

Mise en œuvre et validation d'une méthode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaires en Europe à l'aide de mesures satellitaires Meteosat (années 1983, 1984 et 1985)

Nathalie Michaud-Regas

▶ **To cite this version:**

Nathalie Michaud-Regas. Mise en œuvre et validation d'une méthode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaires en Europe à l'aide de mesures satellitaires Meteosat (années 1983, 1984 et 1985). Océan, Atmosphère. Université Paris-Diderot - Paris VII, 1986. Français. NNT : . pastel-00956605

HAL Id: pastel-00956605
https://pastel.hal.science/pastel-00956605

Submitted on 7 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T H E S E

présentée

A L'UNIVERSITE DE PARIS VII

Pour obtenir le

DOCTORAT DE SCIENCES

par

Natalie MICHAUD-REGAS

MISE EN OEUVRE ET VALIDATION D'UNE METHODE OPERATIONNELLE ET AUTOMATIQUE POUR L'EVALUATION D'ATLAS SOLAIRES EN EUROPE A L'AIDE DE MESURES SATELLITAIRES METEOSAT (ANNEES 1983, 1984 et 1985).

Soutenue le 9 juin 1986 devant la commission d'examen :

M. MOUVIER G.	Président
Mme VILLIEN C.	Examinateurs
MM. VIGNERON J.	
WALD L.	
PLAZY J.L.	

Autant en enschtroumpfe le vent

à mes schtroumpfs.

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué au Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (C.T.A.M.N.).

Je remercie Monsieur MOUVIER, Directeur du Laboratoire de Chimie de la Pollution à Paris VII de m'avoir acceptée dans sa formation.

Je remercie Monsieur VIGNERON, Responsable du Groupe de Recherche Energie et Environnement à Paris VII d'avoir été mon directeur de Thèse.

Je remercie M. MONGET, Directeur du C.T.A.M.N. de m'avoir accueillie dans son laboratoire.

Je veux particulièrement remercier M. WALD, qui a encadré mon travail, pour ses conseils, ses connaissances, sa patience et son amitié.

Je remercie Madame VILLIEN, Chef de la Subdivision Climatologie/ Développement à la Direction de la Météorologie Nationale et M. PERRIN DE BRICHAMBAUT d'avoir jugé mon travail.

Je remercie M. PLAZY, de l'Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie, M. NEIRAC, de l'Ecole des Mines de Paris, M. FILLIOUX du Centre Scientifique et Technique du Bâtiment et toutes les personnes qui m'ont aidée dans ce travail.

Je remercie Geneviève pour la dactylographie, Lionel pour les travaux photographiques et Natalie pour la charrette.

P L A N

Pages

INTRODUCTION 5

CHAPITRE I : GENERALITES SUR LE RAYONNEMENT SOLAIRE..... 9

I.1. Quelques définitions, notations et variables utilisées..... 9
I.1.1. Quelques définitions..... 9
I.1.2. Notations et variables utilisées.....11
I.2. Distribution spectrale.....13
I.3. Extinction atmosphérique.....13
I.3.1. L'absorption atmosphérique.....13
I.3.2. La diffusion atmosphérique.....14

CHAPITRE II : INTERPRETATION DES IMAGES SATELLITAIRES.....18

II.1. Introduction.....18
II.2. Description sommaire du satellite Météosat.....18
II.3. Interprétation des images.....19

CHAPITRE III : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE DE L'EVALUATION DU RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A L'AIDE DE DONNEES SATELLITAIRES.....21

III.1. Les méthodes statistiques.....21
III.1.1. Introduction.....21
III.1.2. Méthode de TARPLEY (1979).....23
III.1.3. Méthode de PASTRE (1981).....27
III.1.4. Méthode de REINHARDT et SCHWARZMANN.....29
III.1.5. Conclusion.....31
III.2. Les méthodes physiques.....32
III.2.1. Introduction.....32
III.2.2. Un modèle physique simple : DEDIEU et al. (1983).....33
III.2.3. Méthode de GAUTIER et al. (1980).....37
III.2.4. Méthode de RASCHKE et PREUSS (1979).....39
III.2.5. Méthode de MOSER et RASCHKE (1981).....41
III.3. Conclusion.....45

CHAPITRE IV : LA METHODE DU C.T.A.M.N. (Centre de Télédétection d'Analyse des Milieux Naturels) POUR LA CARTOGRAPHIE QUOTIDIENNE DU RAYONNEMENT GLOBAL HORAIRE.....46

IV.1. Introduction.....46
IV.2. La méthode de CANO (1982).....46
IV.2.1. Présentation de la méthode.....46
IV.2.2. Prétraitement des données satellitaires.....47
IV.2.3. Construction de la carte d'albédo référence.....47
IV.2.4. Evaluation de l'indice d'ennuagement.....49
IV.2.5. Relation statistique entre l'indice d'ennuagement et la transmittance atmosphérique globale.....51
IV.2.6. Extension des coefficients aux points extérieurs au réseau.....52
IV.2.7. Précision de l'estimation du rayonnement global horaire.52
IV.3. La méthode utilisée opérationnellement au C.T.A.M.N.....54
IV.3.1. La rectification géométrique et le filtrage.....54
IV.3.2. Evaluation des indices d'ennuagement.....55
IV.3.2.1. Construction de la carte d'albédo référence.....55
IV.3.2.2. Comparaison des luminances normalisées et de l'albédo référence : évaluation des indices d'ennuagement.....55
IV.3.3. Evaluation du rayonnement global horaire.....56
IV.4. Présentation des données.....56
IV.4.1. Archivage des données.....56
IV.4.2. Périodes d'acquisitions.....57

CHAPITRE V : COMPARAISON DES MESURES SATELLITAIRES (les indices d'ennuagement) ET DES MESURES AU SOL (les transmittances atmosphériques globales).....69

V.1. Introduction.....69
V.2. Périodes de mesures.....70
V.3. Les différentes comparaisons effectuées.....71
V.4. Résultats pour l'année 1983.....72
V.4.1. Comparaison effectuée sur une période de 15jours.....72
V.4.2. Comparaison effectuée sur une période d'un mois.....72
V.4.3. Comparaison effectuée sur une période d'un an.....75
V.4.4. Le mois d'avril 1983.....76

V.5. Résultats pour l'année 1984.....91
V.5.1. Données disponibles.....91
V.5.2. Comparaison sur une période d'un mois.....91
V.5.3. Comparaison effectuée sur une période d'un an.....93
V.5.4. Remarques.....94
V.6. Résultats pour l'année 1985.....98
V.6.1. Comparaisone sur une période d'un mois.....98
V.6.2. Comparaison sur une période de 7 mois.....100
V.6.3. Remarques.....100
V.7. Estimation des transmittances atmosphériques par ciel clair et par ciel couvert.....105
V.7.1. Valeurs pour l'année 1983.....106
V.7.2. Valeurs pour l'année 1984.....107
V.7.3. Valeurs pour l'année 1985.....108
V.7.4. Valeurs du modèle de BOURGES.....109
V.8. L'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire obtenue par cette méthode et celles obtenues par des méthodes similaires.....112
V.9. Conclusion.....113

CHAPITRE VI : LES ATLAS SOLAIRES DE L'ANNEE 1983.....116

VI.1. Moyens actuels de mesure en vue de la construction d'Atlas rayonnement solaire.....116
VI.1.1. Les mesures pyranométriques.....116
VI.1.2. Les mesures déduites des durées d'insolation par application de la relation du type ANGSTROM.....117
VI.2. Atlas européen du rayonnement solaire pour l'année 1983.....117
VI.2.1. Introduction aux cartes.....117
VI.2.2. Description détaillée des cartes mensuelles d'irradiation globale.....118
VI.2.2.1. La carte de janvier.....118
VI.2.2.2. La carte de février.....119
VI.2.2.3. Les cartes de mars.....119
VI.2.2.4. Les cartes de juin.....120
VI.2.2.5. Les cartes de juillet..... 121
VI.2.2.6. Les cartes du mois d'août.....122
VI.2.2.7. Les cartes de septembre 123

VI.2.2.8. La carte du mois d'octobre.....123
VI.2.2.9. Les cartes de novembre.....124
VI.2.2.10. Les cartes de décembre.....125
VI.3. Conclusion.....125

CHAPITRE VII : DIFFERENTES APPLICATIONS DIRECTES DE CETTE METHODE.....140

VII.1. L'interpolation spatiale.....140
VII.2. L'extrapolation spatiale.....140
VII.3. L'extrapolation temporelle.....140
VII.4. Les applications dites "solaires".....142
VII.4.1. Le dimensionnement.....142
VII.4.2. La prévision de rentabilité.....142
VII.4.3. Le choix d'un système et de ses composants.....143
VII.4.4. Le choix d'une centrale électrosolaire thermique et de son emplacement.....143
VII.4.5. La conception architecturale assistée par micro-ordinateur : les méthodes CASAMO, CSTB.....143
CONCLUSION 145

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 149

ANNEXE A : DONNEES ASTRONOMIQUES, FORMULES D'INTERPOLATION ET D'APPROXIMATION.....154

ANNEXE B : DESCRIPTION DU SATELLITE METEOSAT.....156
B.1. Observation de la terre.....157
B.2. Diffusion des données station de DARMSTADT.....158

ANNEXE C : A METHOD FOR THE DETERMINATION OF THE GLOBAL SOLAR RADIATION FROM METEOROLOGICAL SATELLITE DATA.....162

INTRODUCTION

Les satellites météorologiques donnent une vision détaillée du globe terrestre dans les canaux visible et infra-rouge avec une precision spatiale de l'ordre du kilomètre.

De nombreux scientifiques ont déjà exploité, à l'aide de méthodes statistiques ou physiques, les images de ces satellites météorologiques afin d'évaluer le gisement solaire.

Les principaux intérêts de ces images sont les suivants :

- une couverture des zones d'accès difficile (océans...),
- une interpolation spatiale entre les stations météorologiques qui sont parfois distantes de plusieurs centaines de kilomètres,
- de longues séries temporelles des valeurs du rayonnement. Ceci est d'un intérêt considérable pour des zones peu étudiées, comme l'Afrique par exemple où actuellement les mesures sont peu fiables et trop éparses à la fois temporellement et spatialement.

Nous avons mis en oeuvre et validé une méthode statistique existante (CANO, 1983) afin d'obtenir une méthode opérationnelle et automatique d'évaluation du rayonnement global à l'aide des données du satellite Météosat. Nos travaux ont été effectués sur 29 mois de données.

Le premier chapitre de cette thèse est une présentation du rayonnement global et de toutes les grandeurs physiques et variables utilisées.

Le second chapitre introduit l'interprétation des images satellitaires et le satellite géostationnaire Météosat.

Le chapitre III présente les méthodes les plus connues d'évaluation du rayonnement global à l'aide de mesures satellitaires. Cette brève revue bibliographique nous permettra de comparer nos résultats à ceux des autres méthodes déjà existantes.

Le chapitre IV décrit précisément la méthode de CANO (1983) et la méthode opérationnelle au Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (C.T.A.M.N.).

La méthode de CANO est une méthode statistique dont les grands points sont les suivants :

- la construction d'une carte d'albédo planétaire par ciel clair (albédo référence) à partir d'une série temporelle d'images satellitaires sous des conditions de ciel clair,

- l'évaluation d'un indice d'ennuagement (n), en chaque point et à chaque instant, par comparaison d'une image satellitaire et de la carte d'albédo planétaire par ciel clair,

- l'évaluation de la relation linéaire entre la transmittance atmosphérique (K), définie comme étant le rapport du rayonnement global horaire (G_h) et du rayonnement hors atmosphère (G_{oh}), et l'indice d'ennuagement (n).

Cette relation est du type :

$$K = \frac{G_h}{G_{oh}} = -a\ n + b \quad \text{où} \quad a \text{ et } b > 0$$

Nous présentons les résultats de CANO sur deux périodes de test.

La méthode opérationnelle au C.T.A.M.N. est issue de celle de CANO. Elle utilise les données analogiques acquises par la station SDUS (Secondary Data User Station) du C.T.A.M.N.

Le projet a duré deux ans et demi au rythme de trois acquisitions quotidiennes dans le domaine visible.

La première modification fut d'adapter les logiciels écrits par CANO afin que la méthode puisse être opérationnelle sur un nombre très important de données et la seconde de rendre toutes les opérations automatiques et indépendantes afin de ne pas gêner les autres utilisateurs du Centre.

Afin d'établir les coefficients de régression de la relation linéaire entre la transmittance atmosphérique (K) et l'indice d'ennuagement (n), nous avons comparé ces deux ensembles de mesures (mesures satellitaires, n, et mesures au sol, K) sur différentes périodes et ces résultats sont regroupés dans le chapitre V.

Les mesures au sol ont été extraites des fichiers du réseau de la Météorologie Nationale. Ces deux ensembles de mesures ont été comparés à l'aide d'une méthode des moindres carrés. Les différentes comparaisons effectuées sont les suivantes :

- sur une période de 15 jours, station météorologique par station météorologique, toutes stations confondues, heure par heure (correspondant aux heures d'acquisitions des images satellitaires) et toutes heures confondues.
- sur une période d'un mois, station par station, toutes stations confondues, heure par heure et toutes heures confondues.
- sur une période d'un an (tous mois confondus), station par station, toutes stations confondues, heure par heure et toutes heures confondues.

Tout ceci a été fait dans le but de vérifier la linéarité de la relation entre la transmittance atmosphérique globale et l'indice d'ennuagement.

A chaque comparaison, quelle que soit la période choisie nous avons estimé le coefficient de corrélation, les erreurs quadratiques moyennes absolues et relatives sur l'estimation du rayonnement global horaire et les coefficients de régression a et b. Cette méthode nous permet d'obtenir pour chaque station et pour toutes stations confondues et pour chaque mois d'une année donnée, la transmittance atmosphérique par ciel clair et la transmittance atmosphérique par ciel couvert, ce qui est d'un intérêt certain en météorologie.

Le chapitre V conclut sur la comparaison de nos résultats et de ceux des autres méthodes présentées dans le chapitre III.

Le chapitre VI est un atlas du rayonnement global que nous avons calculé par cette méthode. Pour l'année 1983, nous décrivons ces atlas de façon détaillée afin de mettre en évidence tous les micro-climats connus ou inconnus. Cette étude s'avère particulièrement instructive sur les océans.

Le chapitre VII permet d'avoir une idée des différentes applications directes de cette méthode.

La première application serait d'affiner et de compléter les atlas déjà existants par l'interpolation spatiale et l'extrapolation spatiale et temporelle.

La seconde est dans le domaine des applications dites "solaires", le dimensionnement, le choix de l'installation la moins coûteuse, la prévision de rentabilité, la conception architecturale assistée par micro-ordinateur...

La conclusion souligne le fait que cette méthode est la seule à avoir été testée sur un aussi grand nombre de données (1800 cas) et sur une aussi longue période (29 mois). Une telle période de test permet de prouver la fiabilité de la méthode et de mettre en évidence les différentes modifications envisageables afin d'améliorer le processus d'estimation du gisement solaire par cette méthode. Nous rappelons les principales applications de cette méthode et son utilisation éventuelle dans l'avenir.

CHAPITRE I

GENERALITES SUR LE RAYONNEMENT SOLAIRE

En moyenne 98% du rayonnement émis par le soleil atteignant la terre sont compris dans un domaine spectral de 0,29 à 4 µm. En météorologie, le rayonnement compris entre 0,29 et 4 µm est appelé rayonnement solaire. L'évaluation du rayonnement solaire parvenant au sol nécessite la connaissance de la géométrie du système terre-soleil (annexe A) mais aussi de la répartition spectrale du rayonnement solaire parvenant à la limite de l'atmosphère et des lois régissant son extinction.

I.1. Quelques définitions, notations et variables utilisées

Les notations utilisées sont celles préconisées par la Commission des Communautés Européennes (DOGNIAUX et al., 1984).

I.1.1. Quelques définitions

Les quantités photométriques définies ci-dessous d'après WALD (1985) sont des quantités spectrales. Elles doivent être définies en fonction de la longueur d'onde λ, mais pour simplifier l'écriture, l'indice λ et l'adjectif spectral seront abandonnés lorsqu'il n'y aura pas d'ambiguité et la dépendance vis-à-vis de la longueur d'onde sera implicite.

Le flux (F) (flux en anglais) est la valeur instantanée d'un débit de rayonnement. C'est une puissance rayonnée qui s'exprime en Watt (W). C'est ce que mesure réellement le radiomètre du satellite.

La luminance (L) (radiance en anglais) est la quantité de flux par unité d'angle solide reçue par unité de surface ($W.m^{-2}.sr^{-1}$). Si d^2F désigne l'élément de flux provenant d'une source vue sous un angle solide $d\Omega$ depuis le récepteur d'aire dA et si θ désigne l'angle entre la normale à dA et le pinceau lumineux (figure I.1) alors la luminance s'écrit :

$$L = d^2F/(d\Omega\ dA\ \cos\theta)$$

L'éclairement (I) (irradiance en anglais) est égal à la valeur locale du rapport entre le flux dF reçu par le récepteur et l'aire dA de ce récepteur. C'est une puisssance reçue par unité de surface ($W.m^{-2}$). Si θ et ϕ désignent les paramètres directeurs du rayonnement (figure I.2) l'éclairement s'écrit :

$$I = \frac{dF}{dA} = \int_{\text{hémisphère}} L(\theta,\phi)\ \cos\theta d\Omega$$

C'est la somme des rayonnements éclairant la surface dA.
Si la luminance de la source est uniforme alors :

$$I = L \int_{\text{hémisphère}} \cos\theta d\Omega = \pi L$$

Par contre si le rayonnement ne provient que d'une direction (soleil par exemple) l'éclairement s'écrit :

$$I(\theta,\phi) = \int_{\text{hémisphère}} L(\theta_0,\phi_0)\ \delta(\theta-\theta_0,\ \phi-\phi_0)\ \cos\ \theta_0\ d\Omega_0$$

où δ est la fonction de DIRAC.

L'irradiation (irradiation en anglais) est l'intégrale d'un éclairement par rapport au temps ($Wh.m^{-2}$).

- Soit une surface dA recevant l'élément de flux $d^2F_0\ (\theta_0,\ \phi_0)$ de la direction angulaire définie par (θ_0,ϕ_0) (figure I.3) et soit le flux réfléchi $d^2F(\theta,\phi)$. Alors l'albédo planétaire (albédo atmosphérique + albédo des nuages + albédo de surface) s'écrit :

$$\rho(\theta_0,\ \phi_0,\ \theta,\ \phi) = \frac{d^2F d\Omega_0 \cos\theta_0}{d^2F_0 d\Omega \cos\theta}$$

$$\rho(\theta_0,\ \phi_0,\ \theta,\ \phi) = \frac{L(\theta,\phi)}{L_0(\theta_0,\phi_0)}$$

Météosat étant un satellite géostationnaire, la direction du flux réfléchi est figée. De plus PINKER et RAZGAITIS (1983) montrent (figure I.4) que pour un angle zénithal solaire, γ, variant de 20° à 60°, les variations de l'albédo planétaire sont de l'ordre de 3%. Pour ($10° < \gamma < 70°$), le maximum de variation au cours de la journée est de 7%. Nous supposerons donc les corps lambertiens, c'est-à-dire que la réflexion est indépendante de la direction de réémission.

I.1.2. Notations et variables utilisées :

Les lettres grecques sont utilisées pour les angles et, en règle générale, pour les grandeurs sans dimension.

L'indice o est utilisé pour hors atmosphère ou astronomique,
l'indice h, pour l'heure,
l'indice d, pour le jour,
l'indice m, pour le mois,
l'indice g, pour le sol,
l'indice c, pour le ciel clair,
l'indice b, pour le ciel couvert.

GRANDEURS SANS DIMENSION

α angle azimutal d'un plan, c'est-à-dire l'angle formé par la projection de la normale au plan sur un plan horizontal et le sud vrai (hémisphère nord) ou le nord vrai (hémisphère sud).

ϕ latitude.

λ longitude.

γ hauteur du soleil au-dessus de l'horizon.

Ψ azimut du soleil, mesuré à partir du sud vrai dans l'hémisphère nord, positivement vers l'ouest et négativement vers l'est.

δ déclinaison du soleil, c'est-à-dire l'angle entre la direction du soleil et le plan équatorial.

ω angle horaire du soleil, mesuré à partir du midi vrai positivement pour l'après-midi.

ζ angle zénithal du soleil, c'est-à-dire l'angle entre le centre du disque solaire et la verticale

$$\zeta = \frac{\pi}{2} - \gamma$$

Pour une description plus précise des grandeurs astronomiques, voir l'annexe A.

GRANDEURS AVEC DIMENSIONS

Terme	Symbole	Définition	Unité
Eclairement direct	I	Eclairement (énergétique) dû au rayonnement solaire direct d'une surface perpendiculaire au faisceau incident.	$W.m^{-2}$
Eclairement hors - atmosphère	I_{oj}	Eclairement dû au rayonnement solaire hors atmosphère d'une surface perpendiculaire au faisceau incident au jour j.	$W.m^{-2}$
Eclairement global	G	Somme des éclairements direct et diffus d'une surface réceptrice.	$W.m^{-2}$
Irradiation globale horaire	G_h	Intégrale de G sur une durée d'une heure.	$Wh.m^{-2}$
Irradiation globale journalière	G_d	Intégrale de G sur une durée d'un jour.	$Wh.m^{-2}$
Durée d'insolation astronomique	S_o	Durée de l'intervalle de temps dans une journée pendant lequel la hauteur du soleil est positive (pas de correction de réfraction).	h
Durée d'insolation	S	Durée d'insolation journalière mesurée pour un éclairement solaire direct dépassant un seuil donné. La CIMO (OMM) recommande pour le seuil, la valeur de 120 $W.m^{-2}$.	h

La constante solaire (I_0) est le flux solaire moyen reçu par une unité de surface en dehors de l'atmosphère terrestre à la distance moyenne entre la terre et le soleil de 1,495 10^{11}m (unité astronomique). La World Radiometric Reference (WRR) fixe la constante solaire à 1370 ± 6 W/m^2 en unité SI : ces variations sont dues aux variations annuelles régulières de la distance entre la terre et le soleil.

I.2. Distribution spectrale

La répartition spectrale du rayonnement solaire ne correspond pas exactement à celle d'un corps noir. Cependant, si l'on ne s'intéresse qu'au rayonnement solaire pour les longueurs d'onde comprises entre 0,3 et 4 µm) on peut considérer que la photosphère émet comme un corps noir à la température de 5730 K (figure I.5).

I.3. Extinction atmosphérique

Lors de la traversée de l'atmosphère, le rayonnement solaire est affaibli par absorption et diffusion par les molécules gazeuses et les aérosols.

Cette extinction est fonction du nombre de molécules et de particules rencontrées par le rayonnement.

I.3.1 L'absorption atmosphérique

L'atmosphère gazeuse est composée principalement d'azote (78 %) et d'oxygène (21 %), mais aussi de composés divers possédant éventuellement des bandes d'absorption dans le domaine des longueurs d'onde solaires : gaz carbonique, oxydes d'azote, gaz rares, ozone, vapeur d'eau, etc... Pratiquement, seuls ces deux derniers gaz interviennent de manière sensible dans l'absorption gazeuse de l'atmosphère (figure I.5).

- L'ozone : forte absorption pour les longueurs d'onde inférieure à 0,3 µm, faible entre 0,5 et 0,7 µm.

- La vapeur d'eau : nombreuses et larges bandes toutes situées à des longueurs d'onde supérieures à 0,65 µm.

I.3.2. La diffusion atmosphérique

Il s'agit d'une redistribution spatiale du rayonnement par des particules matérielles : molécules, aérosols, gouttelettes et cristaux de nuages. Chacune de ces particules est caractérisée par sa taille (rayon effectif r). Selon les valeurs relatives de la longueur d'onde λ et du paramètre dimensionnel r, on observe 3 formes de diffusion :

- $\lambda \gg r$: diffusion moléculaire (Rayleigh),
- $\lambda \simeq r$: diffusion par les aérosols (Mie),
- $\lambda \ll r$: diffusion par les gouttelettes.

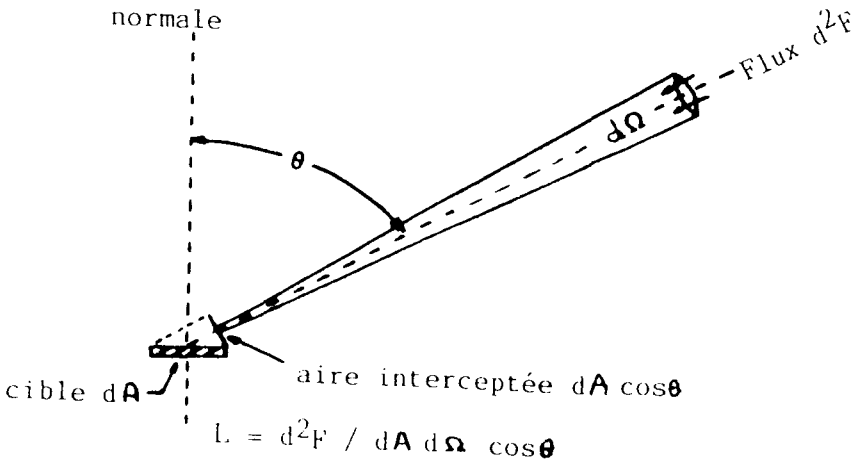


FIGURE I.1 : Définition de la luminance
In WALD (1985)

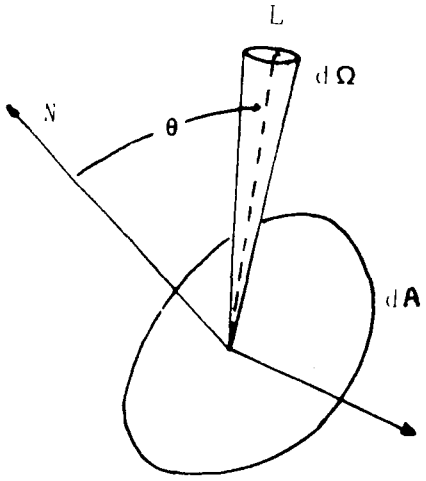


FIGURE I.2 : Définition de l'éclairement
In WALD (1985)

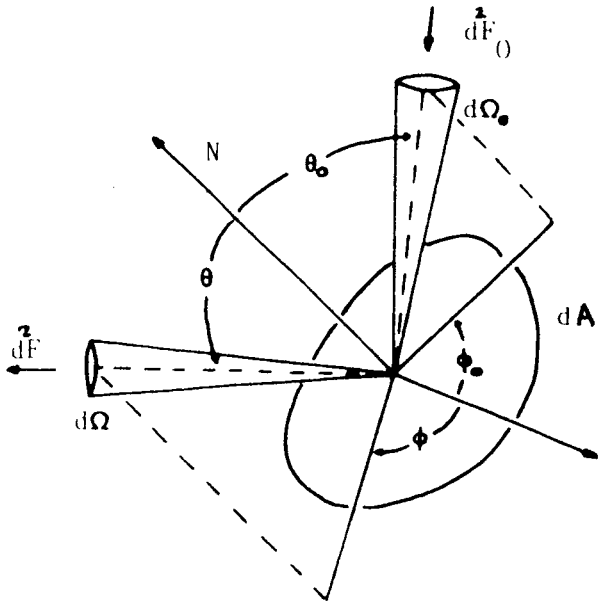


FIGURE I.3 : Définition de l'albédo planétaire
In WALD (1985)

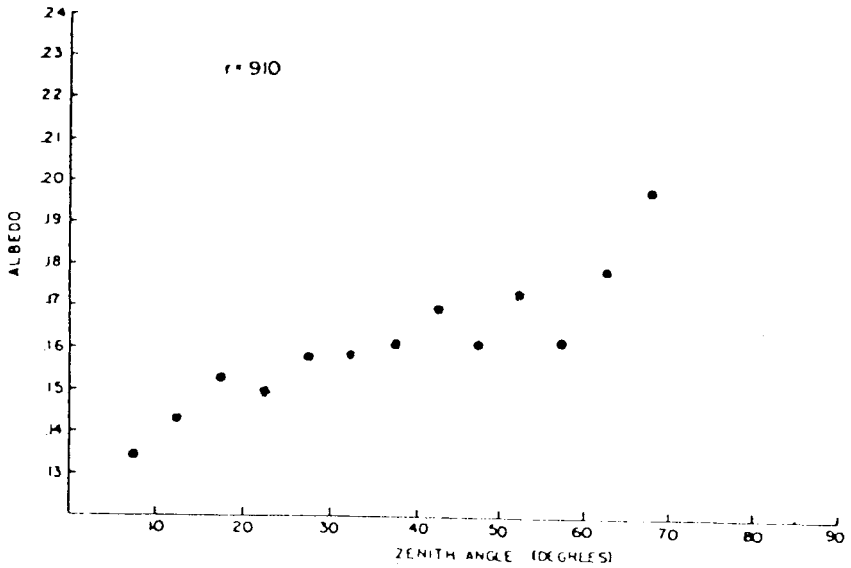


FIGURE I.4 : Albédo planétaire par ciel clair au-dessus des grandes plaines en fonctions de l'angle zénithal solaire.
In PINKER et RAZGAITIS (1983)

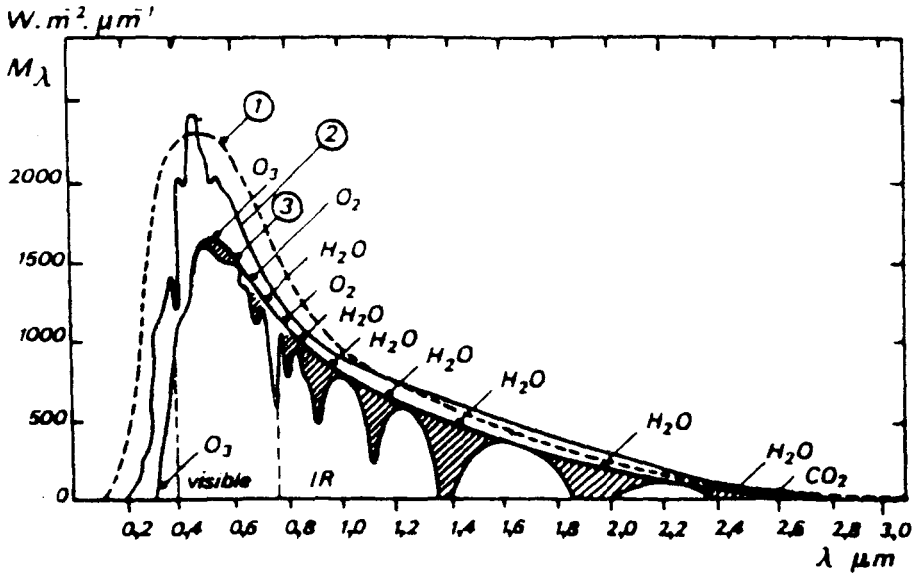


Figure I.5 : Répartition spectrale du rayonnement solaire (d'après PERRIN DE BRICHAMBAUT et VAUGE, 1982)

1) Corps noir à 5800 K
2) Spectre à la limite de l'atmosphère
3) Spectre au niveau de la mer. Les zones rayées représentent les bandes d'absorption.

