30. Nous avons constaté que mis à part certains points (situés dans le cercle), la masse d'aérosol varie de façon exponentielle avec l'épaisseur optique d'aérosol avec un excellent coefficient de corrélation suivant la relation: $M = 2.39 e^{3.35 \beta}$, avec $R = 0.94$.

A partir de cette relation, nous pouvons faire une estimation acceptable de la masse d'aérosols présents dans l'atmosphère.

Toujours sur la Figure V-30, on observe (points situés à l'intérieur du cercle), que pour des troubles relativement faibles la masse d'aérosols déterminée est assez importante lorsque le contenu en eau est supérieur à 2.2 g/cm^2 . Ces cas correspondent à des journées où nous avons dénombré beaucoup de particules ayant de gros diamètres. En supposant ces particules homogènes de densité volumique 2.6 g/cm^3 , on surestime la masse calculée car en réalité ces particules ont grossi en absorbant de la vapeur d'eau. Leur densité volumique réelle est donc inférieure à 2.6. Cet exemple contribue également à mettre en évidence, le caractère hydrophile de l'aérosol de Bamako.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail, mené au Laboratoire de Physique Atmosphérique d'Abidjan avec la collaboration du Laboratoire d'optique Atmosphérique de Lille avait pour objectif principal, une meilleure maîtrise de l'utilisation des mesures photométriques pour la détermination des épaisseurs optiques d'aérosols, de leur répartition granulométrique et du contenu en eau de l'atmosphère dans le cadre d'un réseau.

Nous avons tout d'abord rappelé les raisons qui rendent nécessaire la mise en place d'un réseau de mesure en routine de la charge de l'atmosphère en aérosols et en vapeur d'eau.

La mesure photométrique se présentant comme une méthode simple et fiable, permet de mesurer ces grandeurs. Basés sur le même principe un certain nombre d'appareils sont disponibles et nous avons été amenés à participer à l'intercomparaison de plusieurs appareils. Nous avons fait le point de l'état actuel des possibilités de mesure par voie photométrique et de l'ensemble des traitements qui peuvent être proposés pour tirer des mesures l'épaisseur optique d'aérosols, les coefficients d'Angström α et β , la distribution granulométrique des aérosols, le contenu en eau de l'atmosphère et l'épaisseur optique d'ozone.

Il était essentiel pour nous de procéder à l'analyse critique des résultats obtenus et de mieux cerner l'influence des divers paramètres qui interviennent sur la qualité des résultats. Nous sommes désormais en mesure d'identifier la nature des erreurs effectuées sur les mesures photométriques et surtout de les corriger afin d'obtenir des résultats fiables pour une exploitation scientifique des données.

Nous présenté une méthode d'identification et d'élimination des erreurs de mesure introduites soit lors de la manipulation du photomètre, soit lors du passage d'un cirrus fin non observé. Hormis ces erreurs, deux types d'erreur systématiques ont été décelés et des méthodes appropriées de correction ont été présentées.

Il s'agit premièrement des erreurs introduites par l'utilisation d'une mauvaise constante d'étalonnage et qui se traduit par une sensibilité des épaisseurs optiques d'aérosol à la variation journalière de la masse optique.

Dans un second temps, nous avons mis au point une méthode de correction des erreurs dans la détermination des épaisseurs optiques d'aérosol à 1020 nm, dues à l'échauffement du détecteur du photomètre. En effet, à cette longueur d'onde, si la température du détecteur lors de la mesure photométrique est nettement différente de la température du détecteur lors de l'étalonnage, on fait des erreurs pouvant dépasser 20% à midi sur les épaisseurs optiques d'aérosol.

En prenant un certain nombre de précautions à priori (bonne horloge, bonne visée, bon étalonnage) et à posteriori (correction de l'effet éventuel de la température sur le détecteur), on peut atteindre pour les épaisseurs optiques d'aérosols, une précision inférieure à 5%.

Ces techniques ont été mises à profit pour extraire les épaisseurs optiques d'aérosols fiables et en déduire les coefficients d'Angström α et β . La bonne vérification de la formule d'Angström appliquée aux longueurs d'onde allant de 660 nm à 1020 nm est une indication de la bonne qualité des mesures exploitées. Nous avons ainsi montré que la détermination classique du facteur de trouble β peut conduire à des erreurs supérieures à 20%.

La détermination des épaisseurs optiques d'aérosols nous a permis d'obtenir par inversion la distribution granulométrique des aérosols de Bamako. Les différentes distributions observées montrent l'abondance de fines particules de rayons compris entre 0.05 à 0.1 μm . Dans certains cas, nous avons pu observer un mode vers 0.1-0.2 μm et souvent un autre vers 0.9 μm .

La bonne concordance entre les valeurs d'épaisseurs optiques d'aérosols mesurées et les valeurs recalculées à partir des distributions granulométriques montrent que l'essentiel de l'extinction mesurée est due aux particules dont les rayons moyens sont compris entre 0.05 et 2 μm .

Des mesures complémentaires d'auréole seraient nécessaires pour étendre notre gamme granulométrique vers des particules plus grosses.

A partir de la distribution en nombre des aérosols, nous avons évalué pour les différentes journées, la masse d'aérosol en suspension dans l'atmosphère à Bamako. Nous avons montré que l'on pouvait calculer la masse d'aérosols en suspension dans l'atmosphère à partir du coefficient de trouble β grâce à la relation: $M = 2.39 e^{3.35 \beta}$ obtenue avec un coefficient de corrélation $R = 0.94$.

L'évolution du nombre de particules pour quatre classes de rayon normalisé sur le nombre de particules de la première classe de rayon a permis de montrer que pendant la période de mesures, nous sommes passés d'une situation de stabilité en novembre à une situation de turbidité croissante en décembre. Même si, la durée de la période est

relativement limitée, nous pensons que l'augmentation régulière de ces rapports peut être due à l'arrivée de l'Harmattan.

L'analyse des résultats des mesures de Bamako, montre que dans la majeure partie des cas on observe une variation diurne de l'épaisseur optique d'aérosols. La recherche des causes de cette augmentation d'aérosols au cours de la journée nous a permis de mettre en évidence l'existence d'une source anthropique de production d'aérosols au centre-ville de Bamako.

La contribution minimale en masse d'aérosols de la source locale a été estimée approximativement à 125 tonnes d'aérosols pour la région de Bamako le 18 décembre 1991, doublant ainsi la quantité d'aérosols présente localement dans l'atmosphère.

Enfin, à partir des mesures effectuées avec les filtres large et étroit centrés sur 940 nm nous avons appliqué la méthode d'absorption différentielle pour obtenir la hauteur d'eau précipitable.

La relation: $RT = 1.07 + 0.177 \mu$ nous permet de déterminer le contenu en eau de l'atmosphère très simplement. Les coefficients de cette relation sont fixes et ne dépendent que du photomètre. Ainsi, pour un photomètre, dont les caractéristiques techniques sont constantes, on peut déterminer très simplement le contenu en eau de l'atmosphère après chaque séquence de mesure par une inversion de cette relation.

La comparaison des hauteurs d'eau précipitable obtenues à partir des mesures photométriques et à partir des radiosondages effectués à Bamako montre un écart qui varie de 6% à 8%. Ce résultat qui est satisfaisant, confirme le photomètre comme outil de premier choix dans la détermination de la hauteur d'eau précipitable dont la prise en compte dans les algorithmes de correction des données satellitaires des perturbations atmosphériques est nécessaire.

La détermination simultanée de l'épaisseur optique d'aérosols et de la hauteur d'eau précipitable dans une très grande variété de situations a permis une bonne approche de l'influence de l'humidité sur la taille et l'épaisseur optique des aérosols. L'hypothèse d'un gonflement des particules d'aérosols par la vapeur d'eau que nous avons suggérée lors de l'analyse des mesures d'épaisseur optique de Bidi a été vérifiée avec les mesures de Bamako.