CHAPITRE II

INTERPRETATION DES IMAGES SATELLITAIRES

II.1. Introduction

Certains satellites sont équipés de radiomètres qui mesurent (dans un certain domaine de fréquences), en quelques micro-secondes, le flux provenant d'un élément de surface de la terre (pixel).

L'image est obtenue par le balayage et le décalage pas à pas du radiomètre et sa résolution dépend de l'angle solide du récepteur du radiomètre et de la position du satellite.

La taille d'un pixel varie de quelques centaines de m^2 à quelques dizaines de km^2 selon le satellite.

Un radiomètre est caractérisé par la réponse spectrale de chacun de ses capteurs.

En dehors des bandes spectrales d'observation, la réponse spectrale des capteurs doit être nulle.

II.2. Description sommaire du satellite Météosat

Nous avons travaillé sur des données du satellite Météosat, acquises par une station SDUS au C.T.A.M.N. Nous décrirons ci-dessous brièvement le système Météosat et pour plus de détails le lecteur est invité à se reporter à l'annexe B.

Météosat est un satellite géostationnaire de position nominale 0°N, 0°E à 36.000 km d'altitude. Météosat est muni d'un radiomètre qui lui permet de mesurer la luminance provenant de chaque partie élémentaire de surface (pixel) dans l'une des bandes spectrales suivantes :

- canal visible (VIS) longueur d'onde 0,4 à 1,1 µm,
- canal vapeur d'eau (VW) de 5,7 à 7,1 µm,
- canal infra rouge (IR) de 10,5 à 12,5 µm.

Les images sont transmises à Darmstadt où elles subissent un prétraitement destiné à corriger certains défauts élémentaires avant d'être renvoyées à Météosat qui les diffuse sous forme numérique ou analogique, à des stations d'utilisateurs (PDUS, SDUS).

II.3. Interprétation des images

Les luminances mesurées dans le domaine "visible" proviennent de la réflexion des radiations solaires par la terre ou par les nuages.

L'albédo des nuages épais est très élevé (de l'ordre de 0,6 à 0,9), et est de même ordre que celui de la neige et des zones désertiques. L'albédo des surfaces continentales est inférieur à 0,3 et celui des océans de l'ordre de quelques pourcents.

Sur les images visibles les zones d'albedo élevé (neige, nuages, déserts) apparaissent comme très brillantes, les océans et les rivières comme très sombres et les sols sont représentés par les zones de gris intermédiaires (figure II.1).

Dans le domaine infra-rouge thermique, les luminances mesurées sont directement liées à la température du corps observé (loi de PLANCK).

Sur les images infra-rouges, les zones froides ont une faible luminance. Cependant certains nuages ont une transmittance notable (>0,5) dans ce domaine spectral et la luminance mesurée proviendra à la fois de la radiation émise par la terre et de celle transmise par le nuage. Dans de tels cas le nuage apparaît plus chaud qu'il n'est en réalité. Ce type de nuage sera quasiment indiscernable ainsi que les nuages de faibles altitudes qui ont une température proche de celle des sols (figure II.1).

Même en combinant les deux canaux VIS et IR, il existe des cas où on ne peut pas discriminer les nuages, par exemple présence de stratus sur la neige.

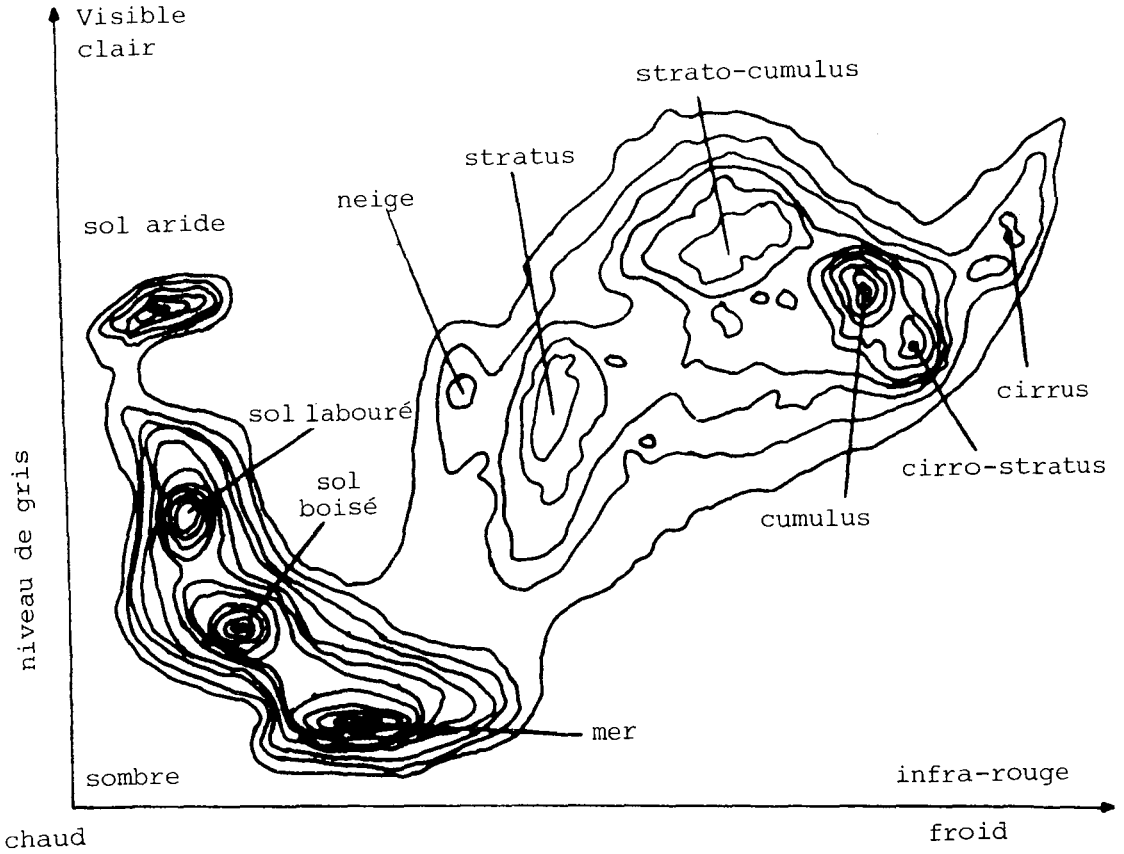


FIGURE II.1 : Schématisation d'un histogramme bidimensionnel des luminances mesurées dans le domaine visible (axe y) et infra-rouge (axe x). D'après GUBE (1980).

CHAPITRE III

REVUE BIBLIOGRAPHIQUE DE L'EVALUATION DU RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL A L'AIDE DE DONNEES SATELLITAIRES

Les satellites météorologiques fournissent une observation du globe terrestre dans les spectres visible et infra-rouge thermique avec une résolution de 1 à 25 km^2 et une période d'observation variant de 30 mn à 12 h. De nombreuses méthodes ont été élaborées pour évaluer le rayonnement global à partir de ces informations satellitaires. Elles sont usuellement séparées en deux catégories, les méthodes statistiques et les méthodes physiques :

- la première catégorie utilise des relations statistiques entre les mesures satellitaires et les mesures d'irradiation au sol,
- la seconde utilise des modèles physiques de transfert radiatif permettant de calculer une relation entre les mesures satellitaires et les mesures d'irradiation au sol.

Cette revue n'est pas exhaustive mais nous tenons simplement à présenter les grands principes de ces deux catégories. Pour une bibliographie plus détaillée, le lecteur peut se reporter à HAY (1985).

III.1. Les méthodes statistiques

III.1.1. Introduction

Les méthodes statistiques ne sont pas dépourvues de physique et prennent en compte un certain nombre de phénomènes physiques (variations de l'élévation du soleil, diffusion, absorption...).

Une méthode statistique par définition va estimer une ou plusieurs relations statistiques entre deux ensembles de points. L'un de ces ensembles sera des mesures au sol (ex : rayonnement global, durée d'insolation) ou ses dérivées (ex : transmittance atmosphérique globale). L'autre ensemble sera celui des mesures satellitaires ou ses dérivées.

Etant donné qu'il n'y a pas de corrélation satisfaisante entre l'ensemble des mesures satellitaires directement issues du radiomètre et les mesures au sol (voir par exemple DEDIEU, 1984), tous les auteurs ont utilisé comme second ensemble des dérivées des mesures satellitaires. Ils ont calculé un index de nébulosité ou indice d'ennuagement de définition variable selon les auteurs. C'est l'ensemble de ces index qui est corrélé à l'ensemble des mesures au sol (ou ses dérivées).

Le calcul de l'index fait intervenir des seuils en plus ou moins grand nombre et dont la détermination peut être arbitraire ou provenir de la connaissance de l'albédo du sol. C'est le réalisme de ce calcul qui définira la qualité des résultats de la méthode. Par exemple TARPLEY (1979) choisit deux seuils de luminance, en fonction uniquement du niveau du signal, déterminant ainsi trois classes de couverture nuageuse : ciel clair, couvert à 50 %, complètement couvert. A chaque pixel de l'image est donc attribuée une valeur ternaire. Ensuite en moyennant spatialement sur des carrés de plusieurs pixels il obtient pour chacun de ces carrés un pourcentage continu de couverture nuageuse, qu'il relie statistiquement au rayonnement global horaire journalier.

Il faut souligner que la plupart des méthodes, qu'elles soient physiques ou statistiques, requièrent la connaissance de l'albédo du sol ou de l'albédo planétaire par ciel clair. L'albédo est en général déterminé en utilisant une série temporelle d'images satellitaires et en supposant qu'en chaque pixel, l'albédo est donné par la valeur minimale de la série temporelle des valeurs satellitaires observées en ce pixel.

Afin d'illustrer les différentes techniques utilisées dans les méthodes statistiques nous allons développer trois méthodes et leurs résultats.

III.1.2. Méthode de TARPLEY (1979)

TARPLEY utilise les mesures du satellite géostationnaire GOES 1 pour estimer l'éclairement horaire et journalier dans les Grandes Plaines des Etats-Unis du 7 juin au 15 août 1977.

La "luminance ciel clair" (L_c) est donnée par l'équation suivante :

$$L_c = a + b \cos \xi + c \sin \xi \cos \rho + d \sin \xi \cos^2 \rho$$

où a, b, c, d sont des coefficients de régression et ρ et ξ sont respectivement la différence des azimuts du soleil et du satellite et l'angle zénithal local.

Les luminances calculées (à l'aide de l'équation de régression précédente) sont utilisées pour définir deux seuils déterminant trois classes de couverture nuageuse : claire, 50 % couverte, 100 % couverte et un pourcentage de couverture nuageuse N défini par

$$N = \frac{0,5\ N_2 + N_3}{N_1 + N_2 + N_3}$$

où N_1, N_2, N_3 est le nombre de pixels dans chacunes des trois classes.

Une relation linéaire permettant d'obtenir le rayonnement global au sol est calculée par régression pour chaque classe.

Les rayonnements globaux horaires estimés sont corrélés aux mesures pyranométriques pour les cas ciel clair, ciel partiellement nuageux et ciel nuageux.

Dans le cas du ciel clair ($N < 0,4$) le coefficient de corrélation est très élevé (0,94) et l'erreur relative est de moins de 10% de l'irradiation horaire moyenne sous des conditions ciel clair (figure III.1.a). L'écart type est de 5,56 Langleys (65 Wh/m^2).

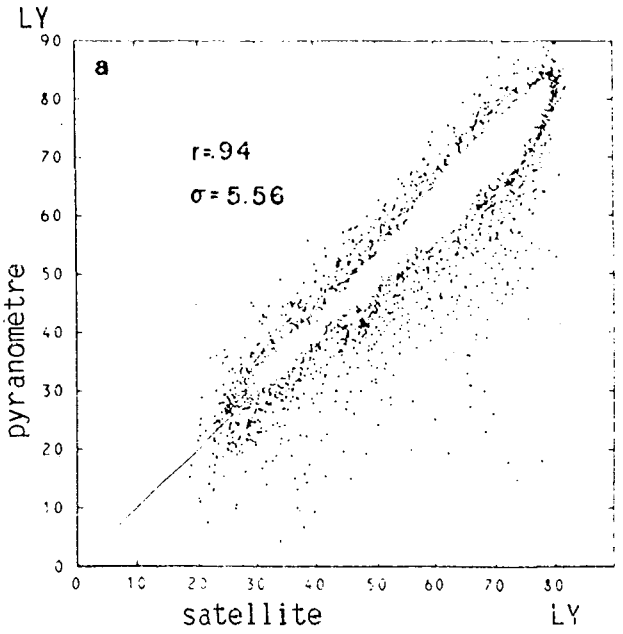
L'exactitude de l'estimation de l'irradiation sous conditions partiellement nuageuses et nuageuses est réduite.

Dans le cas du ciel partiellement nuageux (figure III.1.b) ($0,4 \leqslant N < 1$), le coefficient de corrélation est égal à 0,77 et l'écart-type est de 12,19 Langleys (142,3 Wh/m^2).

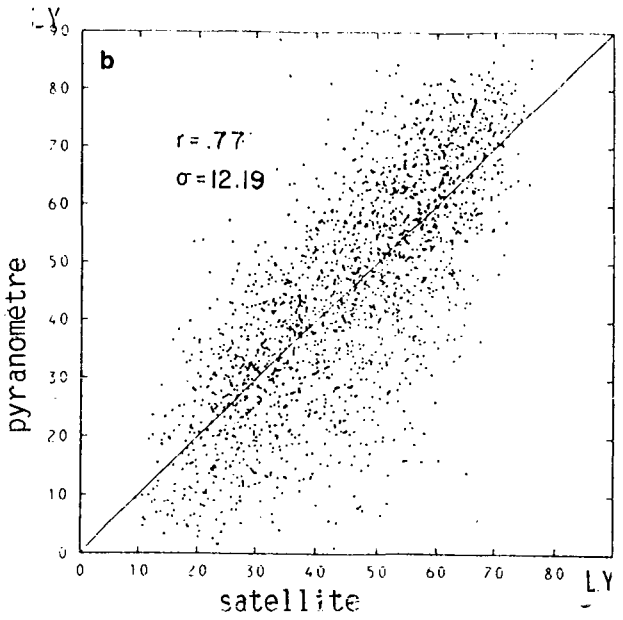
Dans le cas du ciel totalement nuageux (figure III.1.c) le coefficient de corrélation est de 0,7 et l'écart-type de 11,36 Langleys (132,6 Wh/m^2).

Les erreurs relatives sont de 30 et 50% de l'irradiation horaire moyenne respectivement sous conditions ciel partiellement couvert et couvert.

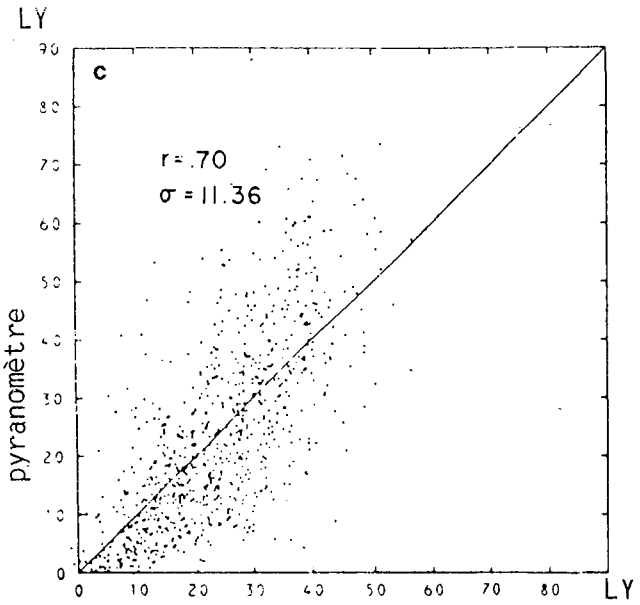
L'irradiation journalière est calculée à partir de 7 images ou plus. La corrélation avec les données pyranométriques est élevée (0,91), l'erreur relative est de moins de 10% de l'irradiation moyenne journalière, elle est de l'ordre de 5% pour les journées claires. L'écart-type est de 50,4 Langleys (588 Wh/m^2).



ciel clair



ciel partiellement nuageux



ciel couvert

FIGURE III.1 : Comparaison du rayonnement global horaire estimé par satellite et du rayonnement global horaire mesuré au sol .

(r désigne le coefficient de corrélation et σ l'écart-type)
1 LY = 11,67 Wh/m^2

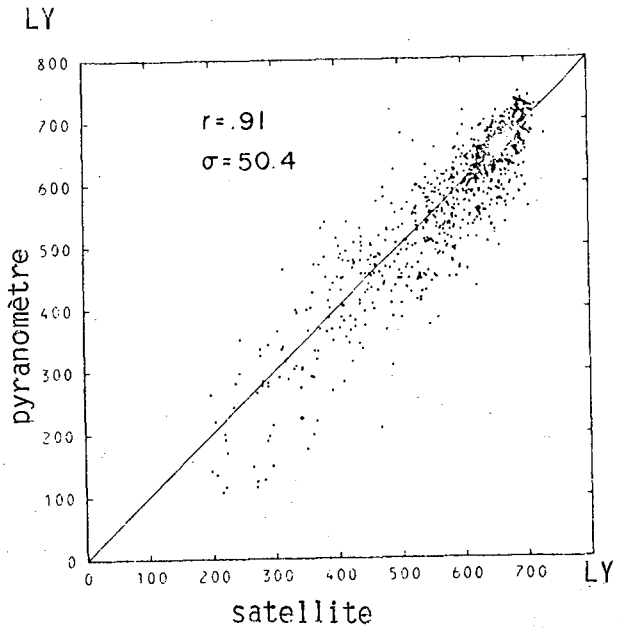


FIGURE III.2 : Comparaison du rayonnement global journalier estimé par satellite et du rayonnement global journalier mesuré par pyranomètres .

(r désigne le coefficient de corrélation et σ l'écart-type)

1 LY = 11,67 Wh/m^2

III.1.3. Méthode de PASTRE (1981)

PASTRE utilise les mesures du satellite Météosat en France pendant la période du 6 septembre au 15 août 1979. Cette méthode se rapproche de celle de TARPLEY dans le sens où elle est fondée uniquement sur une détermination de la nébulosité (pourcentage de surface d'une maille 20 x 20 km^2 couverte de nuage).

La nébulosité n(t) est moyennée sur la journée (ou la demi-journée) et est assimilée à la fraction d'insolation σ(t) sur la même période (ΔT)

$$\sigma(t) = 1 - \frac{\int_{\Delta T} n(t)dt}{\Delta T}$$

Un pixel est déclaré nuageux si sa luminance dépasse un certain seuil. Le choix du seuil est donc la clé de ce traitement. PASTRE montre que cette fraction d'insolation ainsi définie approche l'insolation mesurée par un héliographe Campbell.

BEDEL et al. (1980) ont montré que la fraction d'insolation pouvait être reliée linéairement au rayonnement global journalier. PASTRE utilise ce résultat afin d'estimer l'irradiation globale journalière à partir de sa fraction d'insolation déduite des mesures satellitaires.

Comme le disait PASTRE : "On ne pourra guère se prononcer sur le domaine de validité réel de la méthode, avant de l'avoir utilisée sur un grand nombre de données"

Les résultats (figures III.3 et III.4) obtenus par PASTRE sont a priori plutôt encourageants : le coefficient de corrélation entre les fractions d'insolation "satellite" et les fractions d'insolation "héliographe" est supérieure à 0,94 et la moyenne quadratique des écarts est de 7,7 dixièmes d'heures (90% des écarts sont à moins de 20% de l'insolation maximale).

Cette méthode est actuellement testée à la Météorologie Nationale sur un grand nombre de données mais les résultats ne sont pas encore divulgués.

Les unités ne sont pas précisées au niveau des courbes mais d'après le texte il semble s'agir de pourcents d'heures.

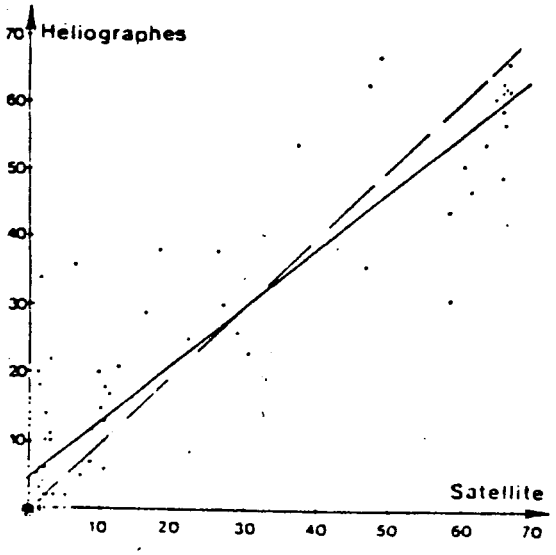


FIGURE III.3 : Comparaison des mesures de durée d'insolation par héliographe et satellite pour le 15 août 1979 après-midi.

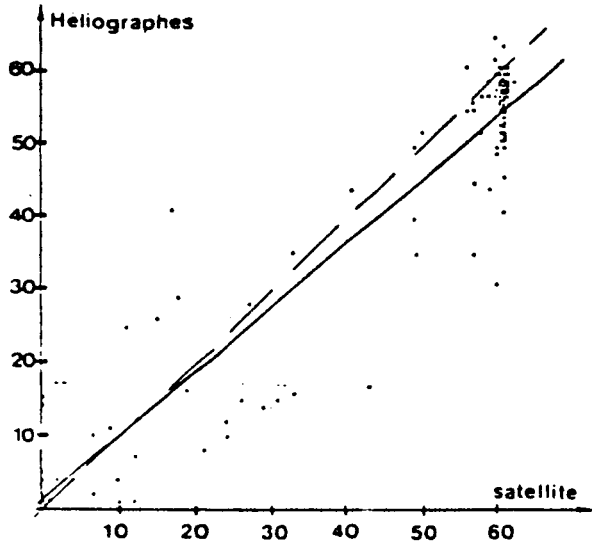


FIGURE III.4 : Comparaison des mesures de durée d'insolation par héliographe et satellite pour le 6 septembre 1979 matinée.

III.1.4. Méthode de REINHARDT et SCHWARZMANN (In CANO et al, 1985)

C'est une méthode purement statistique où n'intervient aucune physique. Elle est fondée sur deux principes :

- les valeurs de l'irradiation globale à la surface de la terre sont entièrement définies par l'atmosphère,
- la relation entre la luminance mesurée par le satellite et l'éclairement global au sol peut être entièrement déterminée à l'aide de descripteurs statistiques.

Les deux principes de cette méthode se traduisent par :

- la détermination des informations (sous-images) x_i extraites de l'image satellitaire qui seront corrélées au rayonnement global,
- la détermination des fonctions d'estimation $f(x_i)$ provenant des données au sol.

L'ensemble des points de l'image satellitaire sont séparés en deux classes : nuageuses ou non.

Le résultat est une image binaire décrivant la situation nuageuse. Cette image binaire est ajoutée aux autres sous-images de données (x_i). Puis par un calcul de régression multidimensionnelle, ces sous-images sont corrélées aux données pyranométriques. Cette méthode a été testée en avril 1982 sur l'Europe à l'aide des données NOAA.

La corrélation entre le rayonnement mesuré et le rayonnement estimé est élevé (0,93) mais l'écart-type est très élevé aussi (45,7 J/cm^2 pour les valeurs horaires et 245 J/cm^2 pour les valeurs journalières). Il est surprenant de voir combien l'histogramme n'est pas centré en l'origine ce qui traduit un biais dans la méthode. Par ailleurs, il existe pratiquement autant de cas où l'éclairement global G mesuré est égal à G estimé et de cas où G estimé est égal à 50 fois G mesuré (cas horaire, figures III.5 et III.6).

Cette méthode ne permet pas d'estimer de façon sérieuse le rayonnement global au sol. La valeur élevée de l'écart-type prouve que cette méthode n'est pas assez précise et ceci est sans doute dû au fait qu'elle soit totalement dépourvue de physique.

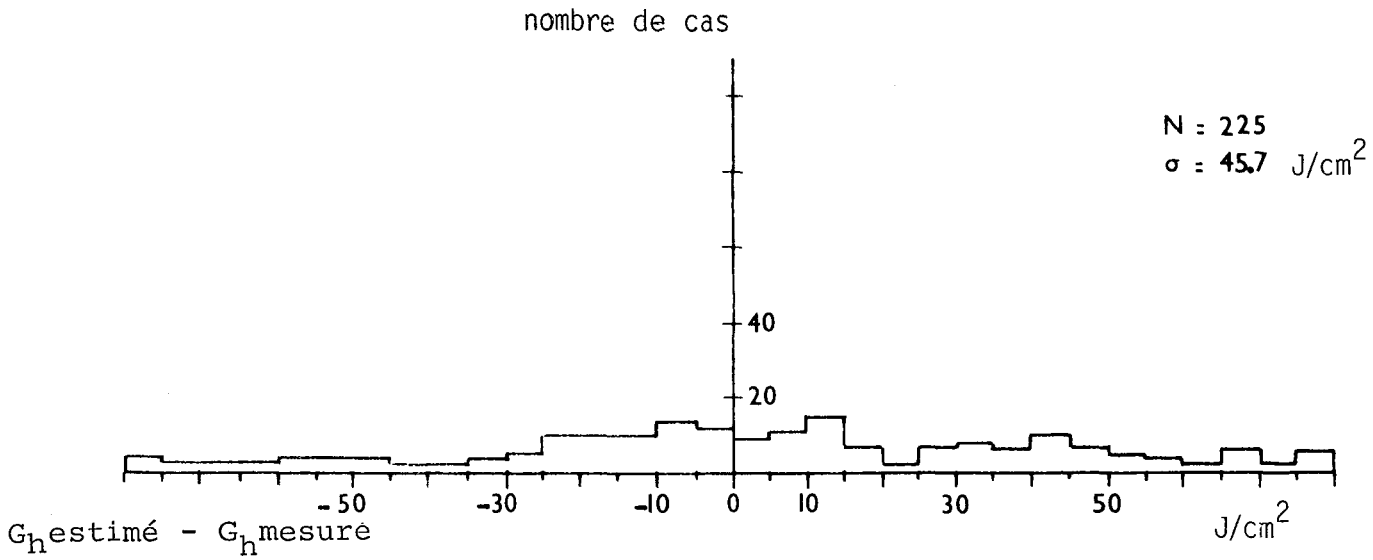


FIGURE III.5 : Histogramme des valeurs horaires 11-12 HTU

(N désigne le nombre de cas ,r le coefficient de corrélation, σ l'écart-type)

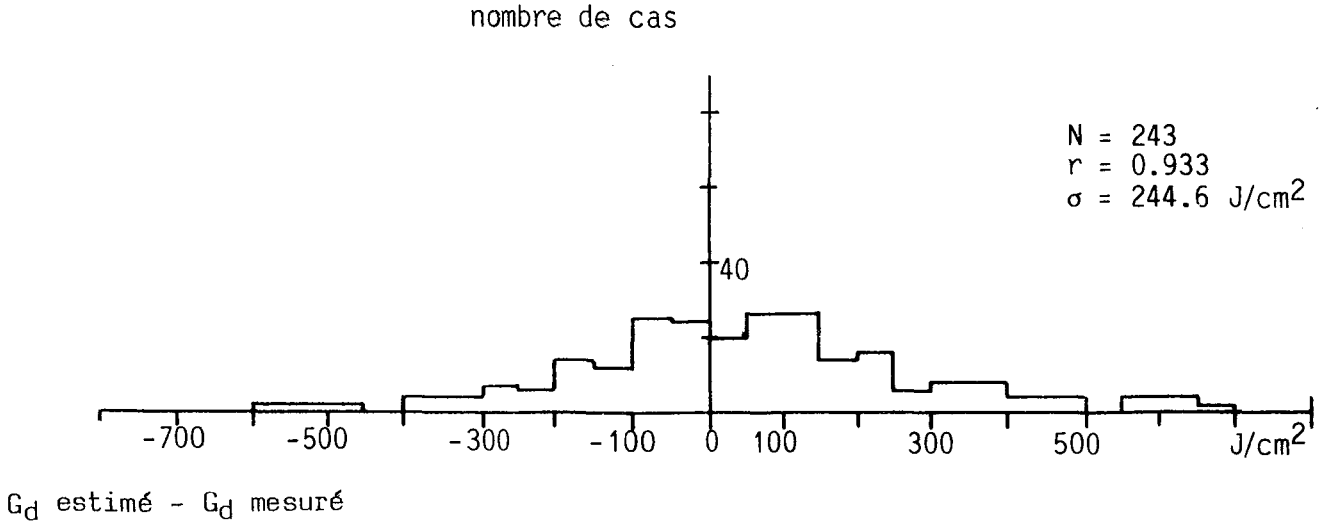


FIGURE III.6 : Histogramme des valeurs journalières

In CANO et al. (1985).

III.1.5. Conclusion

Les méthodes statistiques d'estimation du rayonnement global au sol, à l'aide de données satellitaires, sont très attirantes car elles sont très simples, elles donnent des résultats corrects et elles permettent une bonne performance opérationnelle.

Cependant elles nécessitent des données météorologiques afin de calculer les paramètres du modèle. De ce fait un modèle statistique n'est valide que localement, c'est-à-dire sur une zone d'échelle de l'ordre de grandeur de la dimension du réseau utilisé pour l'étalonnage du modèle.

De plus les résultats de ces modèles sont généralement des irradiations globales horaires et de nombreuses applications nécessitent la connaissance de l'irradiation globale journalière. La reconstitution de l'irradiation globale journalière nécessitera l'élaboration d'un nouveau modèle qui dégradera peut-être la précision de la méthode.

III.2. Les méthodes physiques

III.2.1. Introduction

Elles sont fondées sur la construction d'un modèle physique tentant une simulation explicite des échanges radiatifs prenant place à l'intérieur du système terre-atmosphère.