Les relations $u = 2.258 - 0.781 \alpha$ et $u = -0.839 + 0.684 \beta$ obtenues avec des coefficients de corrélation respectifs de 0.83 et 0.82 prouvent que la taille des particules d'aérosols ainsi que le trouble atmosphérique augmentent avec l'humidité. Ce résultat pourrait expliquer partiellement les fortes valeurs de l'épaisseur optique d'aérosols observée en été (Ben Mohamed, 1988; Konaré, 1990; Faizoun, 1991). Bertrand (1977) avait signalé que les aérosols désertiques étaient peu hygroscopiques. La nature

hygroscopique des aérosols désertiques que nous avons souligné pourrait s'expliquer par l'apparition d'un nouveau type d'aérosols en relation avec les nouvelles sources d'aérosols (N'tchayi et al, 1994). Le problème plus complexe de l'interaction aérosols-nuages mérite également d'être pris en compte.

Les analyses des mesures photométriques de Bidi et de Bamako montrent que l'on peut en tirer beaucoup d'informations. Bien que la plupart des études réalisées soient confinées dans une période et un espace limités, elles montrent l'intérêt et la faisabilité des études à l'échelle régionale que le projet RAMESES se propose d'aborder. Il s'agit de mettre en place un réseau d'une quarantaine de stations de mesures photométriques, réparties dans 12 pays en Afrique au Nord de l'équateur et d'assurer son fonctionnement pendant 10 ans (2 périodes de 5 ans). Les expériences acquises au cours de ces différentes études seront mises à profit pour mener à bien un tel projet.

En perspective, une opportunité de grande importance pour les années futures est la Convention Internationale de lutte contre la désertification, demandée par les pays africains lors de la Conférence des Nations Unies qui s'est tenu à RIO de JANEIRO sur l'Environnement et le Développement en juin 1992 et signée en Juin 1994 à Paris. Les pays au sud du Sahara sont parmi les tous premiers concernés en raison de la baisse généralisée de la pluviosité qui les affecte depuis une trentaine d'année, baisse qui s'accompagne dans les régions les plus sensibles d'une érosion éolienne intense, cause première et durable de la désertification.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

d'Almeida G.A., L. Schutz 1983:

Number mass and volume distribution of mineral aerosol and soils of the Sahara
J. Climate Appl. Meteor., 22, 233-243.

d'Almeida G.A., 1985:

Report on the study of transport of sahelian particulate matter using
sunphotometer observations. WMO Tech. Report., n°45.

d'Almeida G.A., 1987:

On the variability of desert aerosol radiative characteristics J. Geophys. Res., 92,
3017-3026.

Ben Mohamed A., 1988:

Contribution à l'étude de l'aérosol sahélien au Niger. Thèse de Doctorat d'Etat.,
Université de Niamey, Niger

Bertrand J., J Baudet, A. Drochon, 1974:

Importance des aérosols naturels en Afrique de l'ouest. Symposium International
sur les échanges océan-atmosphère de matière à l'état particulaire. J. Rech. Atm.
VIII, 3-4, 845-860.

Bertrand J.J., 1977:

Action des poussières subsahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique
de l'ouest. Thèse d'Etat, 253, pp:197, Université de Clermont-Ferrand

Bertrand, J., G.A. d'Almeida, F. Lavenu, I.M. Diallo, M.Legrand, A.Konaré, G.N.
Mbourou, 1991:

Projet de Réseau de mesures photométriques "RAMESES".

Box, A.M. et A. Deepak, 1979:

Atmospheric scattering corrections to solar radiometry. Appl. Opt., 18,1941-
1949.

Cerf A., 1985 :

Contribution à l'étude des aérosols sahariens:Influence sur le transfert de rayonnement dans l'atmosphère, Caractéristiques optiques.

Thèse d'Etat n° 623 , Université des Sciences et Techniques de Lille

Carlson T.N.,1979:

Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analyses of brightness data. Mon. Wea.Rev., 107,322-335.

Dehainsala, W. 1990:

Influence des aérosols de brume sèche sur les rayonnements solaires reçus au sol et infrarouge descendant.Thèse de Doctorat Troisième Cycle, n°145, Université Nationale de Côte d'Ivoire.