Etant donné que les paramètres des modèles physiques ne nécessitent pas d'étalonnage, cette catégorie de méthode devrait avoir une validité spatiale beaucoup plus étendue que celle des méthodes statistiques. Mais ces modèles physiques nécessitent en général la connaissance d'un certain nombre (variant selon les modèles) de paramètres atmosphériques, ce qui implique une limitation spatiale. Afin d'éviter cette limitation, des données atmosphériques standard sont utilisées et par ce fait le domaine de validité spatiale de ces modèles est beaucoup plus étendu aux dépens de la connaissance à petite échelle.

La complexité des modèles varient bien sûr selon les auteurs. En règle général un certain nombre de simplifications sont exigées à la fois par le manque d'informations et le désir d'obtenir des temps-calcul relativement courts.

Nous avons choisi d'illustrer les méthodes physiques en présentant un certain nombre de modèles : DEDIEU et al. (1983), GAUTIER et al. (1980), RASCHKE et PREUSS (1979), MOSER et RASCHKE (1982, 1983) et leurs résultats.

III.2.2. Un modèle physique simple : DEDIEU et al. (1983).

Etant donné sa simplicité nous avons choisi le modèle de DEDIEU et al. pour illustrer les modèles physiques. DEDIEU et al. se sont inspirés du modèle de GAUTIER et al. (1980) en y apportant quelques modifications, tout particulièrement en supprimant la distinction "ciel clair, ciel couvert".

On considère une couche nuageuse homogène, mince et horizontale, d'albédo ρ_c se trouvant au-dessus d'une surface d'albédo ρ_g. Les phénomènes d'absorption à l'intérieur de la couche nuageuse sont négligés et on considère que la diffusion par la couche nuageuse et la réflexion par la surface sont isotropes. Le modèle physique est illustré par la figure ci-dessous.

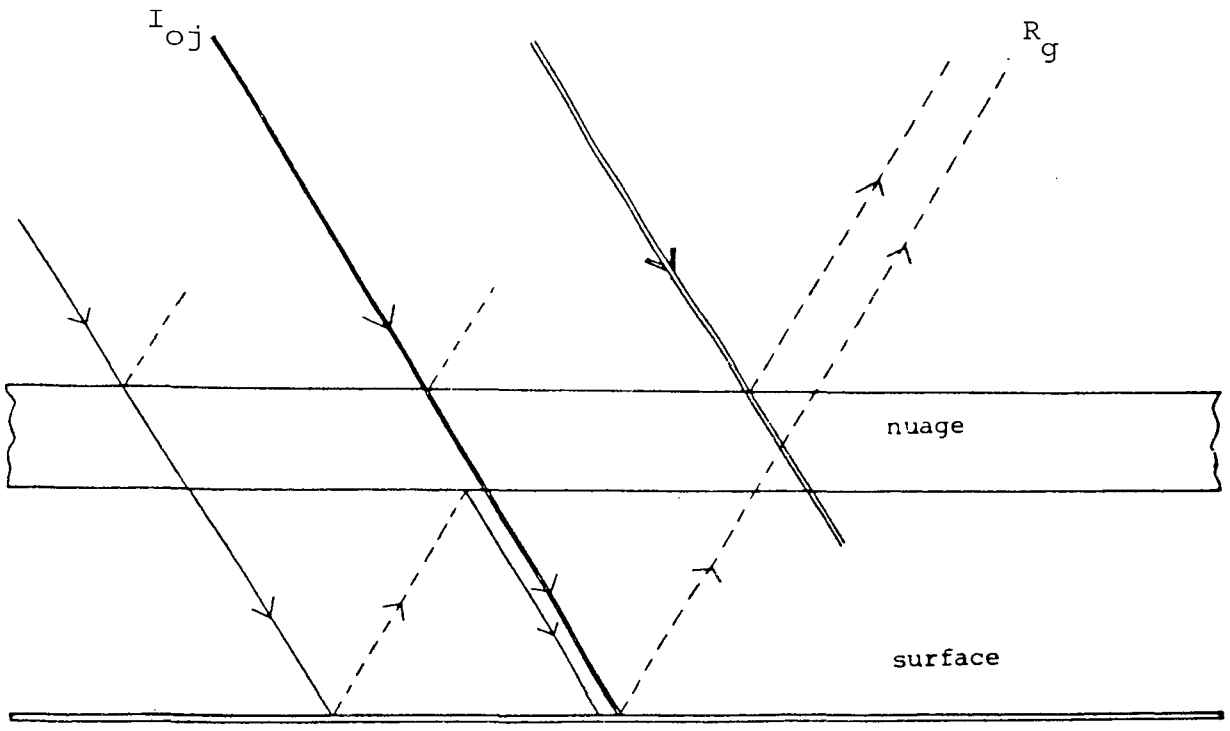


FIGURE III.7 : Modélisation schématique du transfert radiatif dans une atmosphère nuageuse. D'après DEDIEU, (1984).

L'équation simplifiée du bilan radiatif est :

$$G = I_{oj} \frac{1 - \rho_c}{1-\rho_c\rho_g} \qquad (1)$$

car $G = I_{oj} (1-\rho_c) (1+ \sum_{n=1}^{\infty} (\rho_c\rho_g)^n)$

$$R_g = I_{oj} \cdot A \qquad (2)$$

$$A = \rho_c + \frac{(1-\rho_c)^2\rho_g}{1-\rho_c\rho_g} \qquad (3)$$

Les grandeurs utilisées sont les suivantes :

G = éclairement global à la surface de la terre,

I_{oj} = éclairement hors atmosphère,

R_g = éclairement réfléchi par la surface de la terre,

ρ_c = albédo des nuages,

ρ_g = albédo du sol,

A = albédo apparent mesuré par le satellite.

En combinant les différentes équations on relie l'éclairement global au sol (G) à la mesure satellitaire (A).

$$\boxed{G = I_{oj} \frac{(1-A)}{1-\rho_g}} \qquad (4)$$

A peut être appelé albédo planétaire et $1-A/1-\rho_g$ représente le coefficient de transmission de l'atmosphère. L'équation (4) est alors modifiée pour tenir compte de l'absorption et de la diffusion gazeuse.

La transmittance atmosphérique par ciel clair (K_c), calculé selon le modèle de LACIS et HANSEN (1974), est appliquée au rayonnement hors atmosphère et utilisée pour ajuster à la fois l'albédo planétaire et l'albédo de surface afin de tenir compte des effets d'atténuation par les gaz atmosphériques.

Les deux albédos (planétaire et surface) sont déterminés à partir des mesures satellitaires.

L'albédo apparent de la surface (ρ_g) est le minimum des albédos apparents d'une série d'images.

On a alors :

$$G = I_{oj}\, K_c\,(\xi)\, \frac{1-A/K_c(\xi)\, K_c(\theta)}{1-\rho_g/K_c(\xi)\, K_c(\theta)} \qquad (5)$$

avec

ξ : angle zénithal,

θ : angle de visée du satellite.

L'équation (5) donne la relation linéaire entre l'éclairement au sol et l'albédo apparent (mesure satellitaire) du système terre-atmosphère.

Le canal visible de Météosat n'étant pas parfaitement étalonné, les résultats ont été ajustés de manière à obtenir le meilleur coefficient de corrélation entre le modèle et les observations (figure III.8).

Le coefficient de corrélation moyen entre les mesures satellitaires et les mesures au sol est de 0,85 et l'écart-type de 124 $W.m^{-2}$ (21 % de l'éclairement global moyen) mais l'ajustement statistique qui a été fait pour compenser le manque d'étalonnage ne permet pas de vérifier qu'il n'y ait pas de biais statistique ni que l'écart-type soit réellement celui observé.

Ces travaux mettent en évidence la difficulté d'utilisation des données Météosat dans un modèle physique.

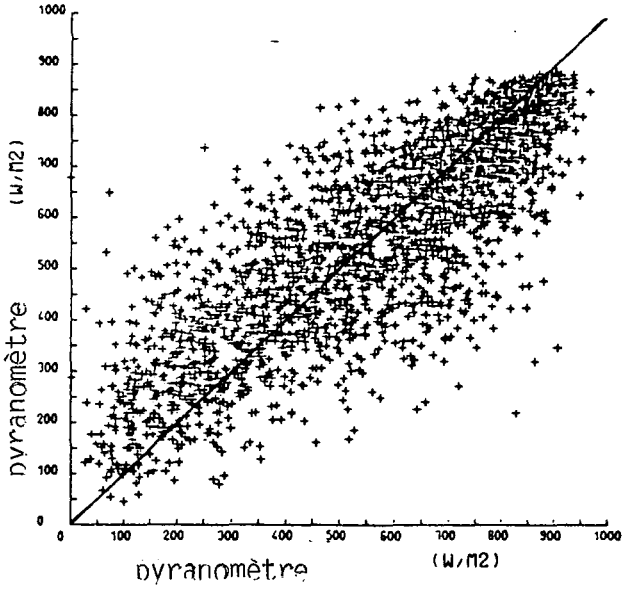


FIGURE III.8 : Eclairement global à la surface, estimé à 12 H TU en fonction des mesures pyranométriques à 11 et 13 H TU.

III.2.3. Méthode de GAUTIER et al. (1980)

Ils furent les premiers à utiliser un modèle physique fondé sur l'équation du bilan radiatif à la surface de la terre. GAUTIER et al. (1980) utilisent deux modèles : un "ciel clair", l'autre "ciel nuageux".

Initialement, le modèle ciel clair permet d'analyser les phénomènes d'absorption et de diffusion.

Contrairement à DEDIEU et al. (1983) qui utilisent un modèle ciel clair valable dans tous les cas : ciel clair, nébulosité partielle ou totale, GAUTIER et al. construisent un modèle ciel couvert (extension du modèle ciel clair) qui permet de tenir compte de l'effet nuageux dans une atmosphère plane parallèle à 3 épaisseurs.

Un seuil de luminance est déterminé à partir de l'albédo de surface par ciel clair, de la position du soleil et des effets atmosphériques.

Le modèle ciel clair est utilisé si la luminance est inférieure à ce seuil et dans le cas contraire le modèle ciel nuageux est pris en compte.

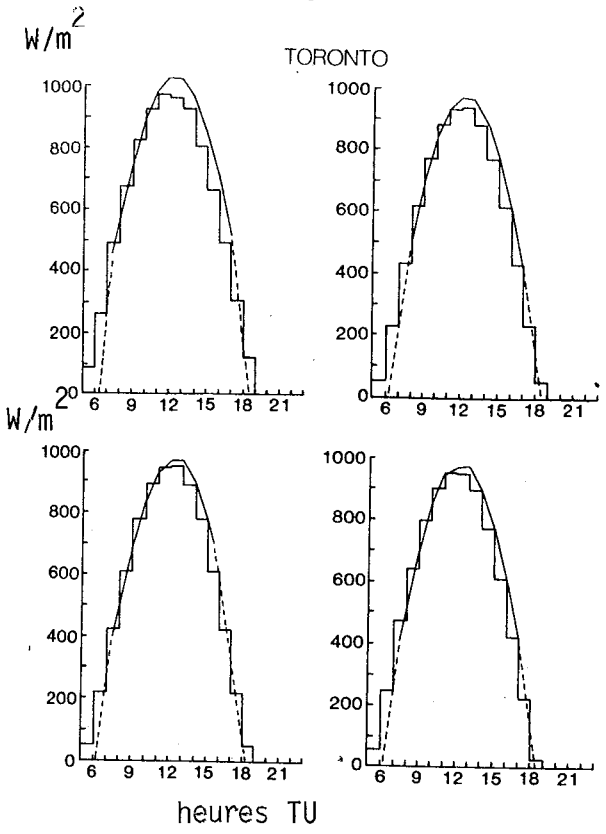
Les données du satellite GOES sur le Canada, de mai 1978 à octobre 1978 (90 jours) sont comparées aux données pyranométriques. Ce modèle a tendance à surestimer l'éclairement global au sol sous conditions très nuageuses.

Dans le cas horaire, sous des conditions ciel clair, l'écart type est de 5% de l'irradiation moyenne mesurée et sous des conditions nuageuses il est de 15% de l'irradiation moyenne mesurée (figure III.9).

Dans le cas journalier, l'écart type n'est pas précisé et le coefficient de corrélation est de 0,987 (figure III.10).

Cette méthode a été appliquée sur un an de mesures satellitaires (1978) pour le sud du Canada, (GAUTIER et al. 1981) afin d'estimer les variations à moyenne échelle de l'éclairement global au sol. Les résultats sont en accord avec la climatologie de cette région et les mesures du International Great Lakes Experiment.

Ce modèle a subi plusieurs modifications pour tenir compte de l'absorption due à l'ozone (DIAK et GAUTIER, 1983).



Les lignes discontinues représentent l'extrapolation avant et après le coucher du soleil.

FIGURE III.9 : Rayonnement global en fonction du temps, à partir des mesures satellitaires (lignes continues) et des mesures au sol (lignes en escabeau), sous des conditions de ciel clair.

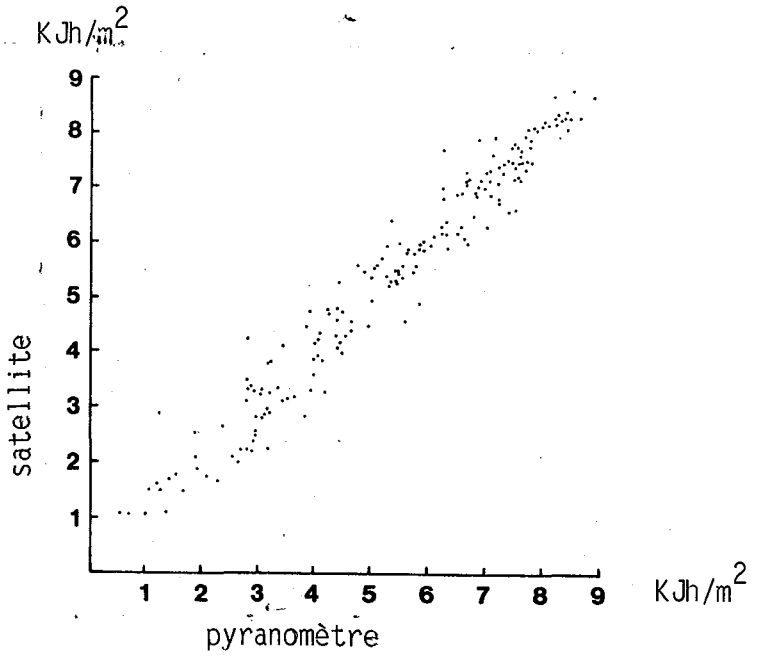


FIGURE III.10 : Comparaison des mesures satellitaires et des mesures pyranométriques du rayonnement global journalier.

Ces unités sont trés curieuses et malgré nos efforts ,nous n'avons pas pu les transformer en unités standard .

III.2.4. Méthode de RASCHKE et PREUSS (1979)

RASCHKE et PREUSS simplifient l'équation de transfert radiatif (approximation de KERSCHGENS et al., 1978) pour déterminer l'éclairement au sol dans les cas ciel clair et ciel couvert.

Le modèle couvre un spectre de longueurs d'onde de 0,2 à 3,58 µm en 87 intervalles et divise l'atmosphère en 70 couches homogènes de 1 km d'épaisseur chacune.

L'albédo des nuages est déduit du modèle.

L'albédo planétaire est dérivé des mesures du satellite Nimbus 3 en juin 1969.

Les auteurs définissent un index de couverture nuageuse n :

$$n = \frac{\rho_p - \rho_{min}}{\rho_{max} - \rho_{min}}$$

ρ_p : albédo moyen planétaire,
ρ_{min} : albédo minimum (ciel clair),
ρ_{max} : albédo maximum (ciel nuageux).

L'éclairement global au sol s'écrit :

$G = (1-n)\ G_c + n\ G_b$
G_c : éclairement sous ciel clair,
G_b : éclairement sous conditions nuageuses.
G_c et G_b sont calculés à partir des modèles numériques.

La comparaison avec des mesures au sol montre une importante dispersion due peut-être à la faible représentativité des mailles 250 x 250 km^2 et à la surestimation de l'albédo planétaire. Le coefficient de corrélation et l'écart-type ne sont pas précisés (figure III.11).

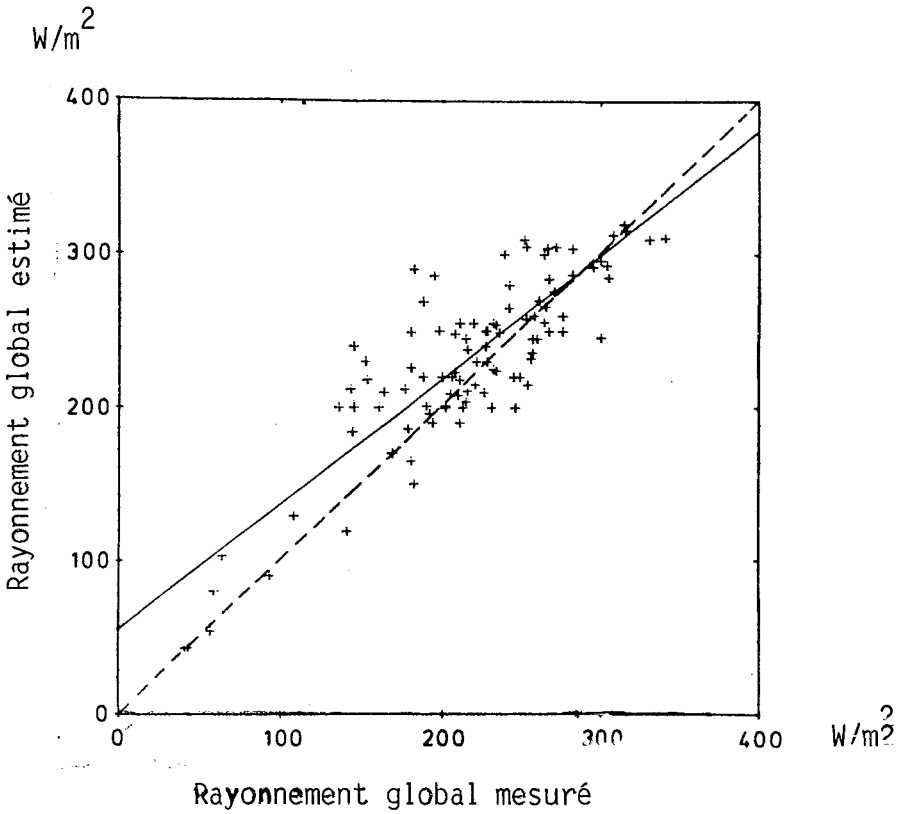


FIGURE III.11 : Comparaison des valeurs mesurées et calculées de l'éclairement global pendant la période du 1 au 30 juin 1969.

III.2.5. Méthode de MOSER et RASCHKE (1981)

La méthode RASCHKE et PREUSS fut reprise par MOSER et RASCHKE en 1981 mais à l'aide des données Météosat (zone Europe) et testée sur deux périodes juin 1979 et avril 1982.

Le principe en est le suivant :

A un instant donné, en un lieu donné, il existe une relation unique entre l'épaisseur optique du nuage et la luminance mesurée par le satellite qui permet d'estimer l'éclairement global au sol.

Ces relations sont les suivantes :

$$R_n = \frac{R - R_{min}}{R_{max} - R_{min}}$$

$$G_n = \frac{G}{G_{max}}$$

G_{max} : valeur maximale de l'éclairement global sous condition ciel clair,

R_{min} : valeur minimale de l'éclairement réfléchi sous condition ciel clair,

R_{max} : valeur maximale de l'éclairement réfléchi au-dessus d'un nuage épais,

G : valeur de l'éclairement global mesuré au sol,

R : valeur de l'éclairement réfléchi déduite de la mesure satellitaire.

Les résultats du modèle de transfert radiatif sont exprimés par :

$$G_n = f(R_n)$$

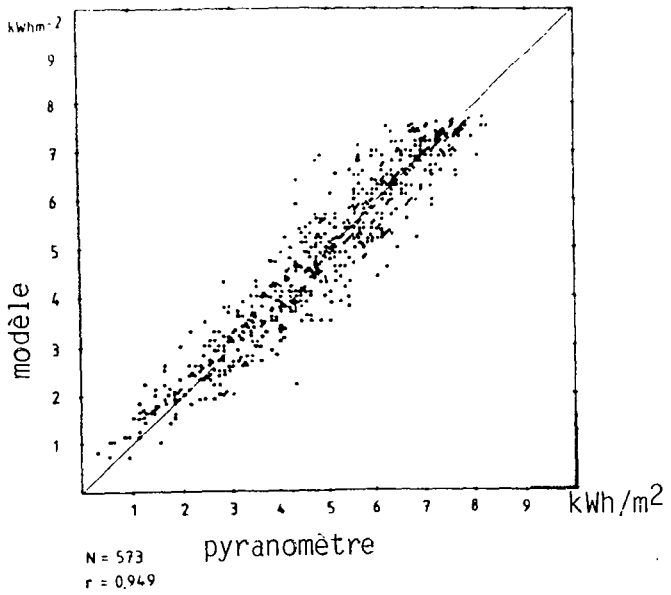
La quantité R_n peut être interprétée comme étant la mesure satellitaire dérivant de la couverture nuageuse d'albédo apparent R_{max}.

Cette méthode a été testée pour 2 périodes différentes : juin 1979 (6 images par jour) et avril 1982 (au maximum 3 images par jour) et sur toute l'Europe.

Les résultats sont excellents, si l'on compare les valeurs journalières estimées aux mesures pyranométriques simultanées. L'écart-type est de 0,56 kWh/m^2, ce qui correspond à environ 10% de la moyenne de l'irradiation moyenne journalière et le coefficient de corrélation est de 0,949 (figure III.12).

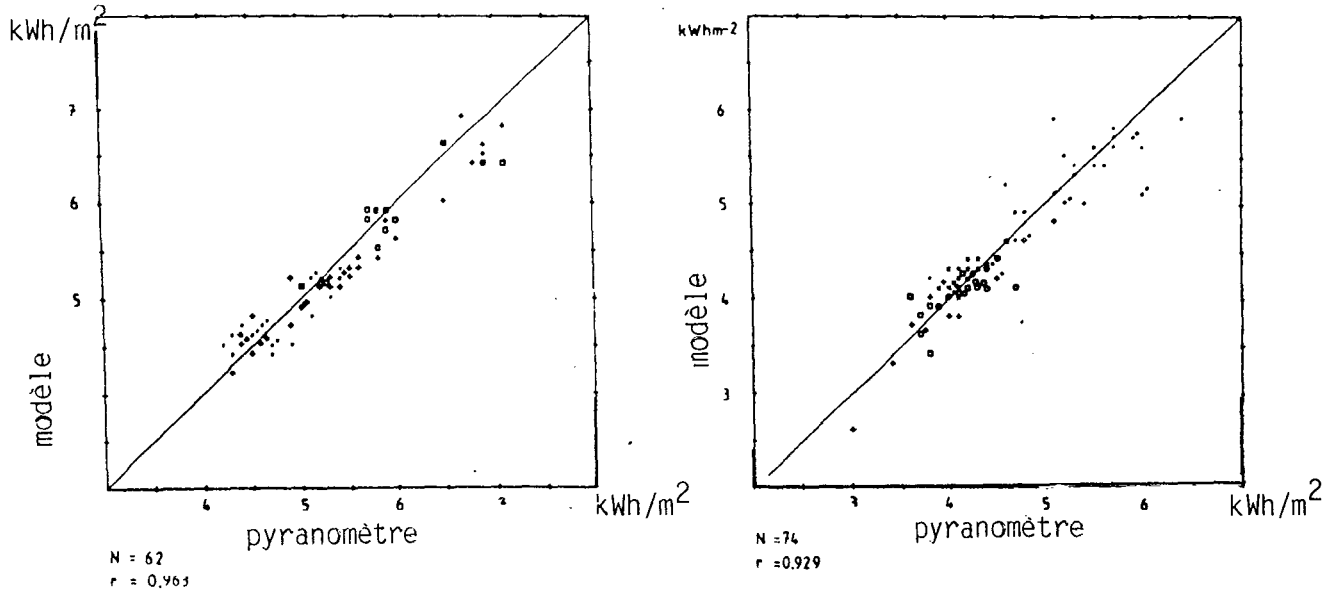
En ce qui concerne les moyennes mensuelles, (figure III.13) l'écart-type varie de 0,25 à 0,28 kWh/m^2, ce qui correspond à moins de 5% de la moyenne de l'irradiation journalière mensuelle et le coefficient de corrélation varie de 0,93 à 0,96.

La comparaison des valeurs horaires donne aussi de bons résultats (figure III.14) : l'écart-type correspond environ à 5% de la moyenne de l'irradiation horaire.



N:nombre de stations
r:coefficient de corrélation

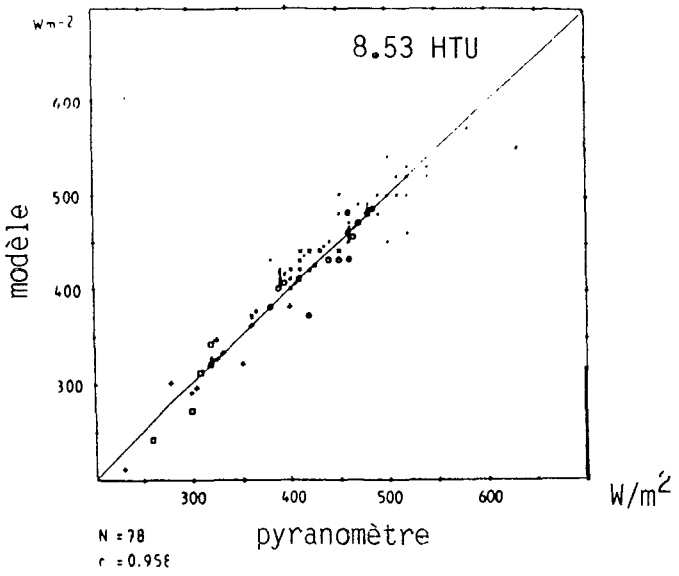
FIGURE III.12 : Comparaison des valeurs journalières (juin 1979).



juin 1979

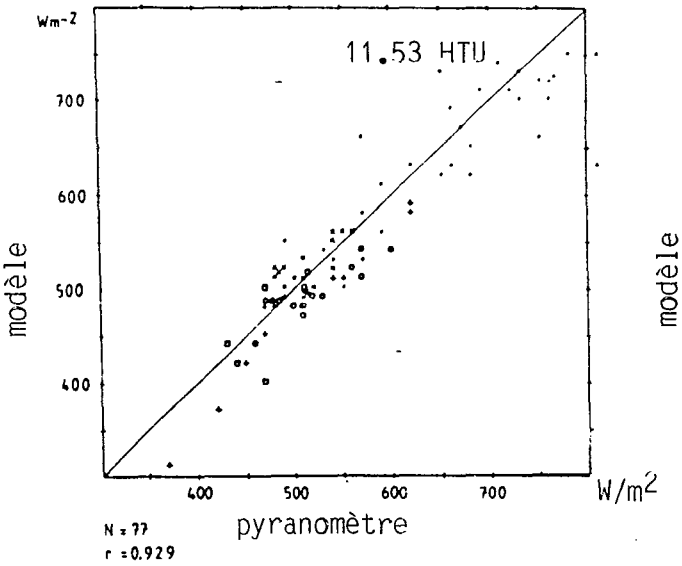
avril 1982

FIGURE III.13 : Comparaison des moyennes mensuelles des valeurs journalières.



N : nombre de stations
r : coefficient de corrélation

avril 1982



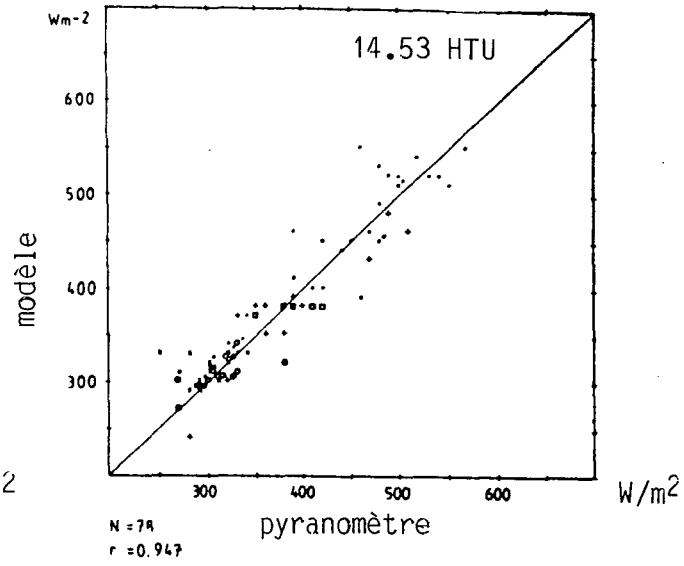


FIGURE III.14 : Comparaison entre le rayonnement global horaire mesuré (pyranomètre) et le rayonnement global horaire estimé (satellite).

III.3. Conclusion

Cette brève étude bibliographique nous a révélé un certain nombre de points :

- L'estimation du rayonnement global horaire, à l'aide de données satellitaires peut donner d'excellents résultats.

- La comparaison des mesures au sol et des mesures satellitaires est délicate étant donnée que les pyranométres fournissent des mesures continues dans le temps en différents lieux de localisation précise (stations) et les satellites couvrent quasi-instantanément de très larges étendues (Météosat couvre 1/3 de l'hemisphère nord) à des heures d'acquisition précises.

- Afin de pouvoir comparer ces 2 types de mesures, tous les auteurs utilisent la notion de "turbulence gelée" : les mesures pyranométriques étant des mesures moyennées temporellement mais ponctuelles, on choisit de remplacer une moyenne temporelle par une moyenne spatiale en considérant le mouvement des nuages comme rectiligne uniforme. De plus, la direction de déplacement des nuages n'étant pas prise en compte, les mesures satellitaires,à un instant donné sont moyennées sur un carré de dimension fixée (variant selon les auteurs) et centré sur la localisation de la station. Cette manière de faire est loin d'être idéale mais il semble difficile de faire autrement sans faire intervenir la connaissance du profil vertical du vent et celle de l'altitude des nuages.

- Quelles que soient les méthodes, l'évaluation des irradiations moyennes mensuelles donne de meilleurs résultats. Etant donné son rôle important dans plusieurs applications en énergie solaire, il semble préférable de se contenter de ce type de calcul.

- Les applications solaires utilisent surtout des mesures de rayonnement global journalier. Dans le cas des méthodes statistiques, la reconstitution de l'irradiation moyenne journalière nécessitera l'utilisation d'un modèle.

CHAPITRE IV

LA METHODE DU C.T.A.M.N. (Centre de Télédétection d'Analyse des Milieux Naturels) POUR LA CARTOGRAPHIE QUOTIDIENNE DU RAYONNEMENT GLOBAL

IV.1. Introduction

Daniel CANO a mis au point une méthode d'évaluation du rayonnement global horaire à l'aide des données Météosat (CANO, 1982).

CANO a testé sa méthode sur deux périodes différentes : mai 1979 et avril 1982. Depuis, le C.T.A.M.N. à Sophia-Antipolis s'est équipé d'une station de réception SDUS - Météosat recevant des images type WEFAX, dans le but de produire rapidement et régulièrement des cartes de rayonnement global, en utilisant une méthode opérationnelle et automatique dérivée de celle de CANO.

IV.2. La méthode de CANO (1982)

Le lecteur désireux d'une vision plus détaillée de cette méthode est prié de se reporter à CANO (1982) ou CANO et al.(1985, annexe C).

IV.2.1. Présentation de la méthode

C'est une méthode statistique inspirée de celle de PASTRE (1981) dont les grands points sont les suivants :

- à partir d'une série temporelle d'images satellitaires on construit une carte de l'albédo planétaire par ciel clair,

- un indice d'ennuagement est calculé en chaque point et à chaque instant par comparaison d'une image à la carte d'albédo précédente,

- cet indice est relié linéairement à la transmittance atmosphérique globale. Cette relation est déterminée statistiquement à l'aide de mesures pyranométriques coïncidentes.

IV.2.2. Prétraitement des données satellitaires

Chaque image satellitaire nécessite un prétraitement consistant en une rectification géométrique afin de rendre toutes les images superposables, un filtrage du bruit et une normalisation des comptes numériques de l'image satellitaire par l'éclairement global par ciel clair mesuré sur un plan horizontal centré en chaque pixel.

Le modèle ciel clair utilisé est celui de BOURGES (1979) pour lequel l'éclairement global au sol G_c à l'intant t s'écrit :

$$G_c(t) = I'_{oj} (\sin \gamma)^{1+c}$$
$$I'_{oj} = d \times I_{oj}$$

Les paramètres c et d varient selon la localisation géographique. BOURGES donne par exemple :

$G_c(t) \simeq 0{,}71\ I_{oj} \sin \gamma^{1+0{,}13}$ TRAPPES
$G_c(t) \simeq 0{,}79\ I_{oj} \sin \gamma^{1+0{,}20}$ CARPENTRAS

Les comptes numériques sont normalisés par ce modèle. Plus exactement on utilise pour la normalisation la partie variable de ce modèle. On obtient un albédo apparent ρ^t en chaque point (i,j) :

$\rho^t(i,j)$ = compte numérique $(i,j)/((I_{oj}/I_o)(\sin\gamma)^{1+c})$.

Dans l'étude de CANO, c a été fixé à 0,15. Les comptes numériques étant directement reliés à la luminance, la normalisation des comptes numériques par l'éclairement global par ciel clair est équivalente au calcul d'un facteur de réflexion bidirectionnel, mais comme nous supposons les corps lambertiens (cf. § IV.2.4) pour les angles d'observation qui nous concernent, elle est équivalente à la construction d'une image d'albédo planétaire.

En fait, dans le cas de Météosat la relation exacte entre le compte numérique et la luminance est inconnue, mais nous utiliserons le terme albédo pour plus de commodité.

IV.2.3. Construction de la carte d'albédo référence

Nous écrirons parfois le terme albédo référence pour plus de simplicité mais le terme exact est albédo planétaire par ciel clair.

Cette construction est fondée sur le fait que généralement, l'albédo des nuages est supérieur à l'albédo des sols, excepté sur la neige ou les sols désertiques.

Sur une série temporelle d'images, la présence d'un nuage dans le champ de visée du capteur se traduit par un saut de la luminance mesurée. La détection du nuage est obtenue par la différence entre la forte réponse induite par le nuage et la luminance $L_c(t)$ estimée à partir du modèle ciel clair.

$$L_c(t) = \rho(t)\ I'_{oj}\ (\sin\gamma)^{1,15}$$

L'albédo référence est évalué récursivement en chaque pixel, en minimisant la variance de l'écart entre les luminances mesurées et celles déduites du modèle ciel clair, les cas nuageux étant écartés à chaque itération.

Pour une vision détaillée du calcul de l'albédo référence, le lecteur est prié de se reporter à la thèse de CANO (1982).

La carte d'albédo référence est réactualisée à chaque nouveau traitement, afin de tenir compte des variations saisonnières de l'albédo. Cette réactualisation distingue trois cas :

- 1er cas : si la différence de l'albédo apparent à l'instant t ($\rho^t(i,j)$) et de l'albédo référence ($\rho(i,j)$) est supérieure à l'écart-type de l'albédo du sol ($\rho_g(i,j)$) alors la nouvelle mesure est considérée comme aberrante et n'est pas prise en compte. La nouvelle estimation est égale à $\rho_g(i,j)$.

- 2ème cas : si la différence de l'albédo apparent à l'instant t ($\rho^t(i,j)$) et de l'albédo référence ($\rho(i,j)$) est inférieur à l'écart-type de l'albédo du sol ($\rho_g(i,j)$ et si l'albédo apparent à l'instant t, est inférieur à l'albédo de la neige et l'albédo du sol supérieur à l'albédo de la neige, l'ancienne estimation est déclarée fausse. La nouvelle estimation est égale à $\rho^t(i,j)$.

- 3ème cas : la nouvelle estimation (ρ') est établie à partir de la formule de pondération suivante :

$$\rho'(i,j) = \frac{N.\rho_g(i,j) + \rho^t(i,j)}{N+1}$$

où N est le poids attribué à l'estimation précédente (par exemple le nombre de points ayant permis l'estimation précédente).

IV.2.4. Evaluation de l'indice d'ennuagement

L'indice d'ennuagement $n^t(i,j)$ au point de coordonnées (i,j) pour un instant t donné est défini en fonction de l'albédo référence $\rho(i,j)$, de l'albédo apparent (ou luminance normalisée) $\rho^t(i,j)$ mesurée par le satellite au même point et de l'albédo moyen des nuages ρ_c.

L'indice d'ennuagement $n^t(i,j)$ est calculé pour chaque pixel selon la formule :

$$n^t(i,j) = \frac{\rho^t(i,j)-\rho(i,j)}{\rho_c - \rho\ (i,j)}$$

Une telle définition implique que l'albédo planétaire est lambertien et que l'albédo des nuages peut être résumé à une valeur ρ_c, quels que soient l'élévation du soleil et le type de nuage.

Examinons ces deux hypothèses :

- Albédo planétaire (ρ^t et ρ) :

Météosat est un satellite géostationnaire et par conséquent la direction d'observation reste fixe. Par ailleurs, la plupart des corps terrestres peuvent être considérés comme lambertiens avec une faible erreur (PINKER et RAZGAITIS, 1983 ; REEVES et al., 1975). Pour ces corps on considérera donc que l'albédo est indépendant des directions d'éclairement et d'observation. Deux corps, la neige et la mer, posent a priori un problème : ils ont des comportements spéculaires, donc très directifs. Le cas de la neige est traité plus loin. Quant à la mer, les conditions d'observation de Météosat font que pour ces dernières le coefficient de réflexion bidirectionnelle est toujours très faible, quelle que soit l'élévation du soleil (WALD, MONGET, 1981) et la variation de ce coefficient est négligeable dans notre étude.

- Albédo des nuages (ρ_c) :

On suppose que les nuages épais quels que soient leurs types et quelles que soient l'élévation du soleil et la direction d'observation ont un albédo constant. La valeur ρ_c est figée et n'est pas réactualisée.

Ceci est évidemment erroné comme le montrent les histogrammes de répartition des valeurs d'albédo des nuages autour de la valeur moyenne ρ_c calculé par CANO (1982).

Toutefois les résultats de CANO ainsi que ceux que nous présentons dans les chapitres suivants prouvent qu'une hypothèse aussi simplificatrice n'empêche pas une bonne estimation du gisement solaire. On peut cependant s'attendre à de mauvaises évaluations lorsque le ciel sera fortement couvert.

- L'albédo moyen ρ_c des nuages est évalué de façon empirique à partir de l'histogramme des albédos des masses nuageuses, eux mêmes calculés par l'algorithme opposé de celui qui a permis de calculer l'albédo référence c'est-à-dire en écartant à chaque itération non plus les points nuageux mais les points sous ciel-clair.

Cet indice d'ennuagement varie de 0 à 1 et peut être interprété comme le pourcentage du pixel couvert par les nuages. Il peut être aussi un indicateur de la transmittance de la colonne atmosphérique au-dessus du pixel étudié, des faibles valeurs de l'indice d'ennuagement correspondant à des fortes valeurs de la transmittance atmosphérique globale.

Dans sa thèse, CANO fait remarquer "qu'il n'est guère possible d'évaluer l'ennuagement à partir des mesures de luminance en des points d'albédo élevé, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que celui des nuages". Pour les points d'albédos élevés (neige et zone désertique), CANO suggère un nouvel indice d'ennuagement défini en fonction des luminances mesurées dans le canal infra-rouge :

$$n'^{t}(i,j) = \frac{L\ (i,j) - Ls}{L_c - L_s}$$

La température de la neige peut être inférieure à la température des nuages mais, en hiver, le contraire peut arriver et ceci crée un premier problème : celui des indices négatifs.
Le second problème est celui de l'évaluation d'un indice d'ennuagement à partir de deux images (visible et infra-rouge) et de la continuité de cet indice.

IV.2.5. Relation statistique entre l'indice d'ennuagement et la transmittance atmosphérique globale.

Cette méthode estime une régression linéaire entre l'indice d'ennuagement déterminé d'après les images satellitaires et la transmittance atmosphérique globale mesurée au sol. Cette approche simple et efficace est justifiée par les travaux de BOURGES (1979) et le calcul des coefficients de corrélation de PASTRE (1981) entre la durée d'insolation et l'indice d'ennuagement.

La transmittance atmosphérique globale $K(i,j)$ est définie comme étant le rapport du rayonnement global au sol sur une surface horizontale $G(i,j)$ et de l'éclairement horizontal hors atmosphère $G_0(i,j)$:

$$K(i,j) = G(i,j)/G_0(i,j)$$

Cette quantité varie typiquement de 0,2 à 0,8 sous nos latitudes. Si l'on interprète l'indice d'ennuagement $n^t(i,j)$ comme le pourcentage de pixel couvert par les nuages, l'éclairement au sol à l'instant t peut s'exprimer comme une combinaison linéaire :

$$G^t(i,j) = n^t(i,j)\ G_b(i,j) + (1-n^t(i,j))\ G_c(i,j)$$

où G_b et G_c sont les éclairements globaux au sol respectivement par ciel couvert et par ciel clair.

Pour chacune de ces conditions extrêmes, on peut définir une transmittance atmosphérique correspondante, respectivement K_b et K_c,supposée constante pour une heure donnée. Cette hypothèse donne les relationssuivantes :

$$K^t(i,j) = n^t(i,j)K_b(i,j)+(1-n^t(i,j))K_c(i,j)$$
$$K^t(i,j) = -a(i,j)n^t(i,j) + b(i,j) \quad \text{où } a(i,j) \text{ et } b(i,j) > 0$$
$$\text{où } a(i,j) = K_c(i,j) - K_b(i,j)$$
$$b(i,j) = K_c(i,j).$$

Cette relation entre l'indice d'ennuagement et la transmittance atmosphérique globale a été testée en mai 1979 (figure IV.1).

Les transmittances atmosphériques globales ont été déduites des mesures d'irradiation globale horaire de 27 stations du réseau météorologique français. Les indices d'ennuagement en chaque station ont été obtenus par moyenne sur un carré 5x5 pixels centré sur la localisation géographique de cette station (soit environ, compte tenu de la déformation des images, 30x35 km^2), ceci afin de tenir compte de l'erreur de localisation et d'éviter d'attribuer à toute une heure un évènement de très courte durée ou trop localisé.

IV.2.6. Extension des coefficients aux points extérieurs du réseau

Les coefficients a(i,j) et b(i,j) étant connus en chaque station du réseau pour une heure donnée, ils sont étendus aux points extérieurs au réseau par une méthode d'interpolation (krigeage) afin de connaître les coefficients a et b sur toute la zone étudiée.

IV.2.7. Précision de l'estimation du rayonnement global horaire

Le jeu de coefficients a et b en chaque pixel est supposé stable dans le temps ou variant très lentement. Il est alors possible d'estimer la transmittance atmosphérique globale à un nouvel instant :

$$K^t(i,j) = -a(i,j)n^t(i,j) + b(i,j) \quad \text{où } a(i,j) \text{ et } b(i,j) > 0$$

Et l'on obtient immédiatement une estimation du rayonnement global au sol :

$$G_h^t(i,j) = K^t(i,j)\ G_{oh}(i,j)$$

Des mesures météorologiques du réseau européen ont été utilisées afin de tester le modèle et d'estimer la précision dans l'estimation du rayonnement global horaire.

Les données météorologiques et satellitaires sont utilisées dans deux phases de traitement : une phase d'initialisation et une phase d'estimation.

Durant la phase d'initialisation, les mesures au sol du rayonnement global horaire sont utilisées afin de déterminer les coefficients a et b pour 27 stations en France en mai 1979 et pour 89 stations européennes en avril 1982. Ces coefficients sont alors utilisés pour la prédiction du rayonnement global horaire durant la phase d'estimation, en tout point élémentaire de la zone considérée. Finalement les valeurs estimées et mesurées sont comparées et les erreurs sont calculées.

Dans le premier test (mai 1979), la phase d'initialisation était de 7 jours (5-12 mai 1979) et la phase d'estimation allait du 13 au 21 mai 1979. Les tranches horaires étaient : 8-9h TU, 10-11h TU et 12-13h TU. Le coefficient de corrélation entre les valeurs mesurées et les valeurs estimées est dans la plupart des cas supérieur à 0,8 (tableau IV.1 et figures IV.2a à d) et l'erreur quadratique moyenne varie de 14 à 72 J/cm^2 (39 à 200 Wh/m^2) avec une valeur moyenne de 42 J/cm^2 (117 Wh/m^2).

Dans le second test, la phase d'initialisation allait du 1 au 23 avril 1982 et l'estimation du 24 au 30 avril 1982. Les tranches horaires étaient : 8-9h TU, 11-12h TU et 14-15h TU.

Les erreurs d'estimation sont présentées sous forme d'histogrammes pour chaque tranche horaire et pour l'ensemble de toutes les stations (figure IV.3).

Les écarts-type sont respectivement de 18, 24 et 23 J/cm^2 (50, 67, 64 Wh/m^2).

Le biais (erreur systématique) est nul dans les deux tests du fait de la méthode d'ajustement utilisée.

IV.3. La méthode utilisée opérationnellement au CTAMN

La méthode d'évaluation du rayonnement global à l'aide de données satellitaires utilisée au C.T.A.M.N. est celle de CANO à quelques détails techniques près. La méthode de CANO ne permettant pas un traitement automatique d'un très grand nombre de données (3 images par jour), il a fallu réadapter le logiciel en conséquence. Le traitement des images devait être rapide, afin de pouvoir travailler sur le plus grand nombre de données possibles, et autonome afin de pouvoir tourner la nuit pour ne pas gêner les autres utilisateurs du C.T.A.M.N.

Le traitement comprend trois étapes :

- la rectification géométrique et le filtrage du bruit,
- l'évaluation des indices d'ennuagement,
- l'évaluation du rayonnement global horaire.

IV.3.1. La rectification géométrique et le filtrage

Les images brutes acquises (figure IV.4a) sont stockées sur disque et traitées à la fin de chaque semaine. Ces images présentent un certain nombre de défauts qu'il faut prendre en considération lorsqu'il s'agit de comparer des images prises à des instants différents.

Une translation doit être effectuée sur chaque image de façon à les rendre superposables les unes par rapport aux autres. Les images présentant des croix de référence (toutes les dizaines de degrés de latitudes et longitudes), un programme évalue (pour chaque image) les paramètres de la translation à effectuer afin de superposer les croix de chaque nouvelle image aux croix de référence (précision au pixel près).

Les images translatées sont ensuite filtrées afin d'éliminer le bruit de mesure.

IV.3.2. Evaluation des indices d'ennuagement

IV.3.2.1. Construction de la carte d'albédo référence

La construction de la carte d'albédo référence telle que CANO l'avait décrite (se référer au IV.2.3) est une étape préliminaire et nécessaire à l'évaluation des indices d'ennuagement mais cette étape ne fait pas partie du traitement routinier.

Une première image d'albédo référence (figures IV.4b et IV.5) est construite à partir d'une série temporelle d'images "ciel clair". A chaque traitement hebdomadaire, chaque pixel de l'image est comparé à chaque pixel de la carte d'albédo : si la valeur mesurée est trop forte le pixel est considéré comme nuageux sinon la nouvelle valeur d'albédo est moyennée à l'ancienne et la carte d'albédo est réactualisée (cf. § IV.2.3).

Nous avons supposé d'une part que les variations d'albédo sont relativement lentes donc nous avons construit la carte d'albédo à partir d'une série temporelle d'images et d'autre part que les corps sont lambertiens, ce qui nous a permis d'avoir une seule carte d'albédo référence pour les trois heures d'acquisition.

Nous tenons à signaler que cette dernière supposition pourrait très bien être levée, en ne compliquant pas la méthode. Il suffirait de créer une carte d'albédo référence pour chaque tranche horaire donnée.

IV.3.2.2. Comparaison des luminances normalisées et de l'albédo référence : évaluation des indices d'ennuagement.

Les luminances mesurées sont normalisées par la distance terre-soleil et par le sinus de l'élévation à la puissance 1,15 (proportionnel au rayonnement global par ciel clair suivant le modèle de BOURGES, 1979), afin de s'affranchir, uniquement pour le rayonnement ascendant, des variations de l'élévation du soleil, de la distance terre-soleil et de l'atmosphère. Chaque compte numérique ainsi normalisé est comparé à l'albédo référence ce qui permet d'évaluer un indice d'ennuagement. Chaque compte numérique de l'image représente alors un indice d'ennuagement codé de façon continue de 0 à 1. Les images "filtrées - translatées" sont ainsi transformées en images dites "d'ennuagement" (figure IV.4c).

IV.3.3. Evaluation du rayonnement global horaire

C'est la dernière étape du traitement. Les images "d'ennuagement " sont transformées en images de "rayonnement global horaire".

Cette évaluation se fait en deux parties :
- la première qui consiste à corréler les mesures au sol (transmittance atmosphérique) aux mesures de satellites (indice d'ennuagement) afin d'obtenir les coefficients de régression,
- la seconde à calculer le rayonnement global horaire en chaque pixel.

Ces deux parties ont dû subir un grand nombre de modifications techniques, étant donné que nous avions à corréler plus de deux années de données.

Toute cette étape du traitement représente la plus grande partie de nos travaux de recherche et pour cela nous la présentons dans les chapitres suivants.

L'évaluation des coefficients de régression sera traitée dans le chapitre V et la cartographie du rayonnement global horaire dans le chapitre VI.

IV.4. Présentation des données

IV.4.1. Archivage des données

Les données sont acquises par la station de réception SDUS, puis stockées sur disque sous forme de fichiers multi canaux spécialement adaptés au traitement d'images puis sauvegardées régulièrement sur bandes magnétiques.

A la fin de chaque étape du traitement hebdomadaire les images résultantes sont sauvées sur bandes, de même que la carte d'albédo référence.

IV.4.2. Périodes d'acquisitions

Durant l'année 1983, chaque jour trois images visibles de la zone C2D, (figure IV.6) ont été acquises par Météosat aux heures suivantes : 9h20 TU, 12h20 TU, 15h20 TU. Durant l'année 1984 en plus de ces trois images visibles, cinq images de la zone C5D (Afrique Ouest Centrale) dont trois visibles et deux infra-rouge ont été acquises aux heures suivantes : 9h45 TU, 12h45 TU, 15h45 TU, et 12h15 TU et 15h15 TU.

La station est restée opérationnelle jusqu'en juillet 1985 avec trois images visibles C2D par jour puis elle a été transférée sur un micro-ordinateur BULL MICRAL 30 sur lequel tout le logiciel de traitement a été réadapté.

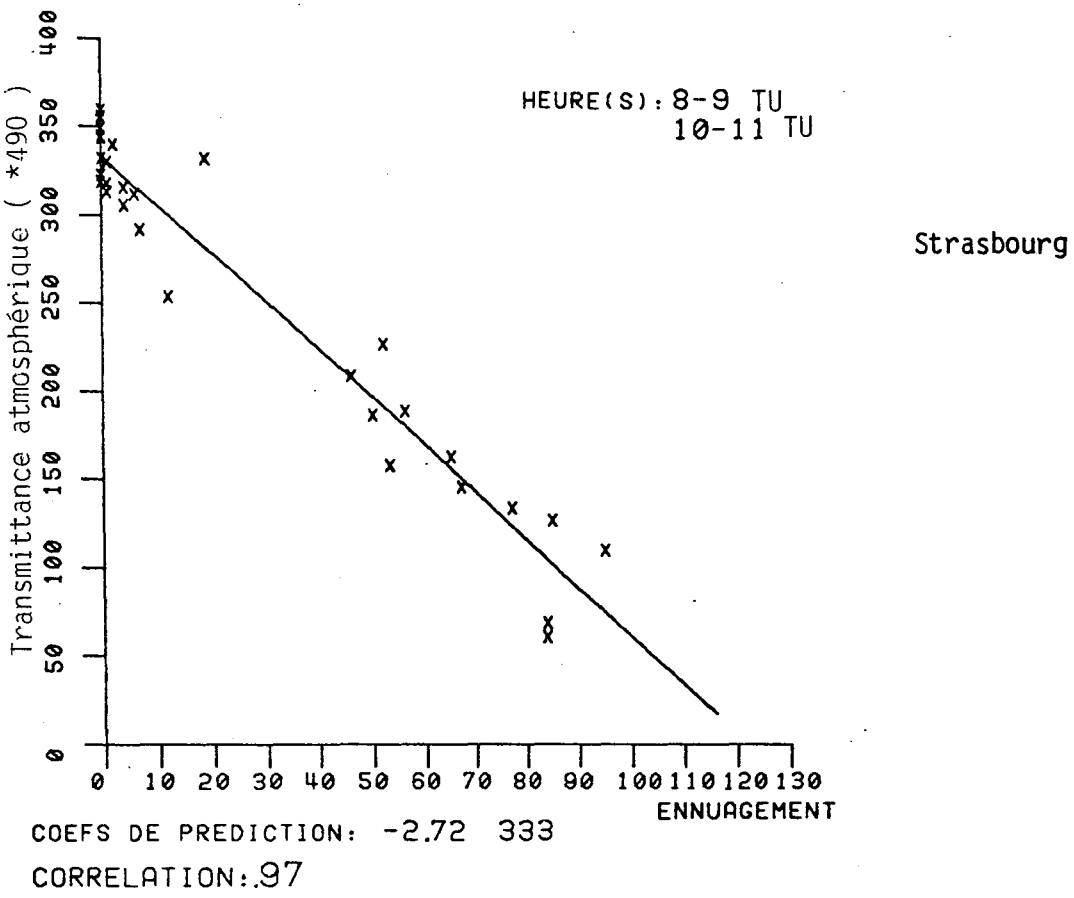


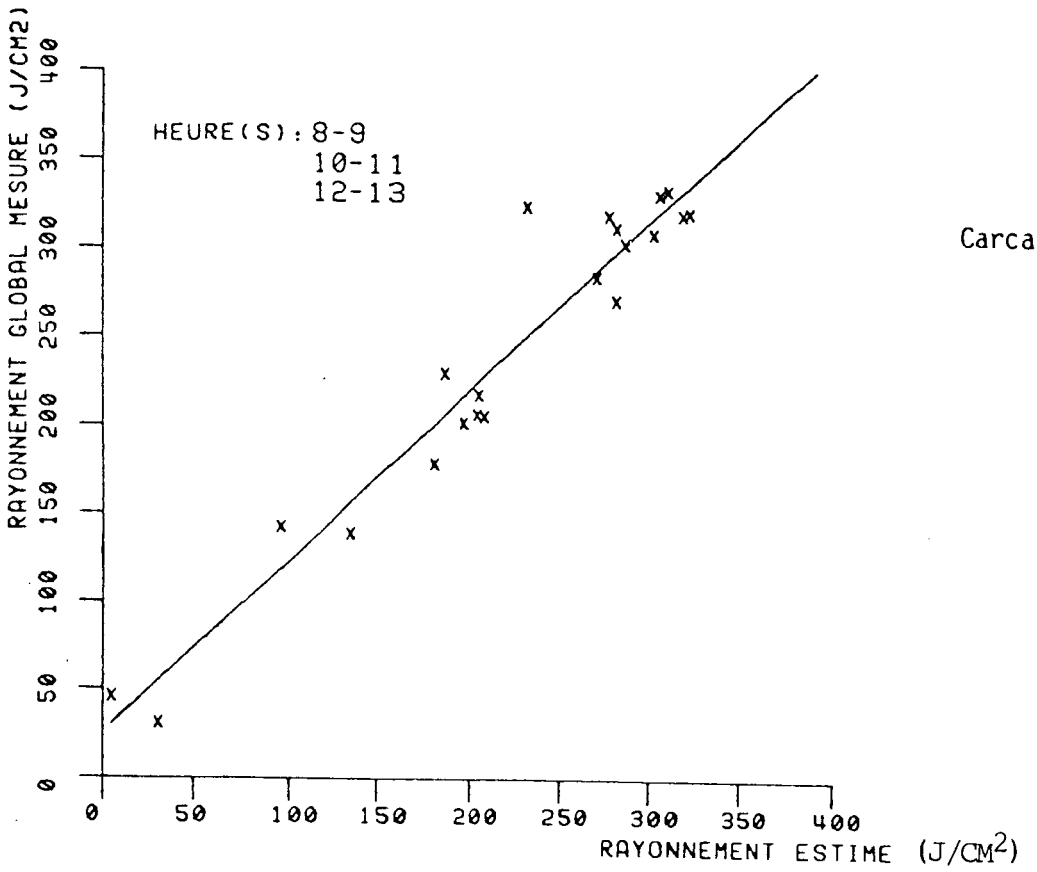
FIGURE IV.1 : Exemple de la relation linéaire entre l'indice d'ennuagement (satellite) et la transmittance atmosphérique (pyranomètre) .