Deuze, J.L., C.Devaux, M.Herman, R.Santer, D.Tanré, 1988:

Saharan aerosols over south of France, Characterization derived from satellite data and ground based measurements, J. Clim. Appl. Meteor., 27, 5, 680-686.

Devaux, C., M.Herman , R.Santer, and D. Tanré. 1988:

On the complementarity of solar transmission and aureole measurements to derive the aerosol size distribution: Application to desert aerosol characteristics retrievals.IRS'88: Current problems in atmospheric radiation. 557-560.

Doniergue, J.L., 1980.

Contribution à l'étude de l'aérosol atmosphérique en région intertropicale. Thèse Etat. Université Paul Sabatier, Toulouse.

Eli T., S.G. Lipson and A.D. Devir, 1982:

Atmospheric aerosols investigated by inversion of experimental transmittance data.. Appl. Optics vol. 21. N° 16.

Fouquart Y., B. Bonnel, G. Brogniez, J.C. Buriez, L. Smith, J.J. Morcrette, A Cerf. 1987:

Observations of Saharan aerosols: results of ECLATS experiment.

Part II:Broad band radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence. J. Clim. and Appl.Meteor., 26, 38-52.

Kaufman Y.J. and R.S. Fraser, 1984:

Atmospheric effect on classification of finite fields, *Remote sensing Environ.* 15, 95-118.

Frouin R., P.Y. Deschamps et P. Lecomte, 1990:

Determination from space of atmospheric total water amounts by differential absorption near 940 nm: Theory and airborne verification. *J. Appl. Meteor.*, 29, 448-460.

Gomes L., Bergarnetti G., Coudé-Gaussen, G., P. Rognon, 1990:

Submicron desert dusts: A sandblasting process. *J. Geophys. Res.*, 95 13927-13935.

Holben, B.N., T.Eck and R.Fraser, 1991.

Temporal and spatial variability of the aerosol optical depth in the Sahel region in relation to vegetation remote sensing, *International Journal of Remote Sensing*, 12, 1147-1163

Holben, B.N., KIMES D., and R.Fraser, 1986.

Directional reflectance response in AVHRR red and near infrared bands for three cover types and varying atmospheric conditions. *Remote Sensing of Environment*, 19, 213-236.

Jankowiak, I., 1994: Protocole de transfert des données. Exposé, Atelier PHOTONS, Lille, 24-29 mai.

Justice, C.O., T. Eck, D. Tanré, and B. Holben, 1991.

The effect of atmospheric water vapor on vegetation index observations, *Int. J. Remote Sens.*

King, M.D., D.M. Byrne, B.M.Herman and J.A.Reagan, 1978:

Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2153-2167.

Konaré, A., 1990: Exploitation des mesures photométriques réalisées par le LERTS de Toulouse, à Bidi (Burkina Faso). DEA, Université. Nationale de Côte d'Ivoire.

Lacaux J.P., 1993.

Identification des sources de gaz et d'aérosols en Afrique Inter-tropicale par l'étude des caractéristiques physico-chimiques des précipitations. Exposé: Ecole d'Hiver MEDIAS " Les climats subtropicaux et leur évolution". Niamey 6-17 déc.

Legrand M., J.J. Bertrand and M. Desbois 1982:

Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'ouest à l'aide de Meteosat 1 (premiers résultats), La Météorologie, 29, 153-159.

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., J.J. Bertrand, M. Desbois, L. Menenger, 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, n° 787, Université de Lille Flandres Artois.

Marquardt D.W., 1963:

An algorithm for least square estimation of nonlinear parameters J. SIAM 11 431-441.

McClatchey, R.A., R.W.Fenn, J.E.A. Selby, J.S.Garing et F.E. Volz, 1971:

Optical properties of the atmosphere. (AFCRL-71-0279) Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford Mas.

Monteny B., G. Gosse 1977:

Trouble atmosphérique et rayonnement solaire en basse C.I. Agricultural Meteorology, 19, 121-136

N'Tchayi M.G., J.J. Bertrand, M. Legrand, J. Baudet, 1994:

Temporal and spatial variations of atmospheric dust loading throughout West Africa over last thirty years.. Annales Geophysicae., 12, 265-273.