	STATION	COEFFICIENT DE CORRELATION	ECART QUADRATIQUE MOYEN (J/CM^2)
Ajaccio	1	.986	14.3
Nancy	2	.968	27.1
Millau	3	.978	24.5
Paris	4	.922	34.7
St Quentin	5	.938	28.1
Clermont Ferrand	6	.910	45.6
Carpentras	7	.715	55.3
Reims	8	.956	26.4
Dijon	9	.895	50.1
Pau	10	.777	69.2
Rennes	11	.914	36.8
Strasbourg	12	.961	24.8
Montpellier	13	.713	72.9
Trappes	14	.964	26.3
Tours	15	.851	44.8
Iles du Levant	16	.966	22.3
Macon	17	.943	36.3
Limoges	18	.853	56.4
Marignane	19	.484	72.1
Agen	20	.863	55.1
Bordeaux	21	.962	28.2
Nice	22	.805	60.5
La Rochelle	23	.919	41.4
Auxerre	24	.816	57.2
Biscarosse	25	.928	36.0
Caen	26	.806	58.5
Carcassonne	27	.961	28.3
toutes stations confondues	MOYENNE	.871	42.2

TABLEAU IV.1

FIGURES IV.2 : Comparaison du rayonnement global horaire estimé par satellite et du rayonnement global horaire mesuré par pyranomètre, aux heures 8-9 H TU, 10-11 H TU, 12-13 H TU.
(a) : Carcassonne
(b) : Nice
(c) : Agen
(d) : Strasbourg

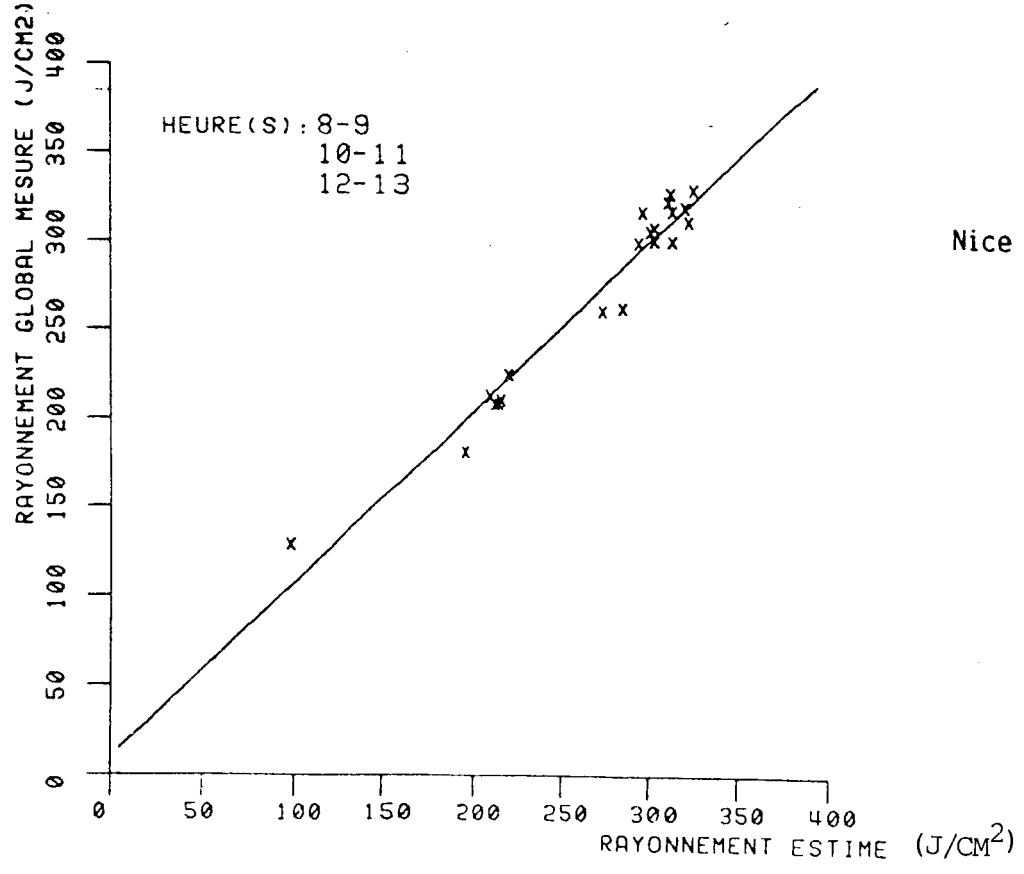
FIGURE IV.2.a :



Carcassonne

CORRELATION:.97

FIGURE IV.2.b :



Nice

CORRELATION :.98

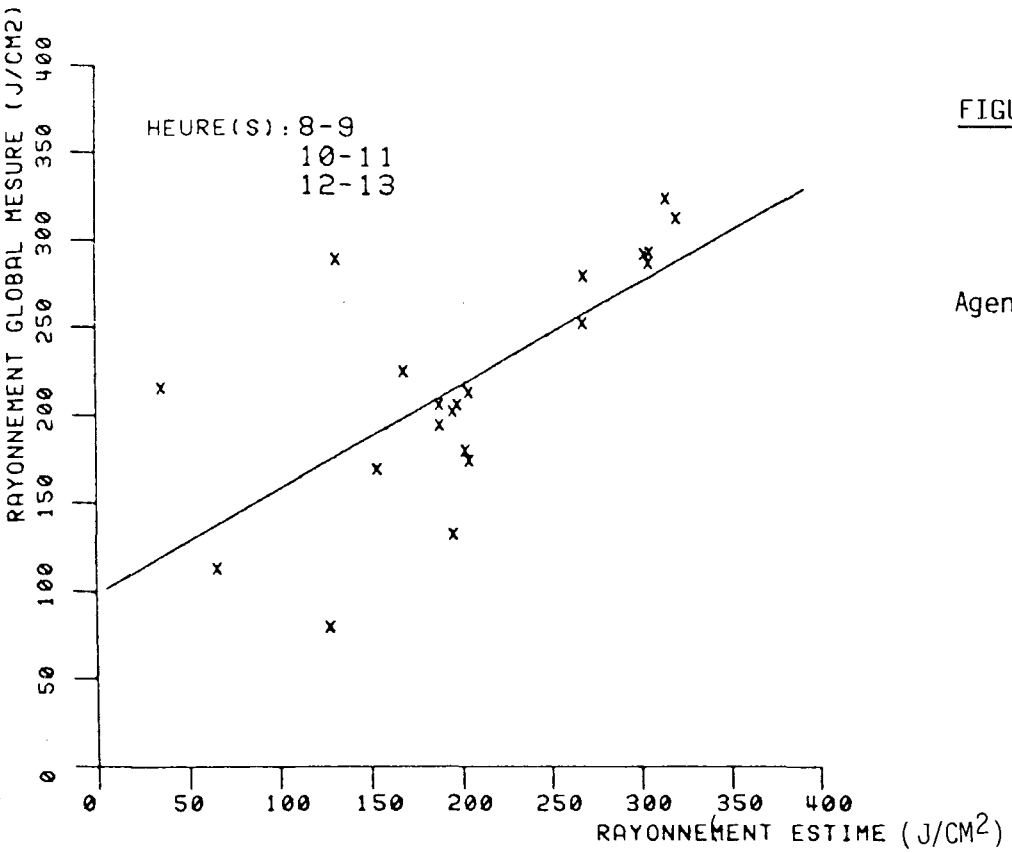


FIGURE IV.2.c :

Agen

CORRELATION:.70

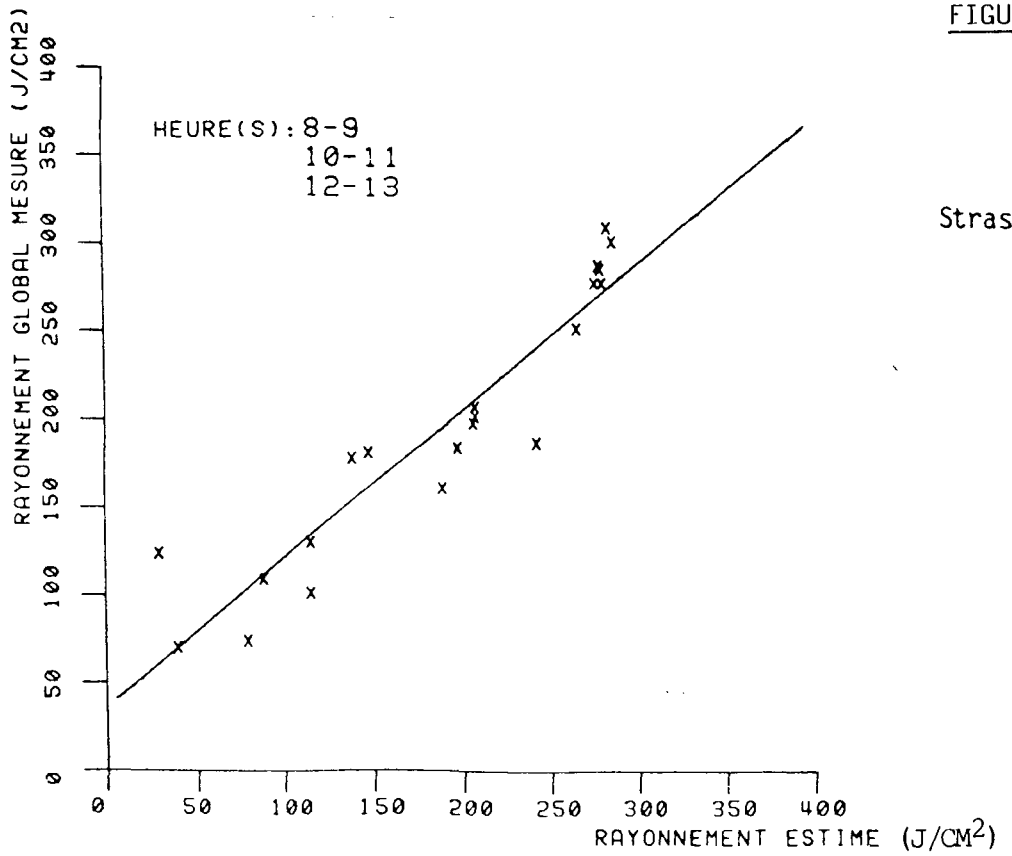


FIGURE IV.2.d :

Strasbourg

CORRELATION:.94

N : nombre de cas .

σ : écart type .

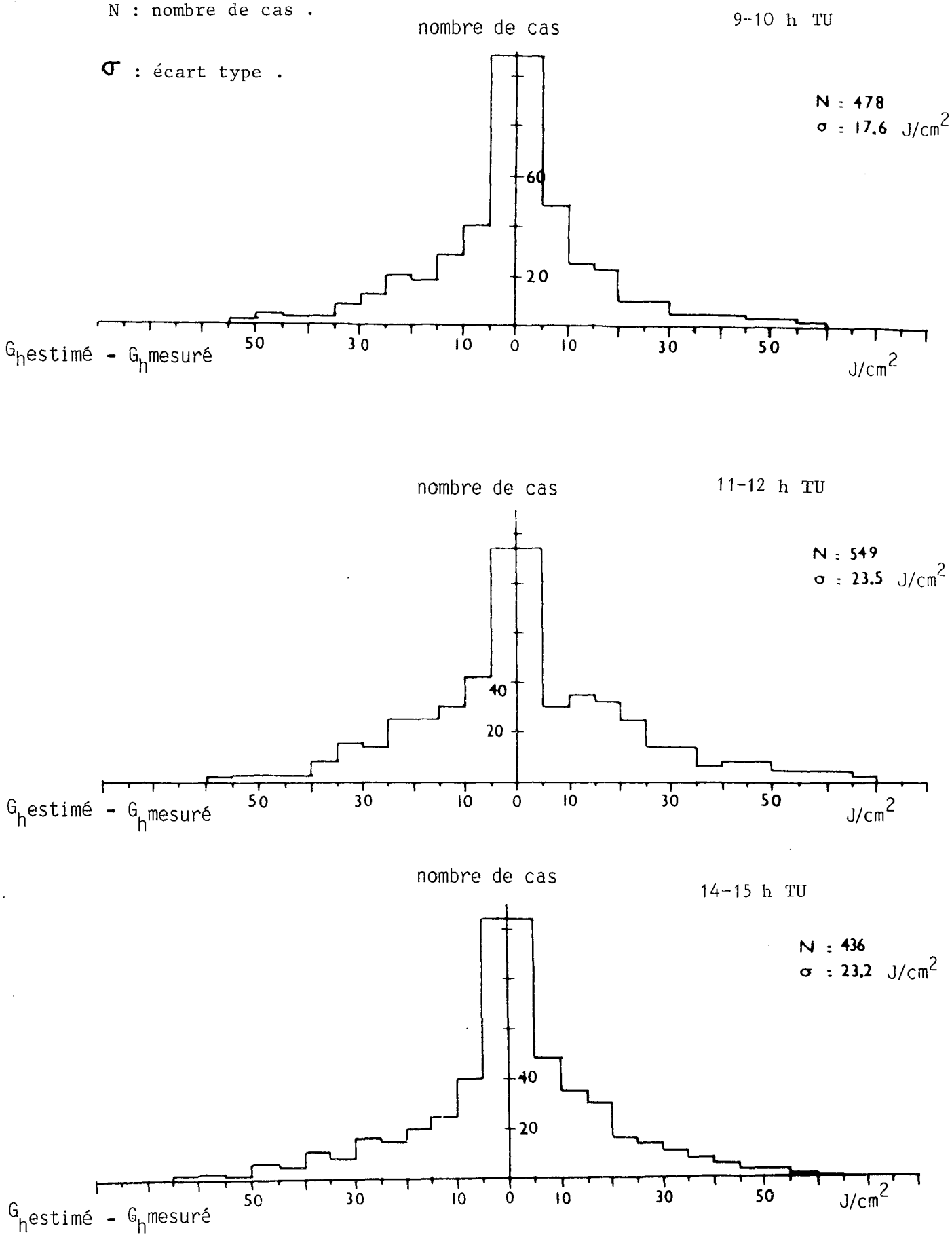


FIGURE IV.3 : Histogramme des écarts entre le rayonnement global horaire mesuré et le rayonnement global horaire estimé.

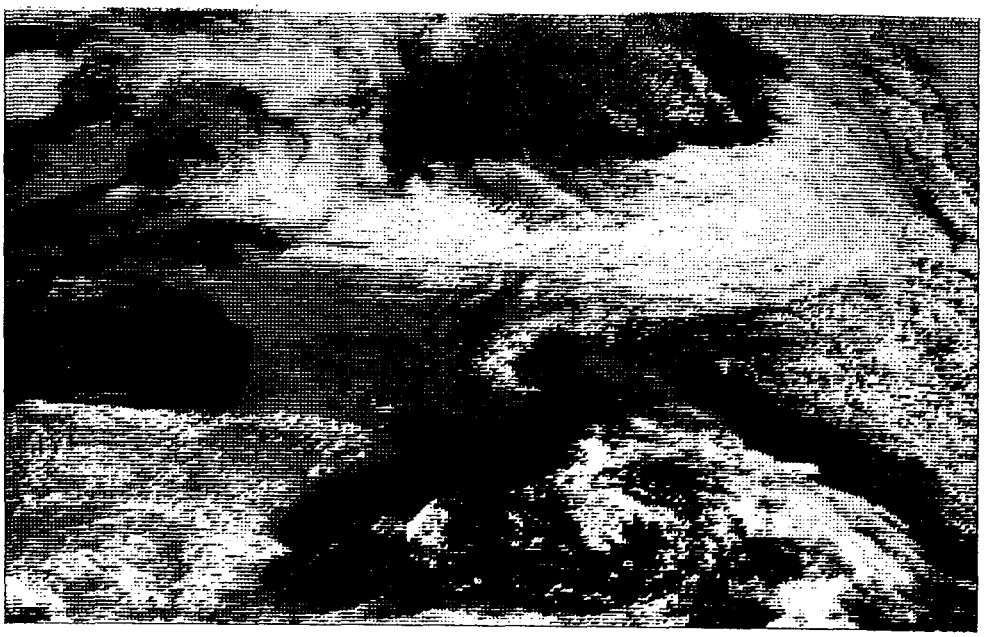


FIGURE IV.4a : Image brute Météosat (le 26 avril 1982) .

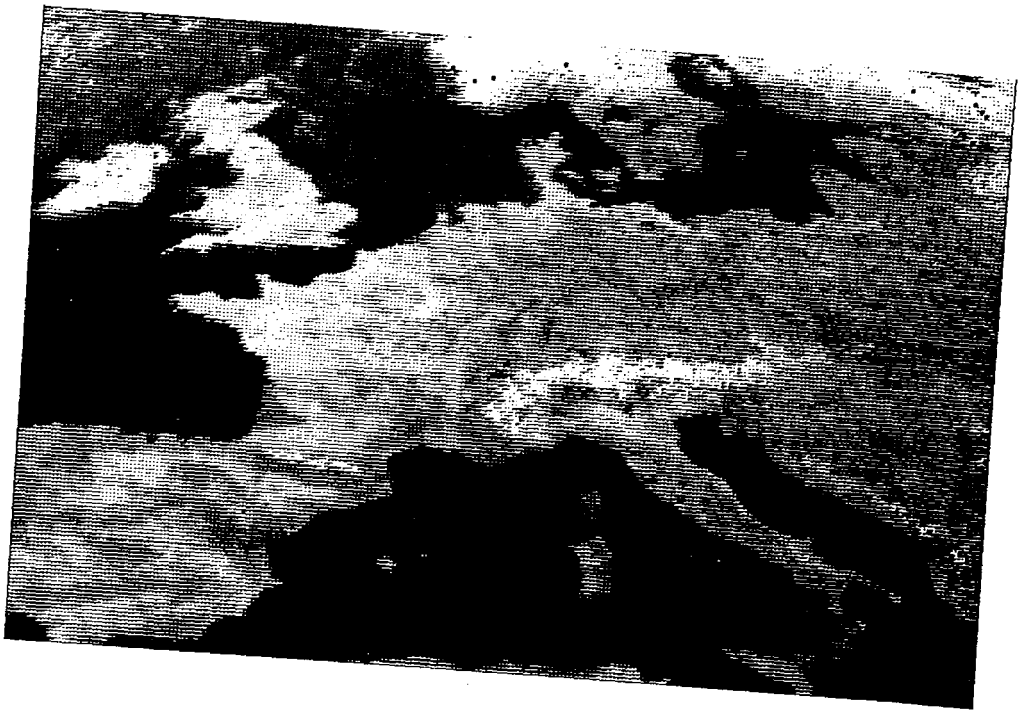


FIGURE IV.4b : Image d'albedo de l'Europe en avril 1982

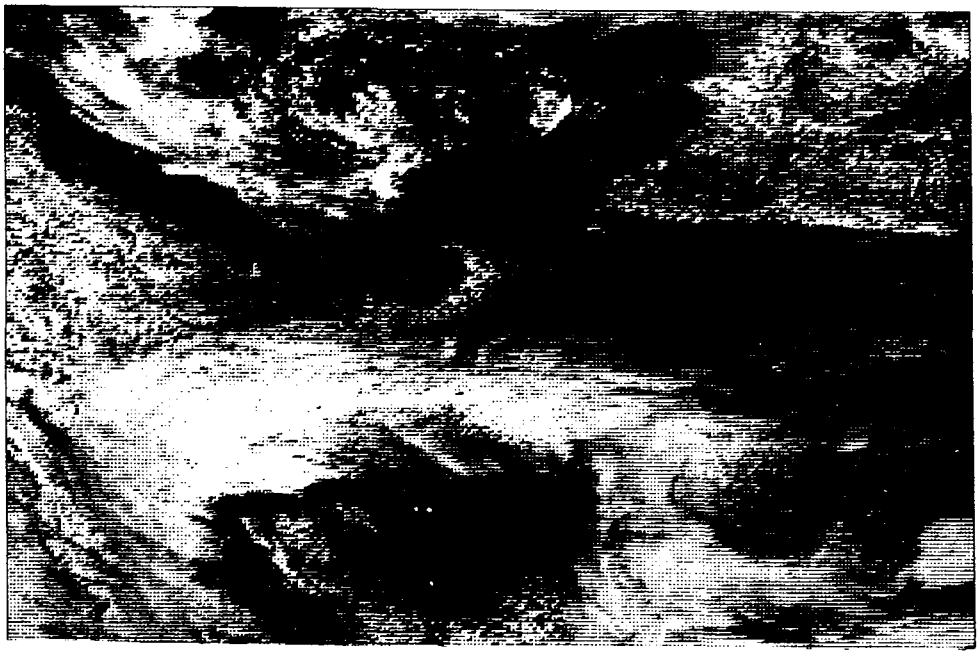


FIGURE IV.4c : Image Météosat d'ennuagement le 26 avril 1982 à midi .

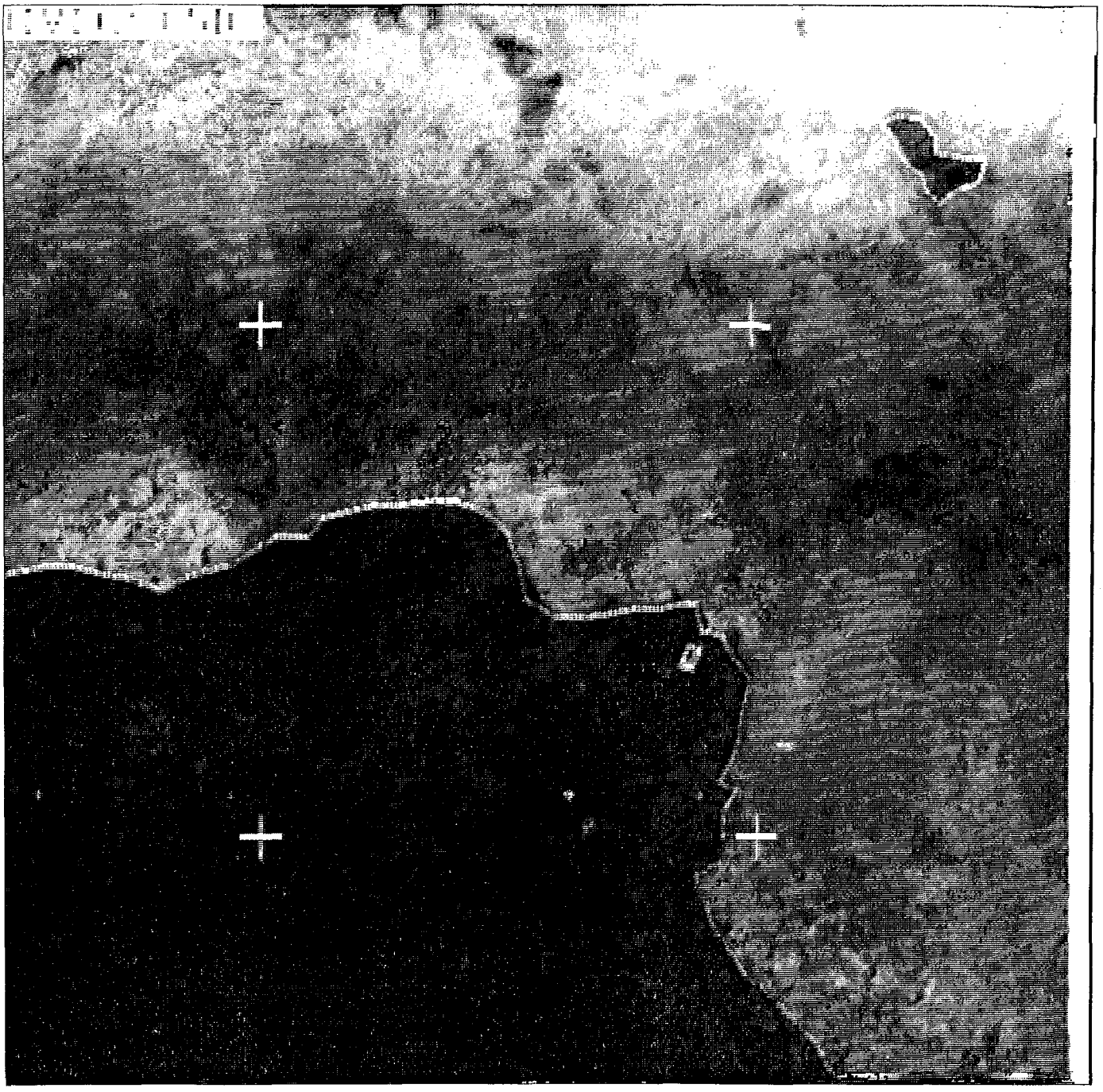


FIGURE IV.5 : Albédo de l'Afrique en juin 1984 .

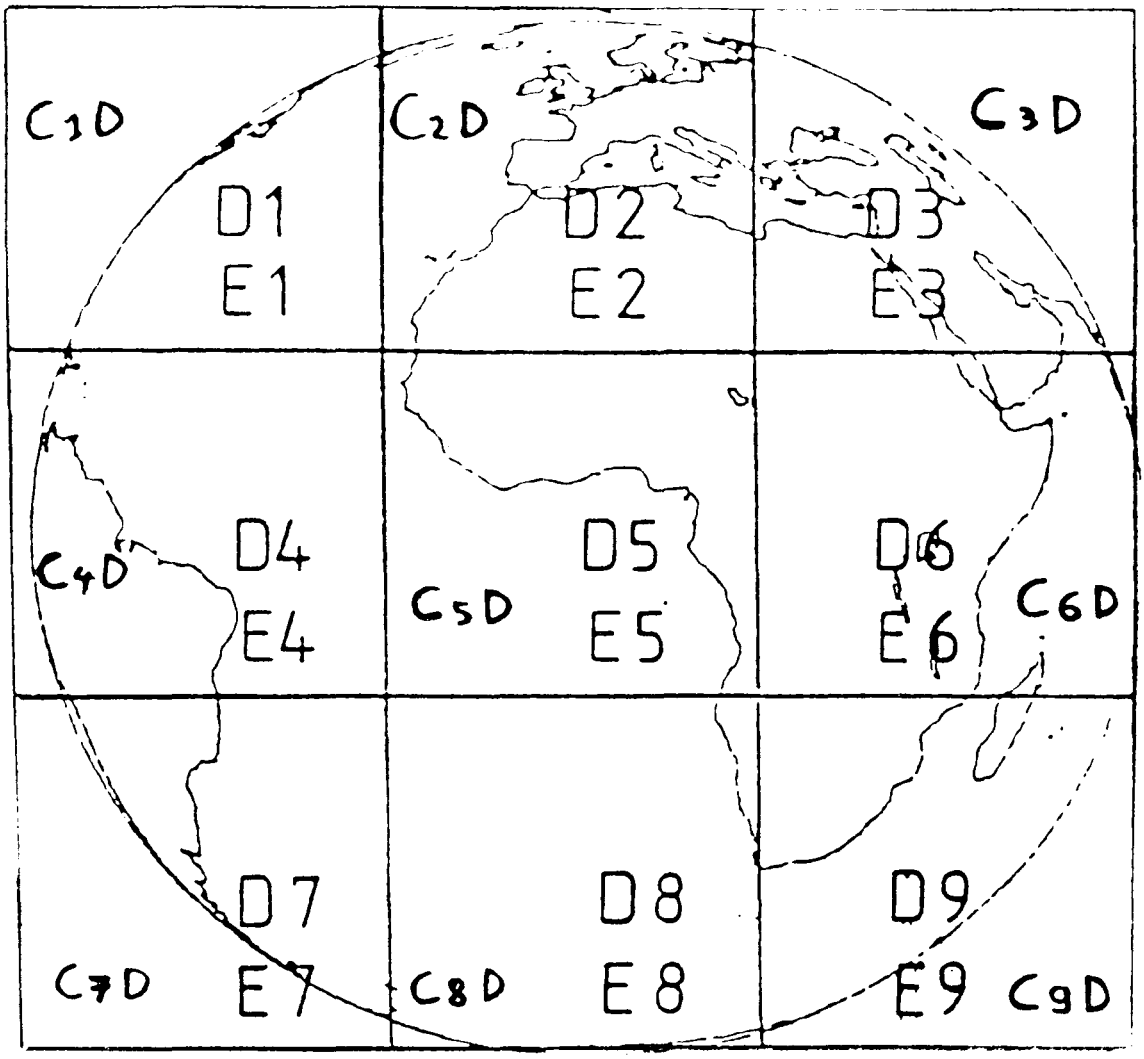


FIGURE IV.6 : Découpage des images Météosat pour la dissémination WEFAX
Infra rouge : format O
Infra rouge (vapeur d'eau) : format E
Visible basse résolution : format C.D.

CHAPITRE V

COMPARAISON DES MESURES SATELLITAIRES (LES INDICES D'ENNUAGEMENT) ET LES MESURES AU SOL (LES TRANSMITTANCES ATMOSPHERIQUES GLOBALES).

V.1. Introduction

Comme nous l'avons vu dans le chapitre IV, l'évaluation du rayonnement global horaire, à partir des mesures satellitaires est possible puisqu'il existe une relation linéaire entre la transmittance atmosphérique globale (K) et l'indice d'ennuagement (n).

La transmittance atmosphérique globale (K) est définie comme étant le rapport de l'irradiation globale horaire au sol (G_h) et de l'irradiation hors atmosphère (G_{oh}), l'indice d'ennuagement (n) représente le pourcentage du pixel recouvert de nuages. La relation linéaire entre la transmittance atmosphérique globale (K) et l'indice d'ennuagement (n) a été vérifiée par CANO (1982) sur deux périodes d'un mois de données.

Nous voulons ici prolonger cette vérification et établir les coefficients de régression sur un jeu de données beaucoup plus important.

Nous disposons d'une part, des données de rayonnement global horaire du réseau météorologique national (16 stations pour l'année 1983 et 30 stations pour l'année 1984 et 29 stations pour 7 mois de l'année 1985) et d'autre part, des acquisitions du canal visible de Météosat (3 acquisitions par jour) pour les mêmes périodes.

Nous avons déduit la transmittance atmosphérique globale ($K=G_h/G_{oh}$) du calcul du rayonnement hors atmosphère (Goh) et des données de rayonnement global horaire au sol, ceci en chaque station et pour chaque heure du jour correspondant aux heures d'acquisition.

Les stations météorologiques ont été localisées sur une image Météosat en convertissant les coordonnées géographiques "latitudes-longitudes" en "lignes-colonnes", afin d'extraire les indices d'ennuagement (n) en chaque station, pour une heure et un jour donnés.

Les données satellitaires sont en heures TU tandis que les données météorologiques sont en heures TSV (temps solaire vrai). Les données satellitaires ont été converties en heure TSV, en chaque point, compte tenu des latitudes et des longitudes. Les données météorologiques de rayonnement global (heures TSV), correspondant à l'heure d'acquisition, ont été extraites du fichier météorologique en les moyennant arithmétiquement par les valeurs de rayonnement encadrant la valeur correspondant à l'heure TSV (1/2 heure de part et d'autre). Puis les données de rayonnement extraites ont été reconverties en heures TU afin d'être compatibles avec les données satellitaires.

Les indices d'ennuagement en chaque station ont été moyennés spatialement (5x5 pixels) afin d'être comparés aux transmittances atmosphériques (voir § IV.2.5).

V.2. Périodes de mesures

Les données dont nous disposons sont :
11 mois de l'année 1983,
11 mois de l'année 1984,
7 mois de l'année 1985.

L'étude de la corrélation entre K et n a donc été faite sur 29 mois de données. En tenant compte des données manquantes pyranométriques ou satellitaires ceci représente environ 1800 cas.

Nous avons défini 3 tranches horaires (heure 1, heure 2, heure 3) correspondant aux 3 heures d'acquisitions Météosat : 9-10 h TU, 12-13 h TU et 15-16 h TU.

Nous n'avons pas de mesures pour les périodes suivantes :

- mai 1983 car la station était en panne,
- janvier et février 1983 aux heures 1 et 3 par manque d'acquisition,
- novembre et décembre 1983 et 1984 à l'heure 3 car le rayonnement incident est trop faible pour être détecté,
- janvier 1984 est inutilisable étant donné le peu de données satellitaires,
- octobre 1984 à l'heure 1 et novembre et décembre 1984 à l'heure 3.

V.3. Les différentes comparaisons effectuées

Les deux ensembles de mesures, transmittance atmosphérique globale (K) et indice d'ennuagement (n), ont été comparés à l'aide d'une méthode d'ajustement aux moindres carrés.

Nous avons effectué différentes comparaisons. Nous avons comparé l'ensemble des transmittances atmosphériques à l'ensemble des indices d'ennuagement sur une période de 15 jours, station par station et heure par heure. De plus sur cette même période pour une heure donnée, nous avons corrélé l'ensemble de tous les points de mesures de transmittances atmosphériques à l'ensemble de tous les indices d'ennuagement et c'est ce que nous appelons "toutes stations confondues".

Nous avons pensé à confondre toutes les stations car l'erreur est indépendante dela localisation géographique et nous ne constatons pas de dépendance en latitude et plus généralement selon la localisation géographique cf. § V.9.

Ensuite nous avons comparé l'ensemble K et l'ensemble n sur une période d'un mois, station par station et toutes stations confondues, heure par heure et sans tenir compte de la tranche horaire c'est ce que nous appellons "toutes heures confondues".

Et enfin nous avons corrélé l'ensemble K et l'ensemble n sur une période d'un an, station par station, "toutes stations confondues" et "toutes heures confondues".

Quelle que soit la période, on obtient donc quatre comparaisons différentes :

- heure par heure, station par station,
- heure par heure, toutes stations confondues,
- toutes heures confondues, station par station,
- toutes heures confondues, toutes stations confondues.

A chaque comparaison, quelle que soit la période choisie, nous avons estimé le coefficient de corrélation, les erreurs quadratiques moyennes absolue et relative sur l'estimation du rayonnement global horaire et les coefficients de régression a et b. La comparaison ayant été effectuée à l'aide d'une méthode d'ajustement aux moindres carrés, il n'y a pas de biais systématique : la moyenne de l'estimation est égale à la moyenne de la mesure.

V.4. Résultats pour l'année 1983

Tous les commentaires de résultats ne s'appliquent pas au mois d'avril qui présente un coefficient de corrélation parfois inférieur à 0,5 et une erreur quadratique moyenne d'estimation sur le rayonnement global horaire de l'ordre de 20%. Nous avons cherché à comprendre ce problème et nous traitons ce cas particulier dans le paragraphe V.4.4.

V.4.1. Comparaison effectuée sur une période de 15 jours

Nous avons tout d'abord corrélé les indices d'ennuagement aux transmittances atmosphériques globales sur une période de 15 jours afin de pouvoir suivre, s'il y en avait, les variations temporelles des coefficients de prédiction.

Malheureusement il manque toujours des mesures soit pyranométriques, soit satellitaires et il s'est avéré que le résultat de cette corrélation avait peu de sens étant donné le faible nombre de données (5 ou 6).

Nous avons donc choisi d'étudier cette corrélation "indice d'ennuagement-transmittance atmosphérique" à l'échelle du mois.

V.4.2. Comparaison sur une période d'un mois

Nous avons pu vérifier la linéarité de la relation entre K et n étant donné que la majeure partie des points des deux ensembles comparés, a un coefficient de corrélation supérieur à 0,7 (figures V.1a à c). La valeur du coefficient de corrélation varie selon les stations et les mois de l'année (de 0,5 à 0,99) mais est sensiblement la même pour les trois tranches horaires (figures V.1a, V.1b, V.1c).

Le fait de regrouper les stations ("toutes stations confondues") ne change pas le coefficient de corrélation qui varie de 0,68 (novembre) à 0,91 (juin) de 9 à 10 h TU, de 0,8 (décembre) à 0,87 (juin) de 12 à 13 h TU et de 0,74 (août) à 0,85 (juin) de 15 à 16 h TU.

Les valeurs de l'erreur quadratique moyenne sont données en pourcents du rayonnement hors atmosphère (G_{oh}).

L'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire est (en majeure partie) comprise entre 5% et 13% (figures V.2a à c).

La valeur de l'erreur, tout comme le coefficient de corrélation, varie selon les stations et le mois de l'année. Ces valeurs varient peu d'une tranche horaire à l'autre.

- De 9 à 10 h TU, l'erreur est comprise entre 5% (juin, juillet) et 14% (octobre, novembre, décembre).

- De 12 à 13 h TU, l'erreur est comprise entre 4% (juillet) et 14% (novembre, décembre). L'erreur est pratiquement constante en janvier, février, mars, elle décroît en juin pour atteindre ses valeurs minimales en juillet puis elle croît très sensiblement jusqu'en décembre où elle atteint ses valeurs maximales.

- De 15 à 16 h TU, l'erreur varie de 6% (juillet) à 15% (octobre), elle est sensiblement égale en mars et juin, elle décroît en juillet et elle augmente progressivement jusqu'en octobre où elle est maximale.

Le fait de regrouper les stations (16 stations), sans tenir compte de leur localisation géographique n'augmente pas l'erreur et pour "toutes stations confondues" les résultats sont les suivants :

- De 9 à 10 h TU, l'erreur varie de 7,5 % (juin) à 12,8 % (novembre).
- De 12 à 13 h TU, l'erreur est minimale en juillet (7%) et maximale en décembre (12,7 %).
- De 15 à 16 h TU, l'erreur est de 8,8 % (juillet) et de 14 % (octobre).

Tout particulièrement pour l'heure 2 (12-13 h TU) l'erreur est symétrique de part et d'autre de son minimum au mois de juillet.

Nous avons exprimé l'erreur quadratique moyenne pour toutes stations confondues en J/cm^2 ou Wh/m^2 en la multipliant par le rayonnement hors atmosphère d'un mois donné (figure V.3a à c).

- De 9 à 10 h TU (figure V.3a), l'erreur est pratiquement constante et de l'ordre de 31 J/cm^2 (86 Wh/m^2) de mars à juillet. Elle augmente en août et atteint 40,3 J/cm^2 (112 Wh/m^2) et décroît jusqu'en décembre où elle est égale à 19 J/cm^2 (52,8 Wh/m^2).

- De 12 à 13 h TU (figure V.3b), l'erreur croît progressivement de 21,5 J/cm^2 (59,8 Wh/m^2) en janvier à 41,06 J/cm^2 (114,07 Wh/m^2) en juin. Elle décroît brusquement et atteint 26,78 J/cm^2 (74,4 Wh/m^2) en juillet, puis augmente à nouveau en août et est égale à 38,3 J/cm^2 (106,4 Wh/m^2) pour décroître jusqu'en décembre où elle vaut 20,6 J/cm^2 (57,2 Wh/m^2).

- De 15 à 16 h TU (figure V.3c) l'erreur est symétrique de part et d'autre du maximum de 27,1 J/cm^2 ou 75,6 Wh/m^2 (juin). La valeur minimale est de 11,5 J/cm^2 ou 32 Wh/m^2 (octobre).

Etant donné sa définition, l'erreur est sensible aux variations de G_{oh}, (figures V.4a à c). On trouve en effet que les maxima de G_{oh} sont atteints en juin (pour les 3 heures) et les valeurs sont symétriques de part et d'autre du maximum.

Les coefficients a et b (coefficients de la relation linéaire entre K et n) forment un jeu de coefficients de régression indissociables. Leur valeur varie selon les tranches horaires (figure V.5a à c, V.6a à c).

Etant donné les faibles modifications de l'erreur et du coefficient de corrélation quand toutes les stations sont confondues, nous choisissons d'étudier les variations des coefficients a et b pour "toutes stations confondues".

- De 9 à 10 h TU (figures V.5a, V.6a), le coefficient a varie de 0,47 (novembre) à 0,71(juin) et le coefficient b de 0,46 (décembre) à 0,7 (juin).
- De 12 à 13 h TU (figure V.5b, V.6b), le coefficient a varie de 0,55 (août) à 0,67 (juin) et b de 0,59 (janvier) à 0,74 (septembre).
- De 15 à 16 h TU, a varie de 0,46 (août) à 0,61 (juin) et b de 0,51 (mars) à 0,65 (juin).

Il est difficile de raisonner sur les valeurs des coefficients a et b pour juger des variations annuelles de la relation linéaire entre K et n. Par contre les valeurs des coefficients a et b sont intéressantes dans la mesure où le coefficient b représente la transmittance atmosphérique par ciel clair K_c et la différence des coefficients b et a représente la transmittance atmosphérique par ciel couvert K_b.

Nous reviendrons en détail sur ces transmittances et sur leurs variations dans le paragraphe V.7.

Les variations de la relation linéaire d'une tranche horaire à l'autre étant faibles, nous avons corrélé les deux ensembles de mesures K et n sans tenir compte de l'heure ("toutes heures confondues").

Pour toutes stations confondues, le coefficient de corrélation (figure V.7a) varie de 0,63 (décembre) à 0,81 (septembre), l'erreur (figure V.7c) de 9,7 % (juin) à 14,3% (novembre), le coefficient a (figure V.7.d)

de 0,47 (décembre) à 0,56 (juin et juillet) et le coefficient b (figure V.7e) de 0,5 (décembre) à 0,67 (septembre).

Le fait de ne pas tenir compte de la tranche horaire ne semble pas diminuer la précision de la méthode d'estimation de façon importante mais nous avons préféré considérer les trois heures de façon distincte car le calcul des moyennes de l'erreur montre que la moyenne de l'erreur pour toutes heures confondues est toujours légèrement supérieure à celle d'une heure donnée (figure V.7e).

Cette étude de comparaison sur une période d'un mois a permis de montrer que les variations mensuelles de la relation linéaire entre K et n n'étaient pas très importantes et que le choix d'une période de comparaison d'un an était possible. De plus nous avons mis en évidence que le fait de considérer toutes les stations sans tenir compte de leur localisation géographique altérait très peu la précision de la méthode mais permettait de neutraliser les effets de dispersion des valeurs. Par ailleurs le fait de n'avoir qu'un seul jeu de coefficients, pour une tranche horaire donnée, pour toute la zone étudiée simplifie considérablement la mise en oeuvre de la méthode.

V.4.3. Comparaison effectuée sur une période d'un an

En corrélant les mesures de transmittances atmosphériques globales et les mesures d'indices d'ennuagement sur une période d'un an (tous mois confondus), nous constatons que le coefficient de corrélation diminue mais garde une valeur élevée (de l'ordre de 0,7).

Signalons que dans cette comparaison nous avons tenu à conserver le mois d'avril qui présente de très mauvais résultats, dans le but d'obtenir une méthode opérationnelle au rythme des acquisitions. Le fait de ne pas sélectionner les données au préalable a bien sûr tendance à diminuer le coefficient de corrélation sur l'année et à augmenter l'erreur quadratique moyenne d'estimation sur le rayonnement global horaire.

- De 9 à 10 h TU (figure V.1a) le coefficient de corrélation varie de 0,65 à 0,8 et l'erreur (figure V.2a) de 12% à 15,5%. Le coefficient a (figure V.5a) varie de 0,5 à 0,6 et le coefficient b (figure V.6a) de 0,58 à 0,65.

Pour toutes stations confondues, le coefficient de corrélation est de 0,72, l'erreur quadratique moyenne absolue sur l'estimation du rayonnement global horaire est de 14,5%, le coefficient a est égal à 0,53 et le coefficient b à 0,63.

- De 12 à 13 h TU, le coefficient de corrélation (figure V.1b) varie de 0,7 à 0,85, l'erreur quadratique moyenne (figure V.2b) de 10,5 % à 15 %. Le coefficient a (figure V.5b) de 0,5 à 0,6 et le coefficient b (figure V.6b) de 0,63 à 0,69.

Pour toutes stations confondues, le coefficient de corrélation est de 0,79, l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire est de 12,8 %, le coefficient a est égal à 0,55 et le coefficient b égal à 0,66.

- De 15 à 16 h TU, le coefficient de corrélation (figure V.1a) varie de 0,7 à 0,88, l'erreur quadratique moyenne (figure V.2c) de 9 % à 13,5 %, le coefficient a (figure V.5c) de 0,47 à 0,63 et le coefficient b (figure V.6c) de 0,56 à 0,64.

Pour toutes stations confondues, le coefficient de corrélation est de 0,77, l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire est de 12%, le coefficient a est égal à 0,5 et le coefficient b à 0,56.

L'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire nous semble tout à fait acceptable et nous choisissons de garder cette période de comparaison d'un an.

Avec un seul jeu de coefficients (a,b) pour chaque tranche horaire, nous estimons le rayonnement global horaire mensuel avec une erreur quadratique moyenne de 44 J/cm^2 ou 0,12 kWh/m^2 de 9 à 10 h TU, de 38,7 J/cm^2 ou 0,107 kWh/m^2 de 12 à 13 h TU et de 23,83 J/cm^2 ou 0,05 kWh/m^2 de 15 à 16 h TU.

V.4.4. Le mois d'avril 1983

Nous avons essayé de comprendre les résultats particulièrement mauvais du mois d'avril 1983. Pour celà nous avons extrait les valeurs du rayonnement global et les valeurs d'indice d'ennuagement chaque jour et à 12-13 h TU. Afin d'avoir une référence des variations du rayonnement global et de l'indice d'ennuagement, nous avons comparé le mois d'avril au mois de

septembre où les valeurs d'irradiation globale horaire G_h sont comparables. En septembre (figure V.8b) les variations de G_h et de n sont parfaitement symétriques et complémentaires, par contre en avril (figure V.8a) ce phénomène est beaucoup moins net bien que la station de Carpentras donne des résultats corrects (coefficient de corrélation de 0,75 et erreur quadratique moyenne de 14,8 %). Nous avons tout d'abord éliminé un certain nombre de jours où il y avait véritablement un problème technique : les indices d'ennuagement étaient nuls pour toutes les stations du réseau et durant 3 jours consécutifs.

Toujours pour la station de Carpentras nous avons comparé les indices d'ennuagements aux insolations (figure V.8c), il subsiste un problème du 15 au 21 avril et du 25 au 28 avril. Nous avons consulté les Tableaux Climatologiques Mensuels de la Direction de la Météorologie Nationale (TCM) qui confirment la présence de cirrus les 9-10 avril et 16-17 avril.

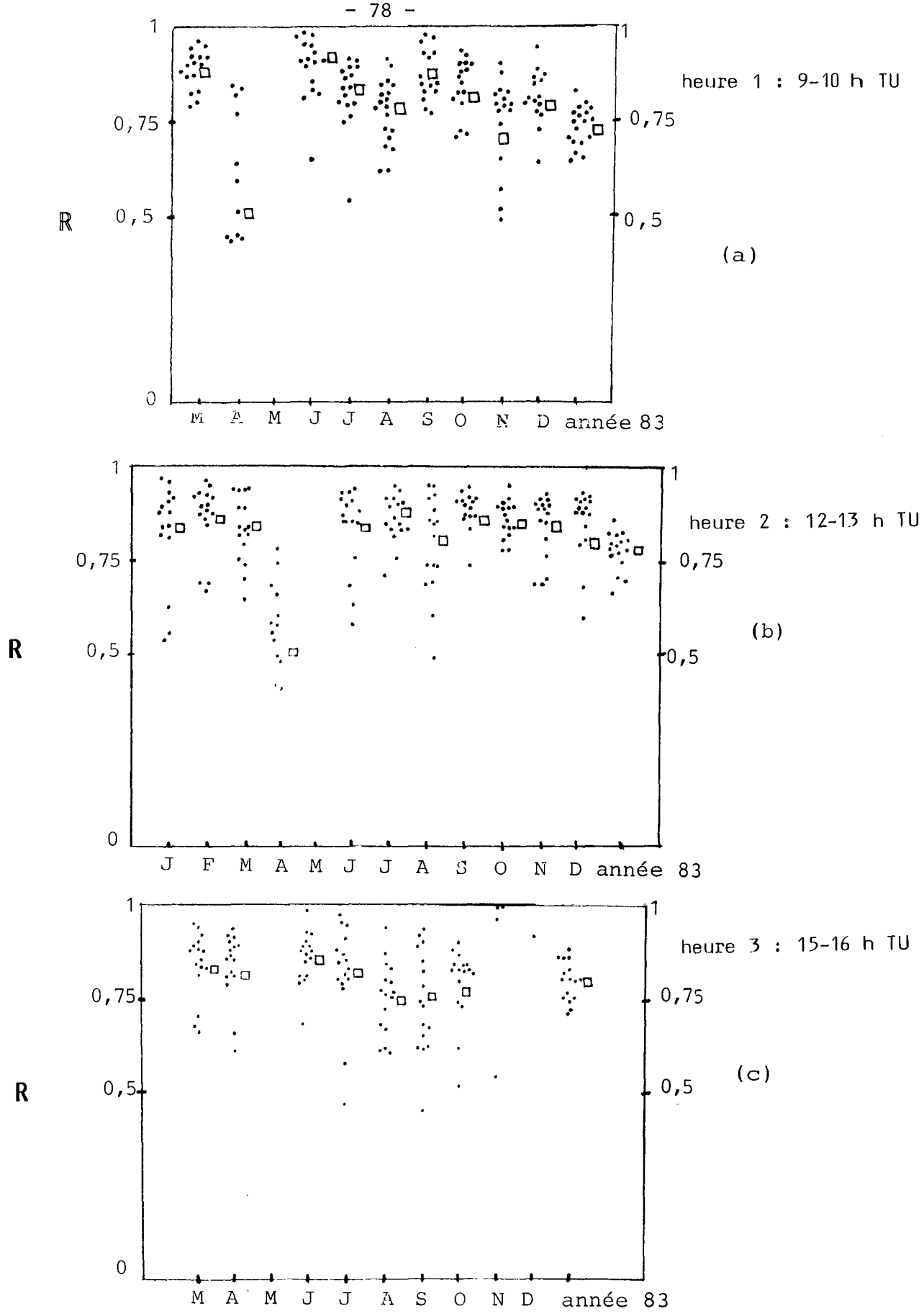
Ce fait est important car il souligne que la méthode nécessiterait peut-être l'utilisation de l'infra-rouge pour déceler la présence de cirrus.

Nous avons voulu vérifier ce phénomène sur d'autres stations, tout particulièrement celles qui présentaient de très mauvais résultats.

Pour Trappes (figure V.8d) le coefficient de corrélation est nul et l'erreur de l'ordre de 16 %. On observe une totale incohérence tout au long du mois et il s'avère qu'il existe très nettement un autre problème que celui des cirrus. La consultation des TCM justifie la présence importante de cirrus les 5,7,25,29,30 avril mais nous n'avons pas d'explications pour les autres jours du mois.

Pour Montpellier (figure V.8e) le coefficient de corrélation est de 0,26 et l'erreur de 20,4 %. On observe une incohérence à partir du 8 avril. Les TCM indiquent la présence de cirrus les 4,7,8,9,22,28 et 29 avril.

Nous constatons les mêmes remarques pour St Quentin, Nancy, Strasbourg et Auxerre (figures V.8f à i).



□ toutes stations confondues

FIGURE V.1 : Variations mensuelles du coefficient de corrélation (**R**).

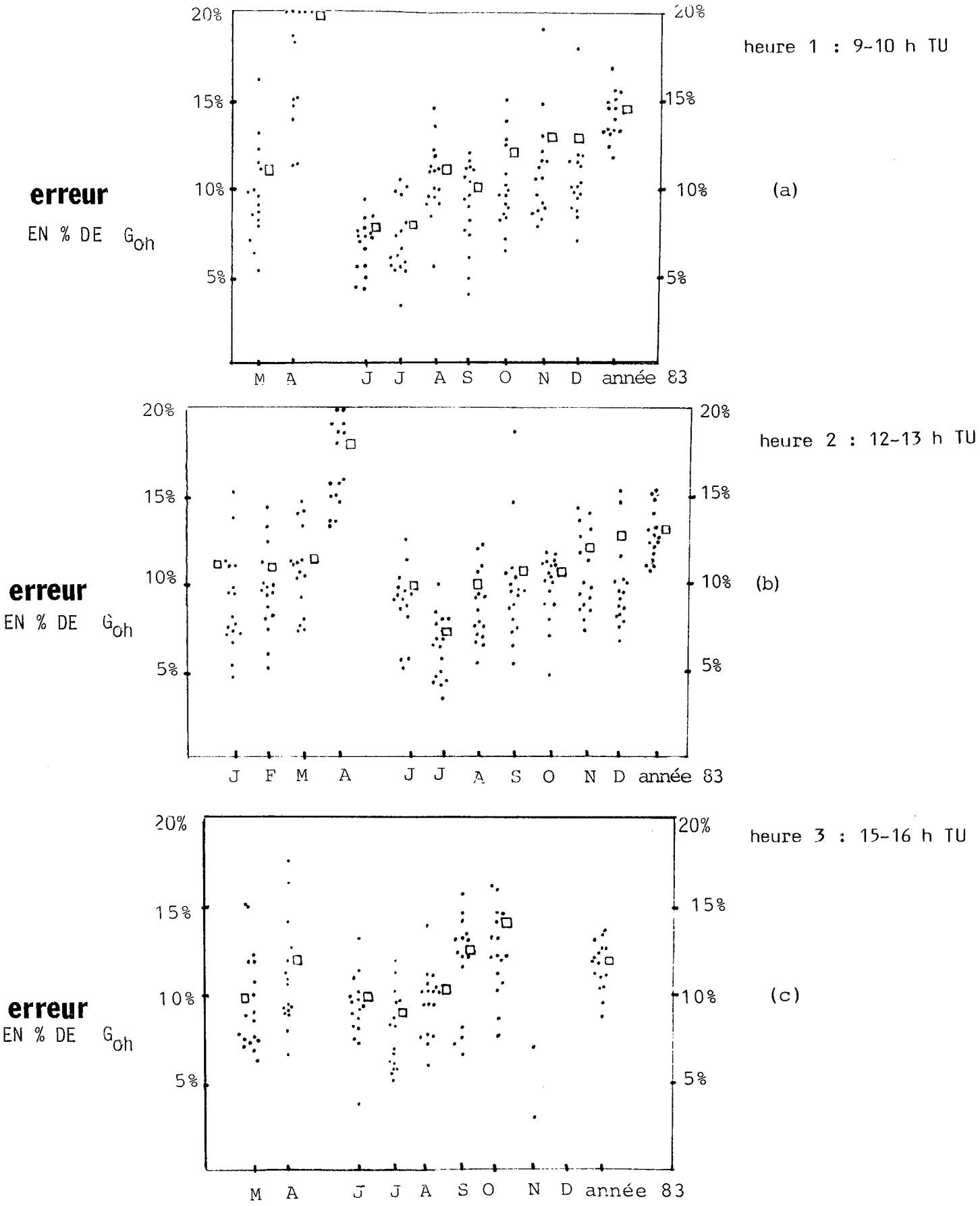
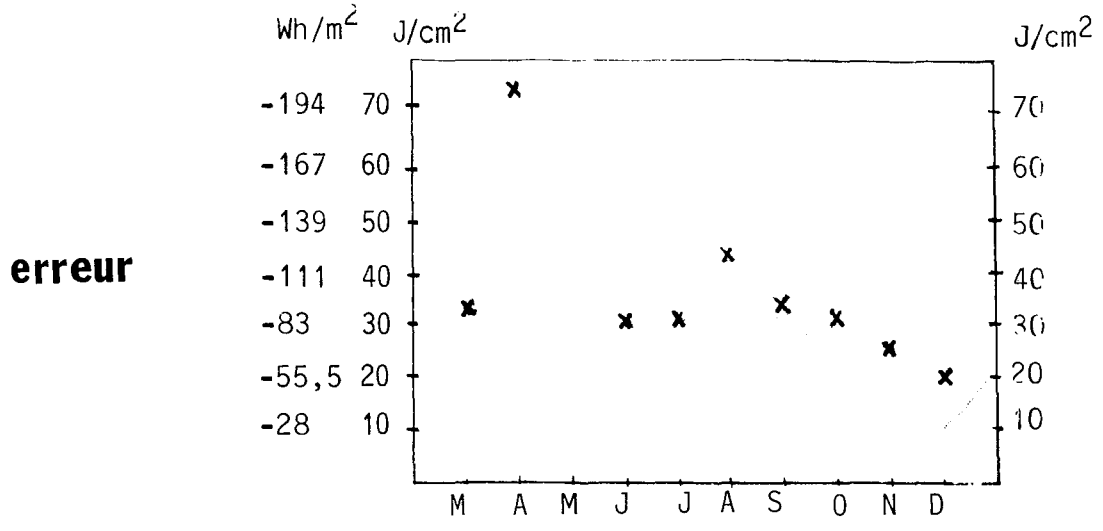
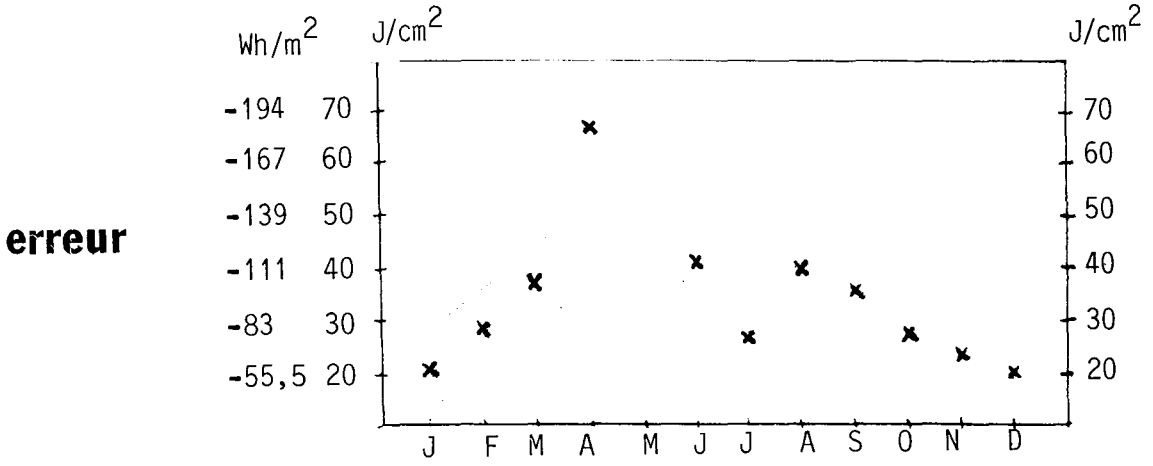


FIGURE V.2 : Variations mensuelles de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire .L'erreur est exprimée en % du rayonnement hors atmosphère (G_{oh}).





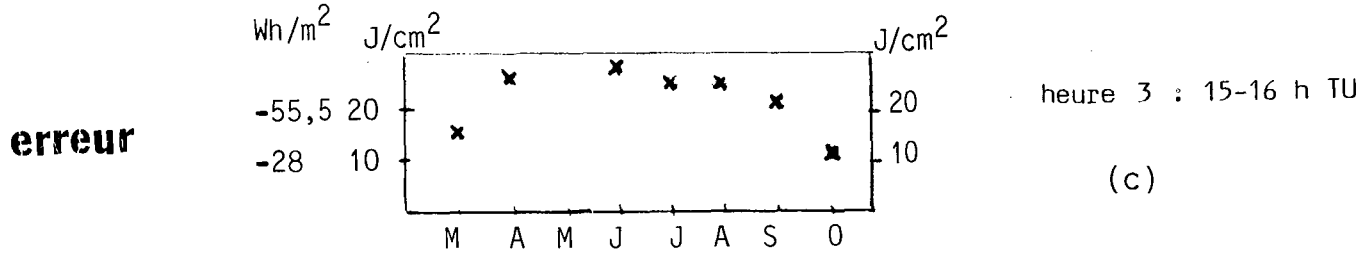
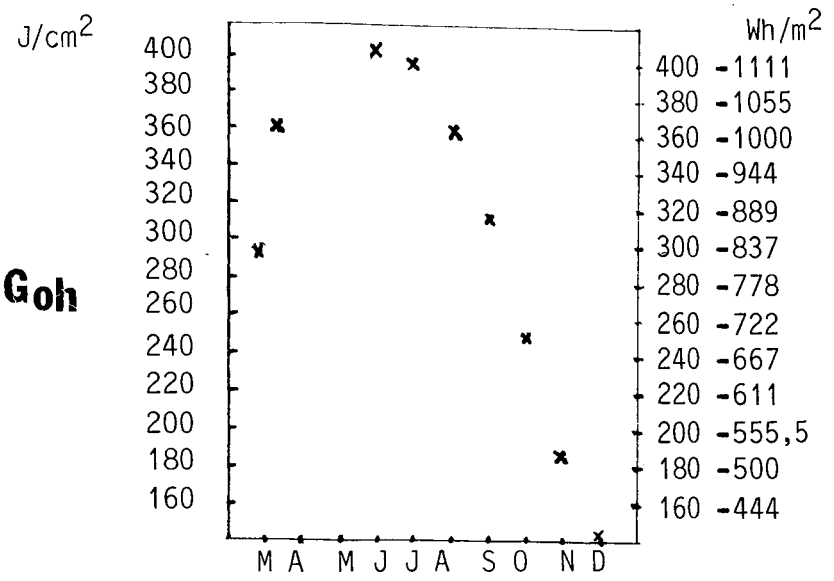
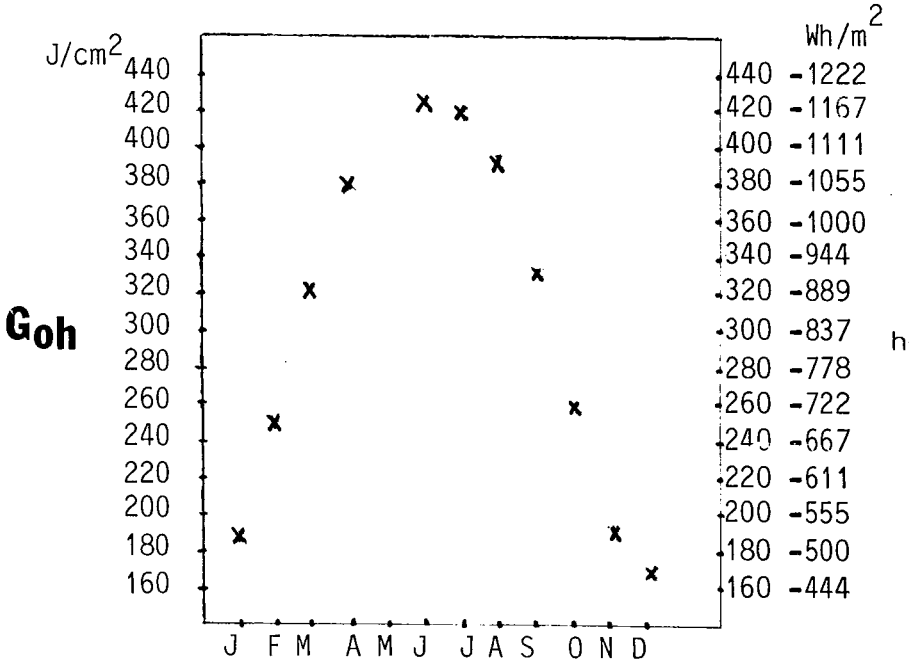


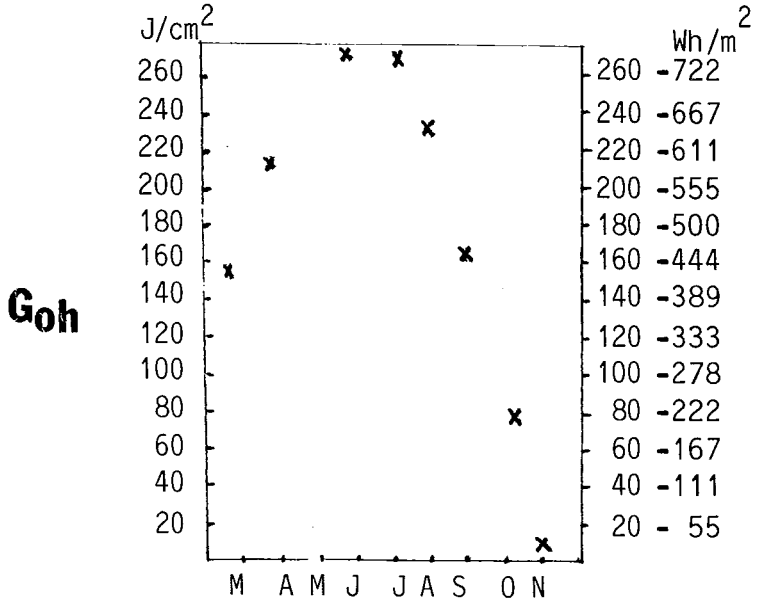
FIGURE V.3 : Variations mensuelles de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire (G_h) pour toutes stations confondues.



heure 1 : 9-10 h TU



heure 2 : 12-13 h TU



heure 3 : 15-16 h TU

FIGURE V.4 : Variations mensuelles du rayonnement hors atmosphère (G_{oh}).