Nickling W.G., J.Gillies, 1991:

Sahelian aerosols (Mali). Final report n°3, IDRC Project, 3P 86-1045. Univ. of Guelph, Ontario, Canada.

Orange D., Gac J.Y., Probst J.L. et Tanné D., 1990:

Mesure du dépôt au sol des aérosols désertiques. Une méthode simple de prélèvement : le capteur pyramidal. C. R. Acad. Sc. Paris.

Patterson, E.M., Gillette, D.A. and Stockon, B.H., 1977:

Complex index of refraction between 300 and 700 nm for saharan aerosols. J. G. R., 82, 3153-3160.

Paltridge G.W., G.M.R. Platt, 1976:

Radiative processes in Meteorology and Climatology. Developments in Atmospheric Sciences 5. Elsevier Publish. Comp.

Prospero J. M., D.L. Savoie, T.N. Carlson and R.T. Nees., 1979:

Monitoring Saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements. Saharan Dust, SCOPE 14, C Morales. 171-186.

Prospero J.M., R.A. Glacom and R.T. Nees, 1981:

Atmospheric transport of soil dust from Africa to south America. Nature, 289, 570-572.

Shettle, E.P., 1984.

Optical and radiative properties of a desert aerosol model. Proceedings of Symposium on radiation in the atmosphere, edited by G. Fiocco, (Hampton, VA: A. Deepak Publishing), pp. 74-77.

Schütz L., R. Jaenicke 1974:

Particle number and mass distributions above 10i-4i cm radius in sand and aerosol of the Sahara Desert J. Appl. Meteor., 13, 863-870.

Schütz L., R. Jaenicke. H. Petrick, 1977:

Saharan dust transport over north Atlantic ocean. Proc. AAAS Symposium desert dust: origin, characteristics and effect on man. Dever. Univ. of Arizona.

Soufflet V., C.Dévaux et D.Tanré,1992:

Modified Langley plot method for measuring the spectral aerosol optical thickness and its daily variations. *Appl. Opt.*,31, 12

Thomason, L.W., B.M.Herman, R.M.Schotland et J.A. Reagan,1982:

Extraterrrestrial solar flux measurement limitations due to a Beer's law assumption and uncertainty in local time. *Appl. Opt.*, 21, 7, 1191-1195.

Tanré, D., C. Deroo, P. Duhaut, M. Herman, J.J. Mocrete, J. Perbos et P. Y. Deschamps, 1986:

Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum: manuel de description et d'utilisation du logiciel 5S.

Tanré D., Deroo C., Herman M., Mocrete J., Perbos J., Deschamps PY. 1990.

Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum *Int. J. Remote Sens.*, vol. 11, pp 659-668.

Tanré D., and M. Legrand 1991:

On the satellite retrieval of Saharan dust optical thickness over land: two different approaches. *J. Geophys. Res.*

Vermeulen A., 1994:

Inversion des mesures photométriques. Exposé, Atelier PHOTONS, Lille, 24-29 mai.

Vehil Raoul, 1987:

Etude de l'effet radiatif de l'aérosol dans la couche limite atmosphérique. Thèse de Doctorat d'Etat, n°1301. Université de Toulouse.

Vovor Mawupe.K.E, 1991:

Etudes des masses de poussières sahariennes et leur transport à l'aide du satellite Météosat durant les années 1984 et 1985. Thèse de Doctorat Troisième Cycle. Université Nationale de Côte d'Ivoire.

Yaalon D.H. and Ganor E., 1979:

East mediterranean trajectories of dust carrying storms from the Sahara and Sinai. Ed. C. Morales, SCOPE report 14, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 187-196.

ANNEXES

ANNEXE I RAPPORT D'INTERCOMPARAISON DES PHOTOMETRES
CIMEL ET NOLL

ANNEXE II BILAN DES MESURES EFFECTUEES

ANNEXE III COMPARAISON DES EPAISSEURS OPTIQUES AUX CANAUX
EN COMMUN (440 ET 870 NM) DES PHOTOMETRES CIMEL
5 FILTRES ET 6 FILTRES.