Latitude 46° N Longitude 5° E

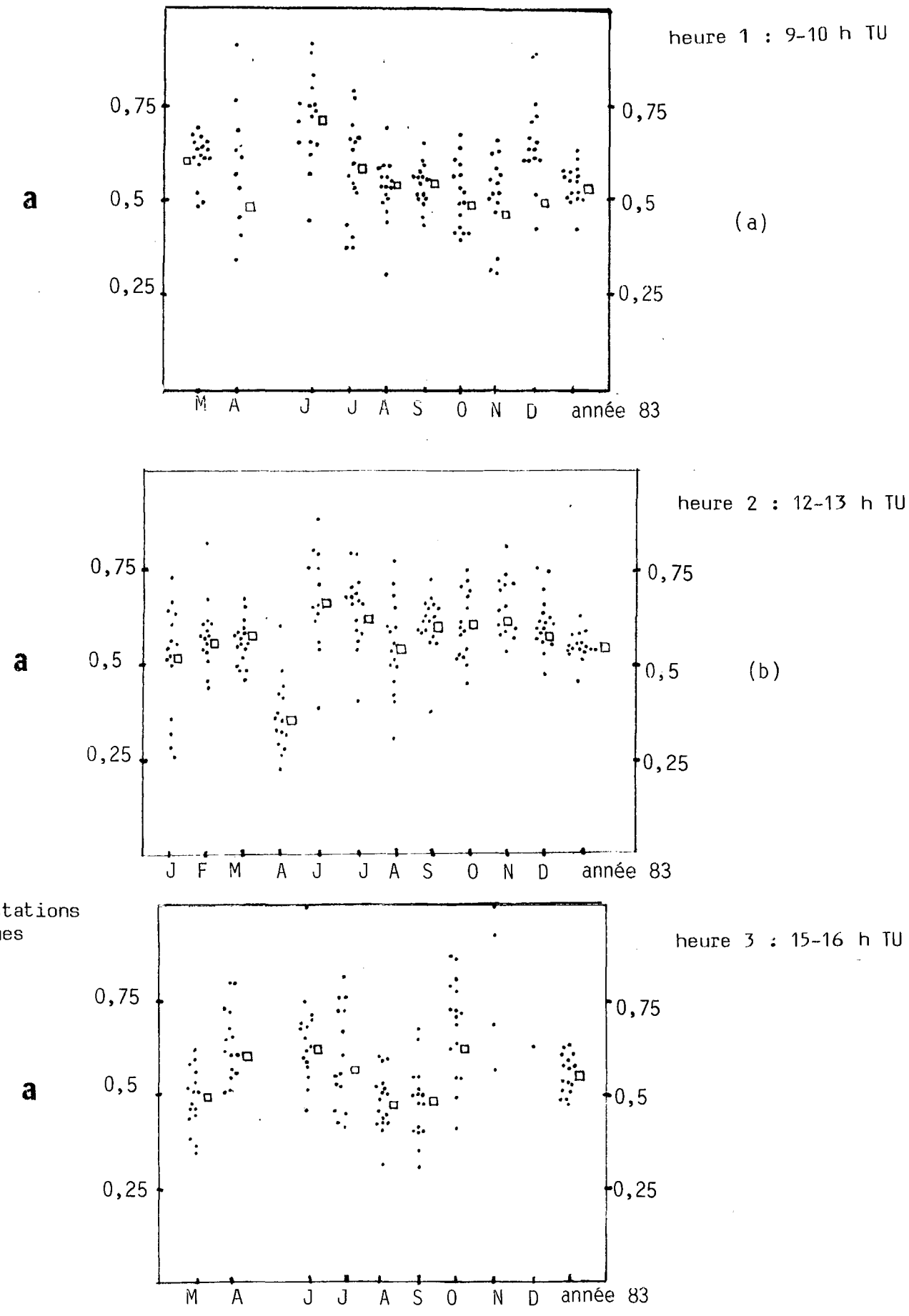


FIGURE V.5 : Variations mensuelles du coefficient **a**.

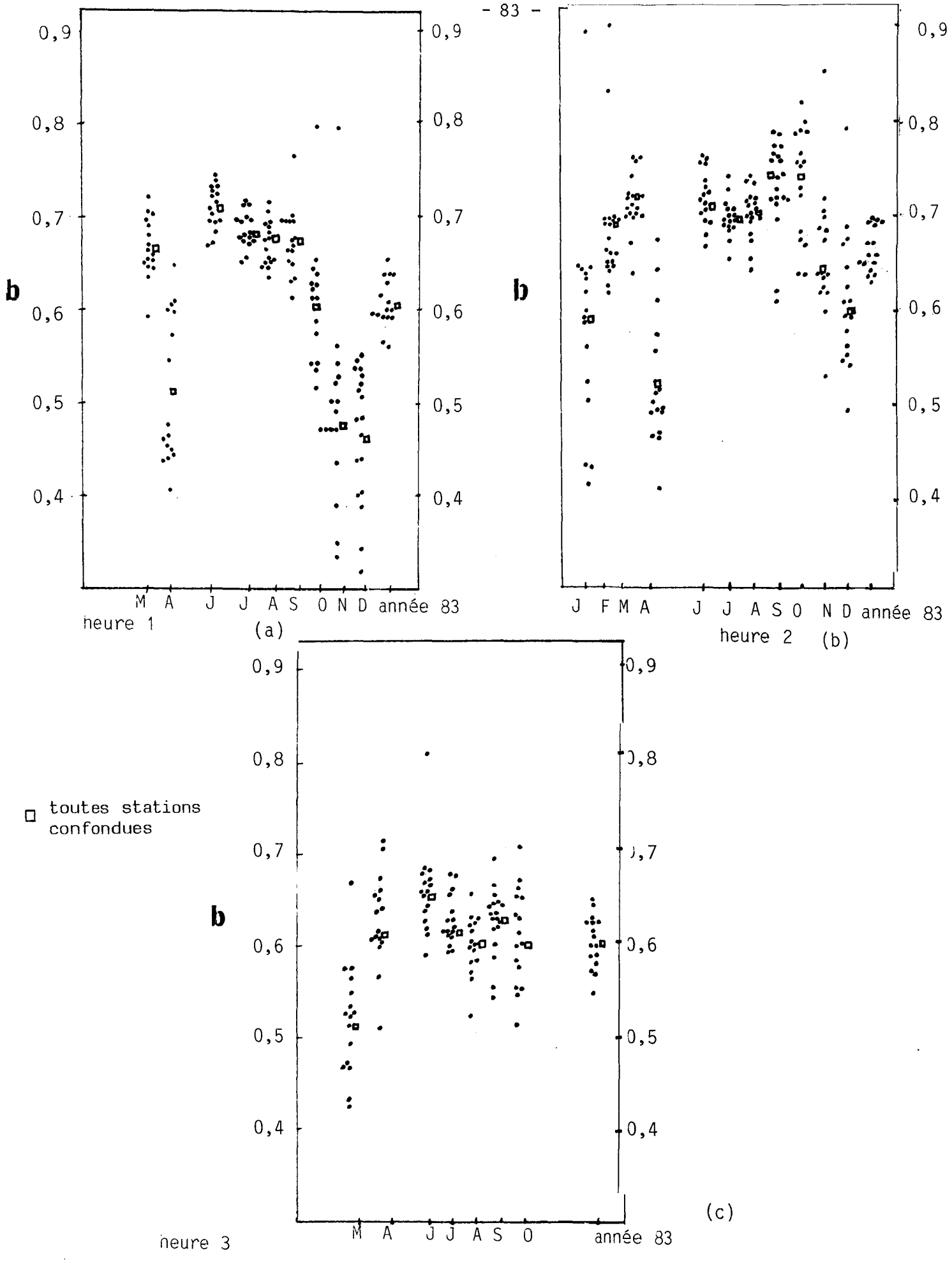


FIGURE V.6 : Variations mensuelles de la transmittance atmosphérique par ciel clair (K_c=b).

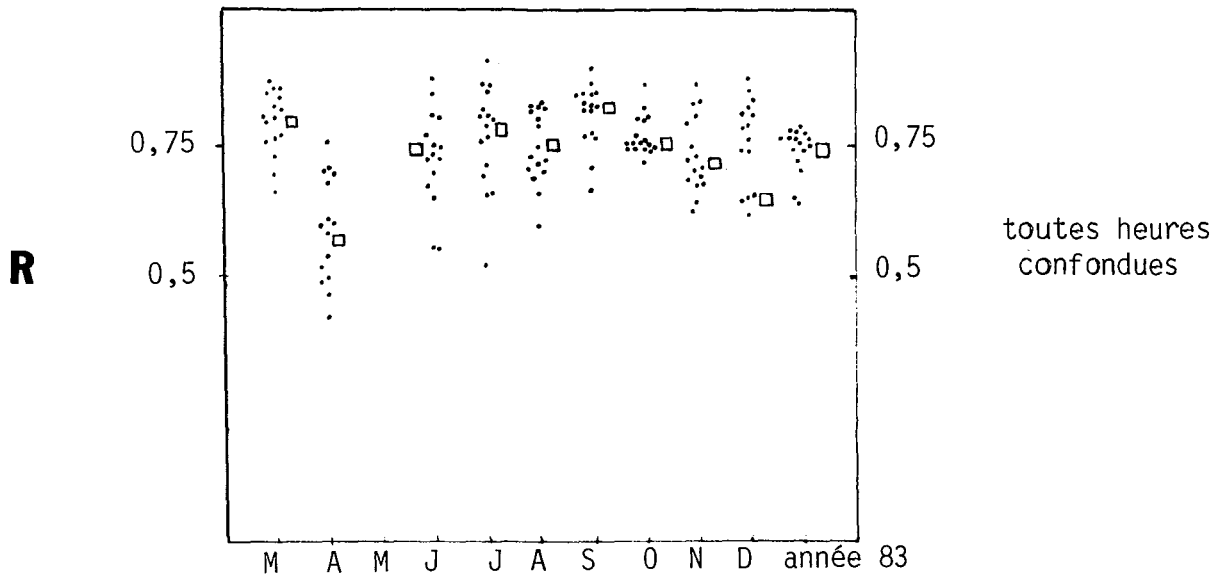


FIGURE V.7.a : Variations mensuelles du coefficient de corrélation **R** pour toutes les heures confondues .

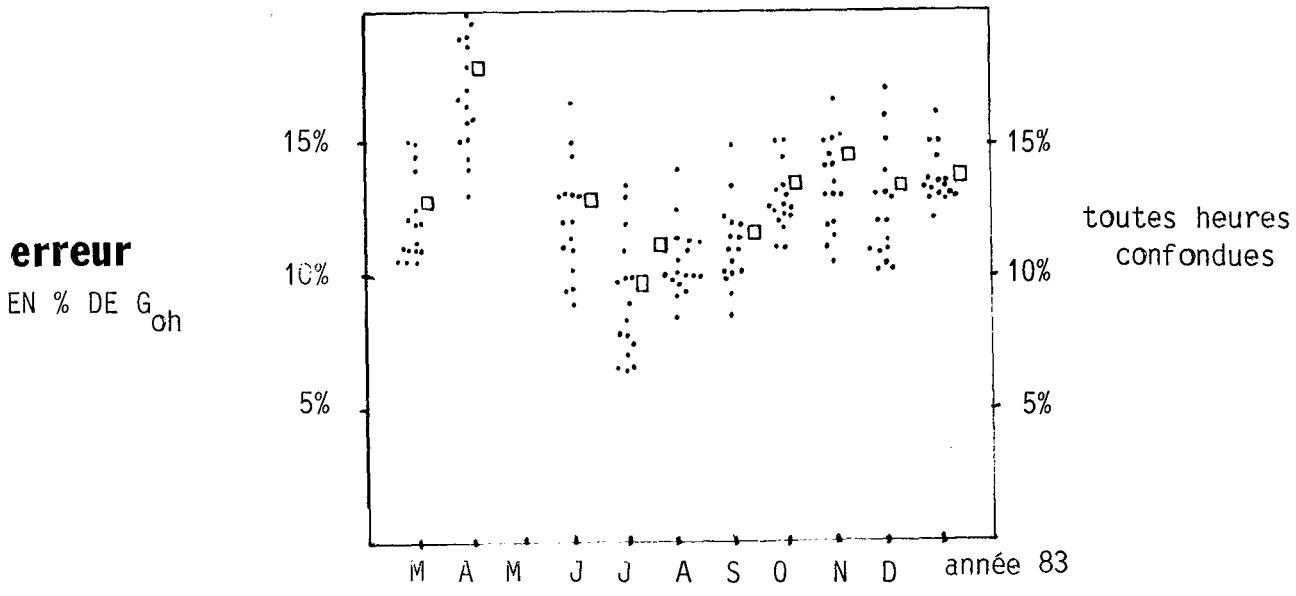


FIGURE V.7.b : Variations de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire. L'erreur est exprimée en % du rayonnement hors atmosphère (G_{oh}) .

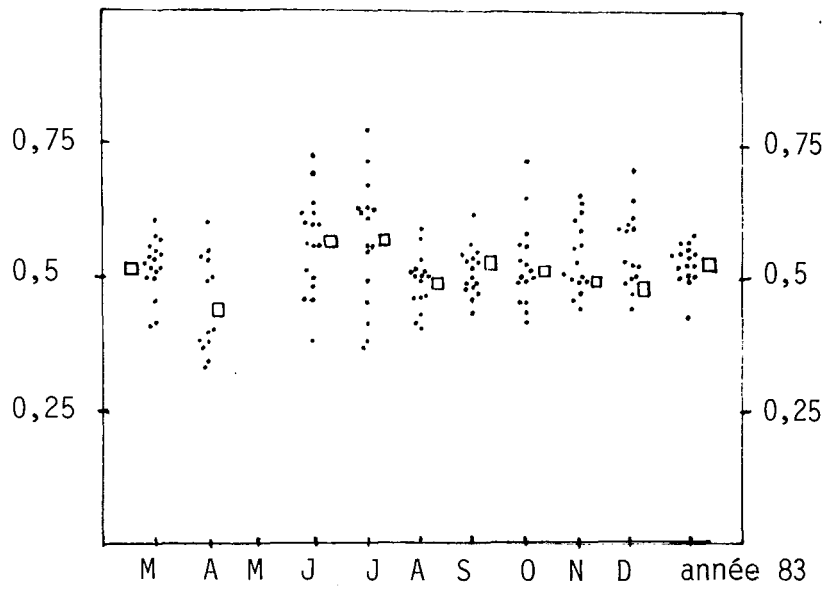


FIGURE V.7.C : Variations mensuelles du coefficient **a**

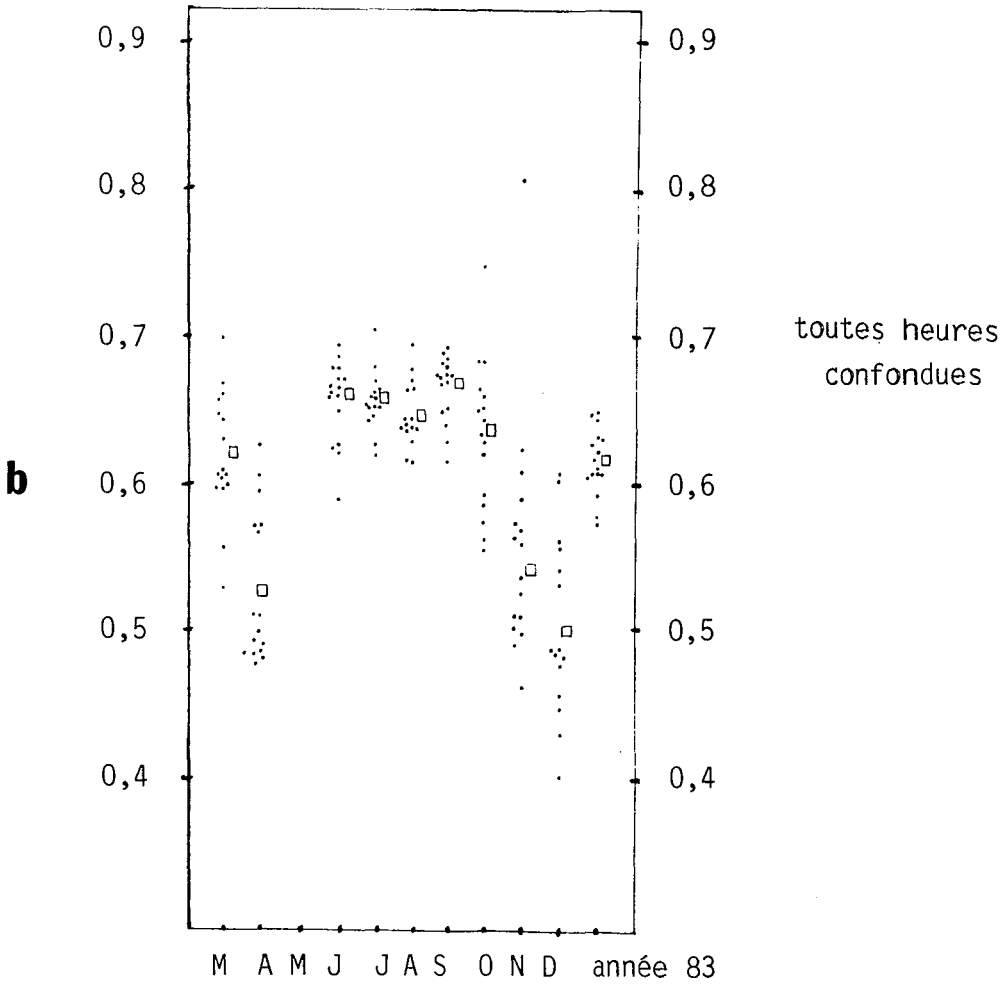


FIGURE V.7.d : Variations mensuelles de la transmittance atmosphérique par ciel clair (K_c=b).

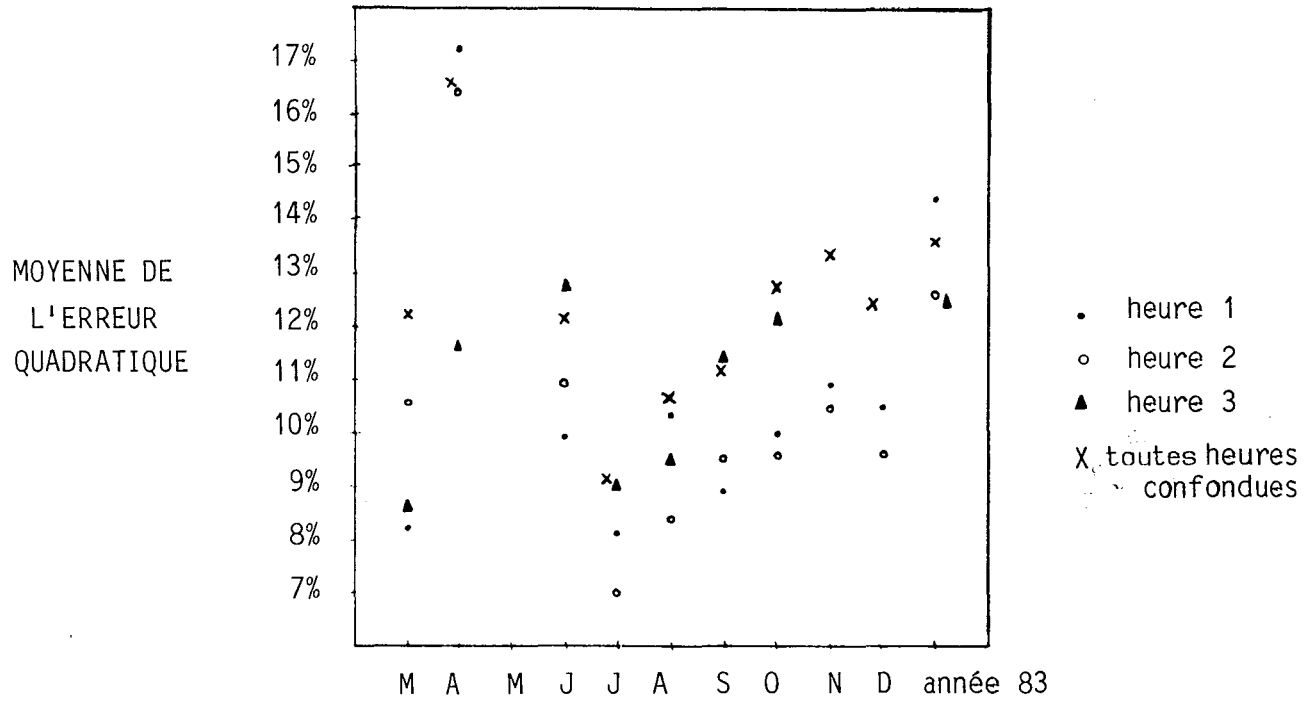
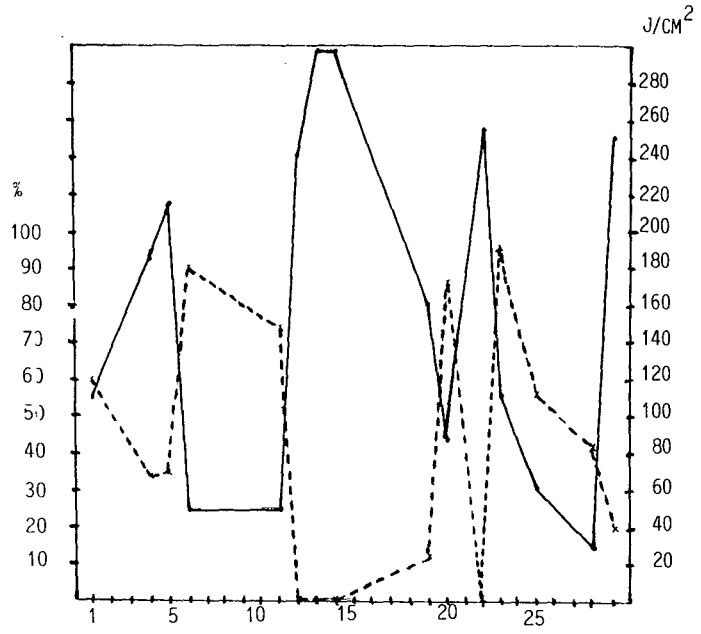


FIGURE V.7.e : Variations mensuelles de la moyenne de l'erreur quadratique sur l'estimation du rayonnement global horaire, pour l'heure 1 ,l'heure 2 , l'heure 3 et toutes les heures confondues .

FIGURES V.8a. V.8d, V.8e, V.8f, V.8g, V.8h, V.8i : Variations du rayonnement global horaire et de l'indice d'ennuagement au cours du mois d'avril 1983, pour les stations de CARPENTRAS , TRAPPES MONTPELLIER , St QUENTIN , NANCY ,STRASBOURG , AUXERRE à 12-13 hTU .

FIGURE V.8b : Variations du rayonnement global et de l'indice d'ennuagement au cours du mois de septembre 1983 à 12-13 hTU.

FIGURE V.8c : Variations de l'indice d'ennuagement et de l'insolation horaire en avril 1982, à 12-13 hTU .

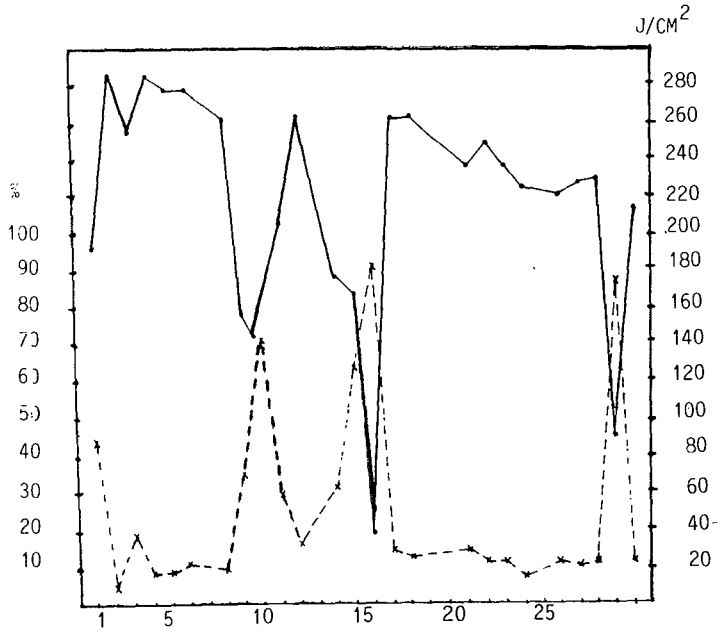


avril 1983

CARPENTRAS (a)

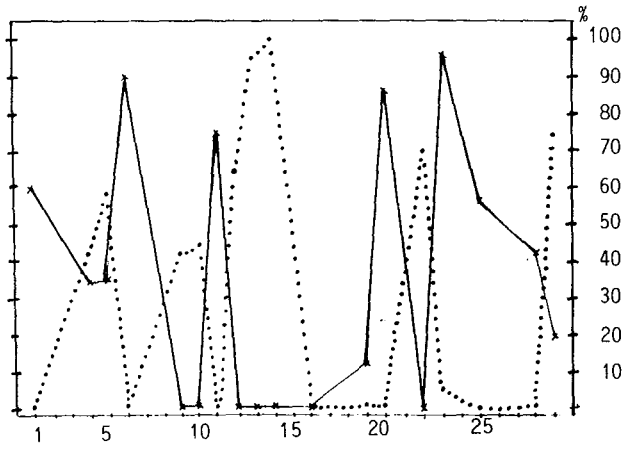
coefficient de corrélation = 0,75
erreur = 14,8%

— rayonnement global
--- indice d'ennuagement



CARPENTRAS (b)

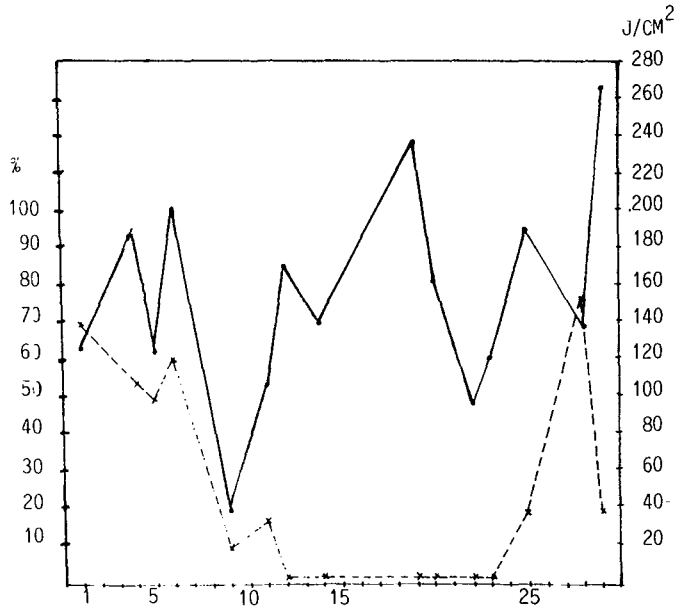
— rayonnement global
--- indice d'ennuagement



CARPENTRAS (c)

— indice d'ennuagement
... fraction d'insolation horaire

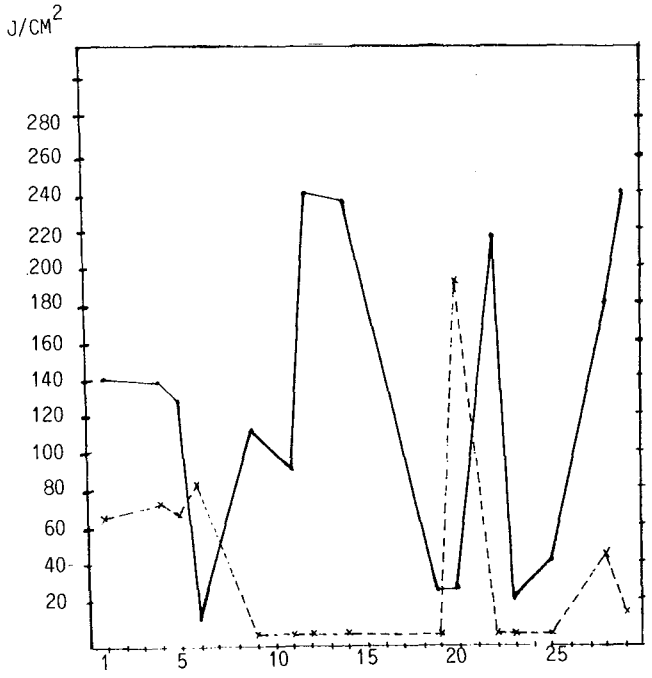
septembre 1983



TRAPPES (d)

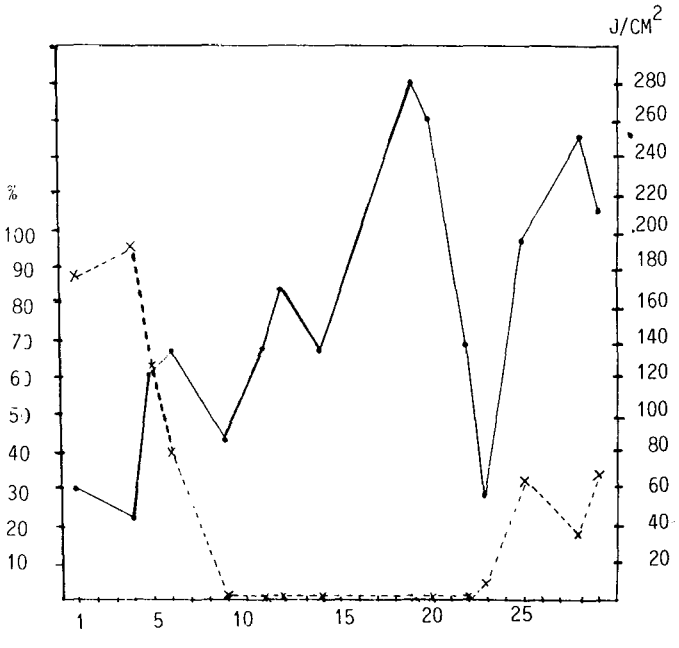
coefficient de corrélation = 0
erreur = 15,8%

—— rayonnement global
--- indice d'ennuagement



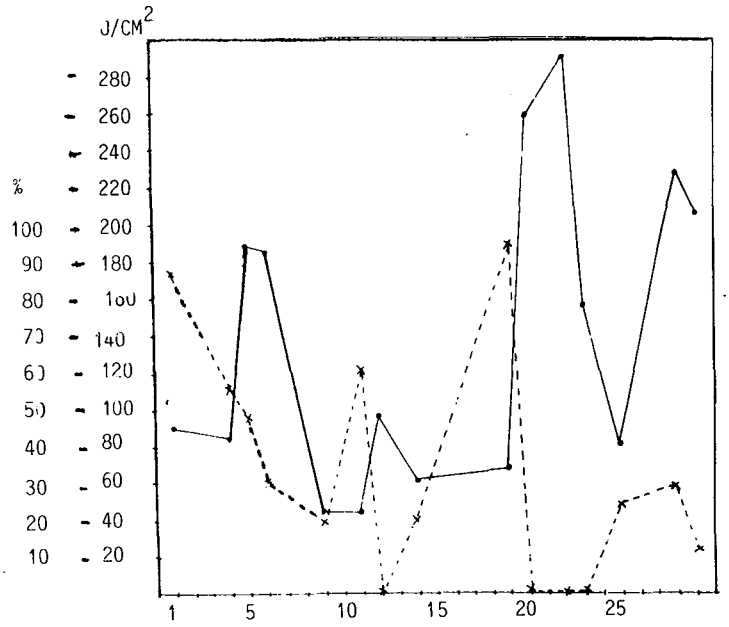
MONTPELLIER (e)

coefficient de corrélation = 0,26
erreur = 20,4%



S^{T} QUENTIN (f)

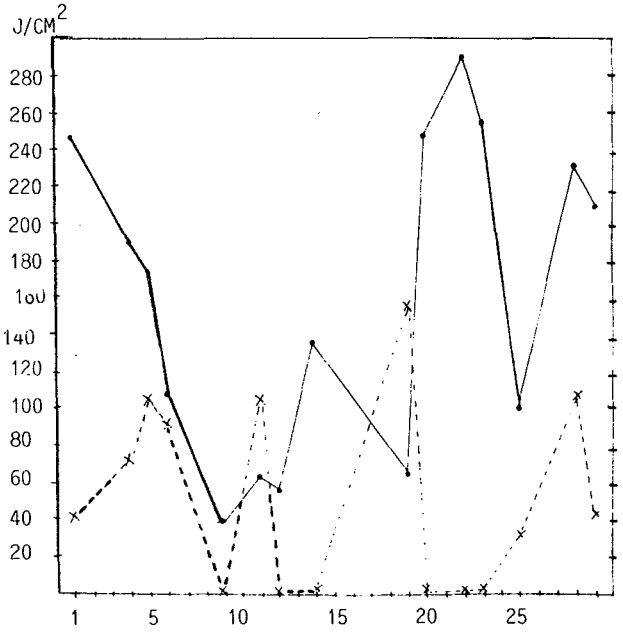
coefficient de corrélation = 0,4
erreur = 13,3%



NANCY (g)

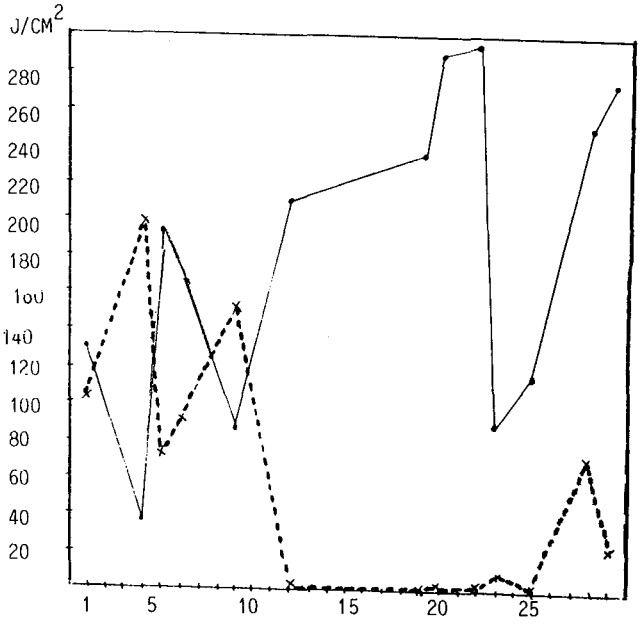
coefficient de corrélation = 0,5
erreur = 18,9%

—— rayonnement global
--- indice d'ennuagement



STRASBOURG (h)

coefficient de corrélation = 0,3
erreur = 15,8%



AUXERRE (i)

coefficient de corrélation = 0,42
erreur = 18,9%

V.5. Résultats pour l'année 1984

Tout comme pour l'année 1983, nous avons corrélé les indices d'ennuagement et les transmittances atmosphériques sur une période d'une année (tous mois confondus). Nous disposons des données de 30 stations du réseau national.

V.5.1. Données disponibles

Le mois de janvier 1984 est inutilisable étant donné le faible nombre de données, de même que pour le mois d'octobre à 9-10 h TU et les mois de novembre et décembre aux heures 15-16 h TU.

V.5.2. Comparaison sur une période d'un mois.

Le mois de mars présente de mauvais résultats : coefficient de corrélation de l'ordre de 0,6 et erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire de l'ordre de 16 % (exprimée en % du rayonnement hors atmosphère). Il semble que chaque année ait son "mois catastrophe". Nous ne tiendrons pas compte du mois de mars dans les commentaires de résultats.

Pour les autres mois la corrélation entre les indices d'ennuagement et les transmittances atmosphériques est excellente.

- de 9 à 10 h TU, le coefficient de corrélation varie de 0,69 (décembre) à 0,93 (avril) pour toutes stations confondues (figure V.9.a).

- de 12 h à 13 h TU, le coefficient de corrélation varie de 0,75 (mai) à 0,9 (avril, figure V.9.b).

- de 15 h à 16 h TU, il varie de 0,74 (février) à 0,88 (avril) (figure V.9.c).

Bien que les coefficients de corrélation soient en général supérieurs à 0,75, mais il existe des stations pour lesquelles le coefficient de corrélation est très faible (0,2).

L'erreur quadratique moyenne absolue sur l'estimation du rayonnement global horaire (G_h) varie selon les mois de l'année et les stations et peu selon les tranches horaires. Les variations selon les stations sont très importantes.

- De 9 h à 10 h TU, l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation de G_h (exprimée en % de G_{oh}, figure V.10.a) varie en majeure partie de 3,5 % (avril, juin, septembre) à 16% (février, juin). Pour toutes stations confondues, l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation de G_h est minimale en avril (8%), mis à part les valeurs du mois d'avril qui sont excellentes, l'erreur est grossièrement symétrique de part et d'autre de ses minima atteints pour les mois d'été (9,8 % en juillet, 9,4 % en août et 10% en septembre).

- De 12 à 13 h TU (figure V.10.b) la majeure partie des points a une erreur comprise entre 3% et 17%. Pour toutes stations confondues le minimum de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation de G_h est atteint en juillet (8%) et le maximum en mai (14,4%). Les valeurs de l'erreur en juin et août sont sensiblement égales (de l'ordre de 11%). Elles sont plus élevées de manière générale avant le mois de juin qu'après.

- De 15 h à 16 h TU (figure V.10.c), les variations mensuelles de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation de G_h sont moins importantes qu'aux autres heures. L'erreur varie de 4% à 15%, pour toutes stations confondues. Elle atteint son minimum en avril (9,7 %) et son maximum en mai (12,8 %). Les valeurs de l'erreur pour cette tranche horaire sont nettement plus faibles, comme nous l'avons déjà constaté pour les résultats de l'année 1983.

Nous avons exprimé en J/cm^2 ou Wh/m^2 l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire moyen mensuel pour toutes stations confondues.

- De 9 à 10 h TU (figure V.11.a), les variations mensuelles de l'erreur quadratique moyenne suivent celles du rayonnement hors atmosphère (G_{oh}) (figure V.4.a). L'erreur croît de février (28,9 J/cm^2 ou 80,3 Wh/m^2) à juin (54,3 J/cm^2 ou 150,7 Wh/m^2) et décroit jusqu'en décembre (20,65 J/cm^2 ou 57,4 Wh/m^2).

En avril l'erreur quadratique moyenne est particulièrement faible, elle vaut 28,7 J/cm^2 ou 79,7 Wh/m^2.

- De 12 à 13 h TU (figure V.11.b) les variations de l'erreur selon les variations du rayonnement hors atmosphère sont moins nettes. L'erreur croît de février (30,9 J/cm^2 ou 86 Wh/m^2) à mai (59,6 J/cm^2 ou 164,5 Wh/m^2) et elle décroit de mai à décembre (20,74 J/cm^2 ou 57,6 Wh/m^2).

En avril et juin les erreurs sur l'estimation du rayonnement sont très faibles (34,8 J/cm^2 et 34 J/cm^2). Ceci est étonnant en juin où l'erreur est habituellement maximale puisqu'elle varie comme le rayonnement hors atmosphère (figure V.4.b).

- De 15 à 16 h TU (figure V.11.c), l'erreur sur l'estimation de G_h est maximale en février (35 J/cm^2 ou 97,3 Wh/m^2), elle décroît en mars et en avril et garde une valeur constante (de d'ordre de 21 J/cm^2), elle croît en mai et décroît très légèrement jusqu'en août. L'ordre de grandeur de l'erreur est pratiquement constant durant ces mois et est de l'ordre de 30 J/cm^2 (64 Wh/m^2). Il décroît jusqu'en octobre pour atteindre sa valeur minimale 9,2 J/cm^2 ou 25,6 Wh/m^2.

V.5.3. Comparaison sur une période d'une année (tous mois confondus).

- De 9 h à 10 h TU (figure V.9.a), le coefficient de corrélation reste élevé quand on corrèle les indices d'ennuagement aux transmittances atmosphériques sur une période d'un an (entre 0,7 et 0,88). Pour toutes stations confondues, le coefficient de corrélation est de 0,8.

- De 12 h à 13 h TU (figure V.9.b), le coefficient de corrélation varie de 0,7 à 0,9 et vaut 0,83 pour toutes stations confondues.

- De 15 h à 16 h TU (figure V.9.c), le coefficient de corrélation est légèrement inférieur (de 0,6 à 0,75) et vaut 0,66 pour toutes stations confondues.

Comme nous l'avions constaté pour l'année 1983, l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire augmente de quelques pourcents quand nous corrélons K et n sur une période d'une année.

De 9h à 10 h TU, elle varie entre 10% et 14,2% et vaut 13,3% pour toutes stations confondues (figure V.10a).

- De 12 h à 13 h TU, l'erreur sur l'estimation du rayonnement global horaire varie de 8,4% à 14,2%, elle vaut 12,6% pour toutes stations confondues (figure V.10b).

- De 15 h à 16 h TU, l'erreur sur l'estimation du rayonnement global horaire varie de 9,5% à 14%. Pour toutes stations confondues elle vaut 12,4%. (figure V.10c).

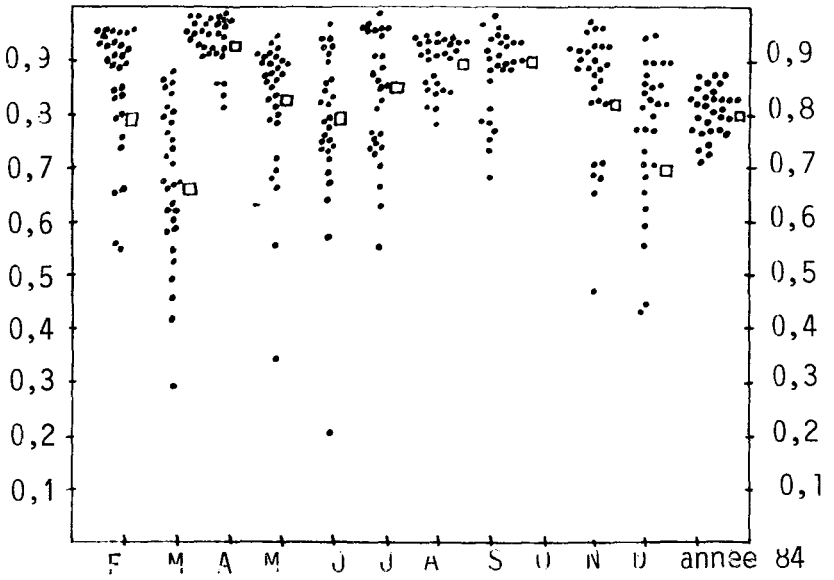
En résumé, nous estimons le rayonnement global horaire moyen mensuel pour l'année 1984 avec une erreur de 41 J/cm^2 (114 Wh/m^2) de 9 à 10 h TU, de 40,6 J/cm^2 (113 Wh/m^2) de 12 à 13 h TU et de 24 J/cm^2 (66,5 Wh/m^2) de 15 à 16 h TU.

V.5.4. Remarques

Les valeurs des coefficients a et b sont intéressantes dans la mesure où elles permettent de connaître les transmittances atmosphériques par ciel clair et par ciel couvert, leurs valeurs et leurs variations sont étudiées dans le paragraphe V.7.2.

Nous n'avons pas étudié la corrélation entre l'indice d'ennuagement et la transmittance atmosphérique pour toutes heures confondues en 1984 car nous pensons que le fait de confondre toutes les heures est d'un faible intérêt pour la simplification du logiciel et cette étude a été faite en 1983.

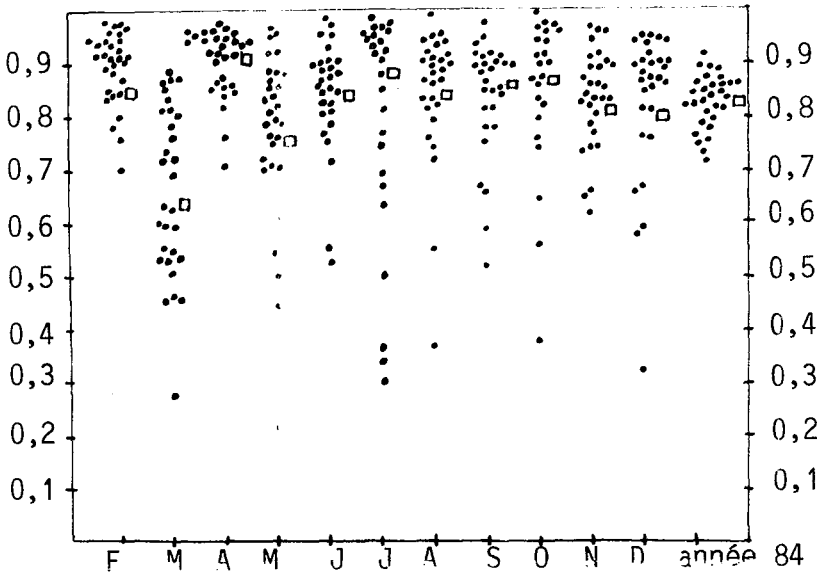
heure 1 : 9-10 hTU



(a)

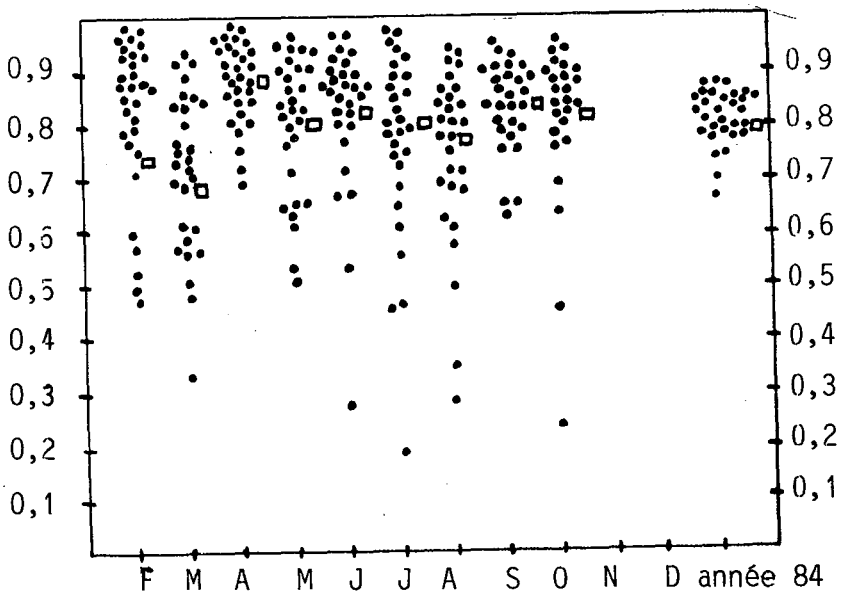
□ toutes stations confondues

heure 2 : 12-13 hTU



(b)

heure 3 : 15-16 hTU



(c)

FIGURE V.9 : Variations mensuelles du coefficient de corrélation R.

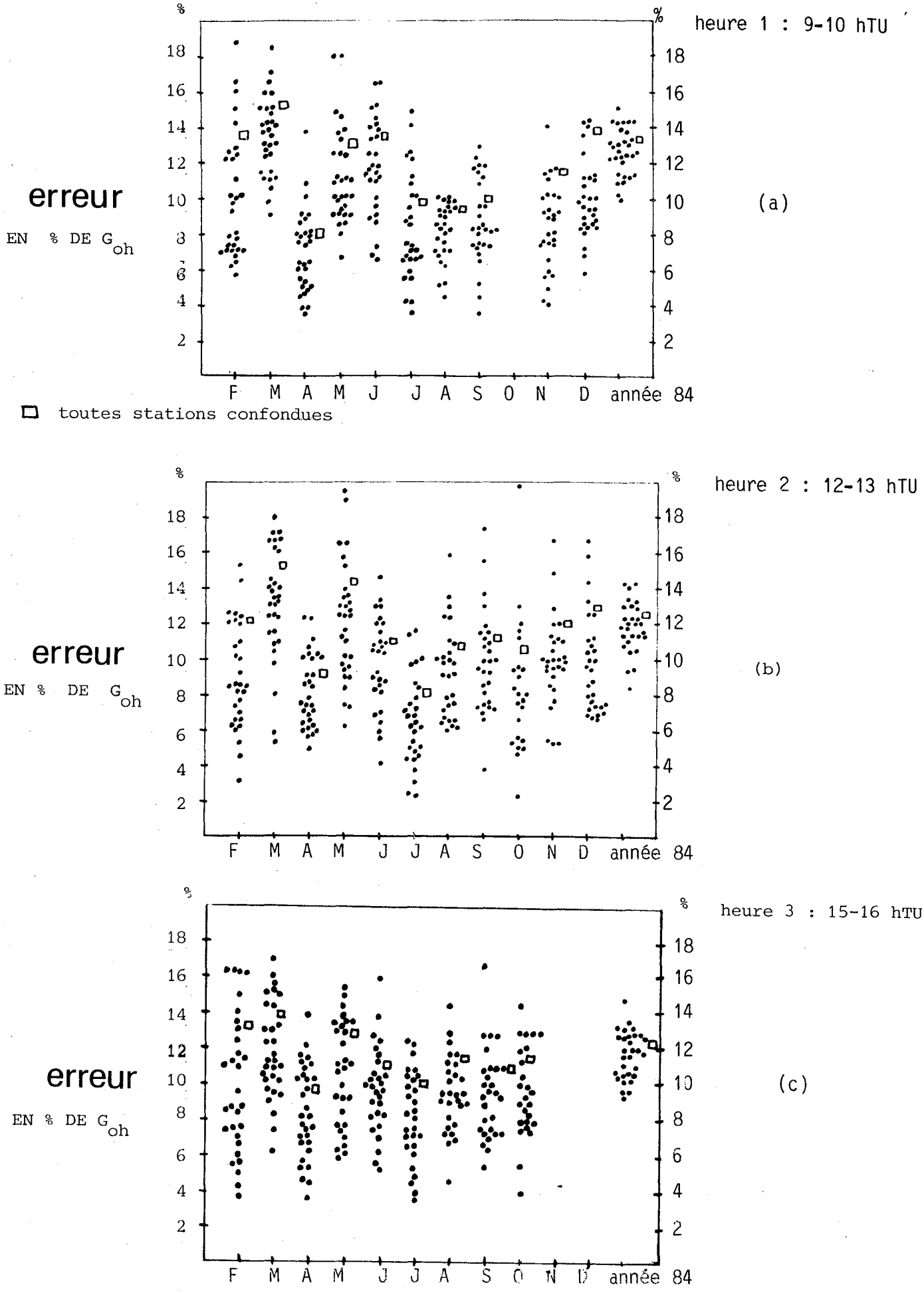


FIGURE V.10 : Variations mensuelles de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire. L'erreur est exprimée en pourcents du rayonnement hors atmosphère .

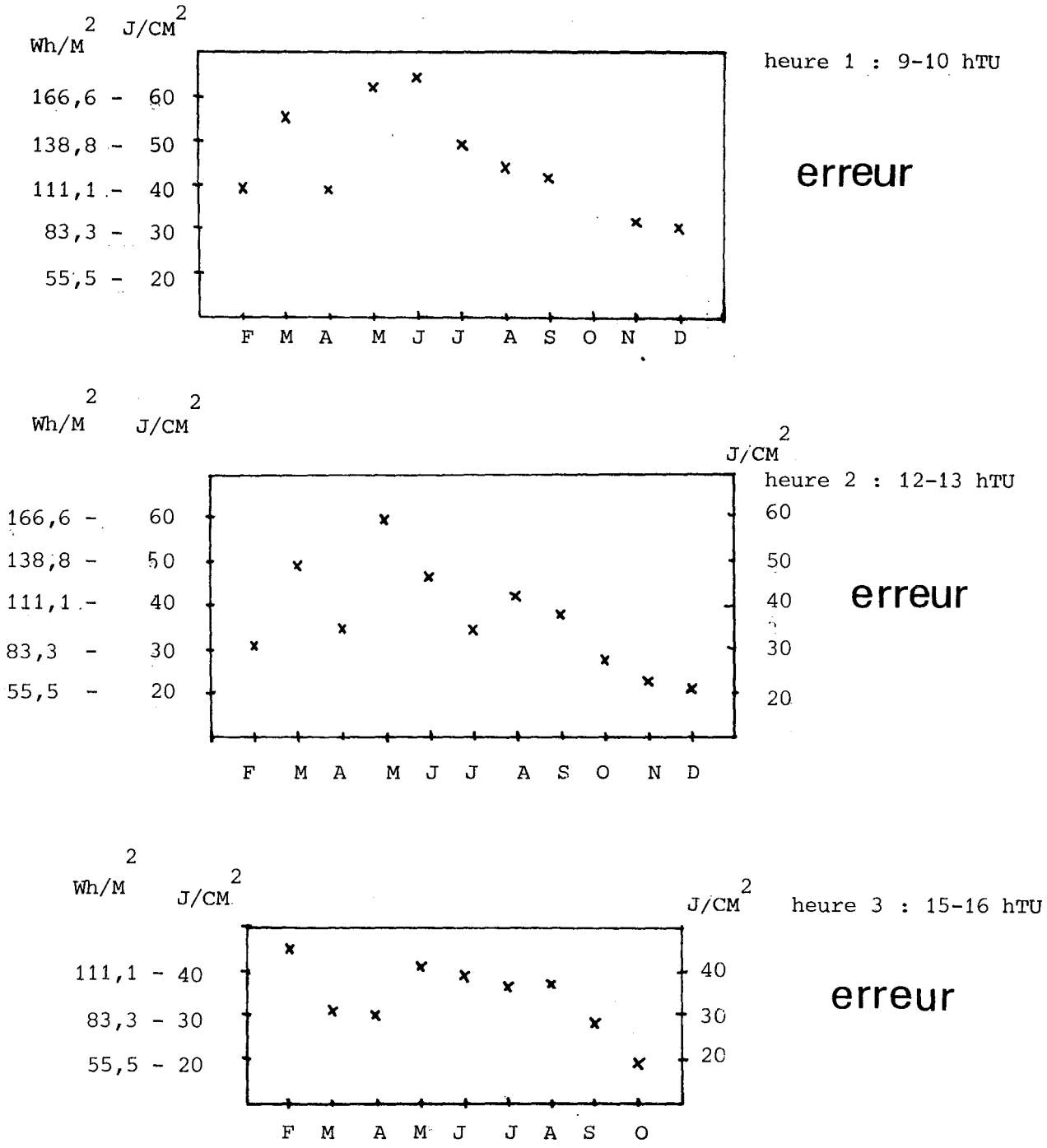


FIGURE V.11 : Variations mensuelles de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire (G_h) pour toutes stations confondues.

V.6. Résultats pour l'année 1985

Nous avons étudié la corrélation entre l'indice d'ennuagement et la transmittance atmosphérique du mois de janvier au mois de juillet de l'année 1985. Après juillet 1985, la station de réception des images Météosat n'était plus opérationnelle.

Nous disposons des données de 29 stations météorologiques du réseau national.

V.6.1. Comparaison sur une période d'un mois.

Nous avons étudié la corrélation entre K et n station par station, toutes stations confondues et heure par heure.

- De 9 à 10 h TU (figure V.12a), le coefficient de corrélation varie de 0,5 à 0,99. Pour les mois de janvier, mars et avril le coefficient de corrélation est relativement faible. Pour toutes stations confondues, il varie de 0,63 (avril) à 0,87 (juin).

- De 12 à 13 h TU (figure V.12b), le coefficient de corrélation est très faible pour les mois de mars et avril pour lesquels il varie énormément selon les stations de 0,1 à 0,85. Pour les autres mois, le coefficient de corrélation est généralement supérieur à 0,8.

- De 15 à 16 h TU (figure V.12c), le coefficient de corrélation est nettement plus faible que pour les autres heures. Il est particulièrement faible pour les mois de mars et avril où il varie de 0,3 à 0,8 et vaut 0,5 pour toutes stations confondues. Pour les autres mois, le coefficient de corrélation varie de 0,67 (janvier) à 0,86 (juin).

L'étude des variations mensuelles du coefficient de corrélation montre qu'il y a un net problème en mars et avril. Pour certaines stations, particulièrement en avril, la relation linéaire entre l'indice d'ennuagement et la transmittance atmosphérique ne semble pas être vérifiée.

Nous avons exprimé l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire en pourcents du rayonnement hors atmosphère.

- De 9 à 10 h TU (figure V.13a), l'erreur varie de 4% (juin, juillet) à 20% (mars, avril).

Ceci confirme que les mois de mars et avril sont des mois pour lesquels la corrélation entre l'indice d'ennuagement et la transmittance atmosphérique est très mauvaise.

Mis à part ces deux "mois catastrophes", l'erreur quadratique moyenne pour toutes stations confondues varie de 8,3% (juillet) à 14,4% (mai).

- De 12 à 13 h TU (figure V.13b), en mars et avril l'erreur peut atteindre 20% pour certaines stations. Pour les autres mois elle est en majeure partie comprise entre 4% et 15%. Pour toutes stations confondues, elle varie de 9,6% (juillet) à 14% (mai).

- De 15 à 16 h TU (figure V.13c) l'erreur est en majeure partie comprise entre 4% et 20%. Les mois d'avril et mars sont toujours aussi catastrophiques et le mois de mai présente pour certaines stations des erreurs de l'ordre de 20%. Pour les autres mois, pour toutes stations confondues, l'erreur varie de 9,5% (juillet) à 13,6% (février).

Nous avons exprimé l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire en J/cm^2 ou Wh/m^2, pour toutes stations confondues, afin de suivre ces variations mensuelles.

- De 9 à 10 TU (figure V.14a), l'erreur croît de janvier (23 J/cm^2 ou 64 Wh/m^2) et décroît jusqu'en juillet (34,7 J/cm^2 ou 96,3 Wh/m^2).

Les variations selon le rayonnement hors atmosphère ne sont pas évidentes car les variations de l'erreur sont faussées par les fortes valeurs de mars, avril et mai.

- De 12 à 13 h TU (figure V.14b), l'erreur croît de janvier (25 J/cm^2 ou 69,7 Wh/m^2) à avril (72,7 J/cm^2 ou 202 Wh/m^2) et décroît jusqu'en juillet (40,5 J/cm^2 ou 112,4 Wh/m^2).

La valeur de l'erreur en avril est très élevée.

- De 15 à 16 h TU (figure V.14c), l'erreur croît de février (13 J/cm^2 ou 361,7 Wh/m^2) à avril (38,9 J/cm^2 ou 107,9 Wh/m^2) et décroît jusqu'en juillet (25,8 J/cm^2 ou 71,6 Wh/m^2). En avril et mai l'erreur est pratiquement constante.

V.6.2. Comparaison sur une période de 7 mois.

Nous avons corrélé les indices d'ennuagement aux transmittances atmosphériques sur une période de 7 mois de l'année 1985 (tous mois confondus).

- De 9 à 10 h TU, (figure V.12a) le coefficient de corrélation varie de 0,8 à 0,96. Il vaut 0,87 pour toutes stations confondues.

- De 12 à 13 h TU (figure V.12b), le coefficient de corrélation varie de 0,66 à 0,83 pour la majeure partie des stations et vaut 0,75 pour toutes les stations confondues.

- De 15 à 16 h TU, (figure V.12c), le coefficient de corrélation varie, pour la majeure partie des stations, de 0,57 à 0,8 et vaut 0,68 pour toutes stations confondues.

L'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire exprimée en pourcents du rayonnement hors atmosphère varie pour la majeure partie des stations :

- de 10% à 17% de 9 à 10 h TU (figure V.13a),
- de 11,5% à 16% de 12 à 13 h TU (figure V.13b),
- de 13% à 17% de 15 à 16 h TU (figure V.13c).

Elle vaut, pour toutes stations confondues 14,5% de 9 à 10 h TU, 14,5% de 12 à 13 h TU et 15,5 % de 15 à 16 h TU.

Nous l'avons exprimé en J/cm^2 ou Wh/m^2. L'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire est de 45,9 J/cm^2 ou 127,5 Wh/m^2 de 9 à 10 h TU, de 49,5 J/cm^2 ou 137,6 Wh/m^2 de 12 à 13 h TU et de 32,5 J/cm^2 ou 90,2 Wh/m^2 de 15 à 16 h TU.

V.6.3. Remarques

Les mois de mars et avril donnent de particulièrement mauvais résultats. Rappelons qu'il n'y a pas eu de tri préalable des données afin d'obtenir une méthode opérationnelle au rythme des acquisitions.

L'étude des variations mensuelles des coefficients a et b ne nous semble pas nécessaire pour juger de la fiabilité de cette méthode. Cette étude est intéressante dans la mesure où elle permet de connaître les valeurs des transmittances atmosphériques par ciel clair et par ciel couvert et ceci est fait dans le paragraphe V.7.

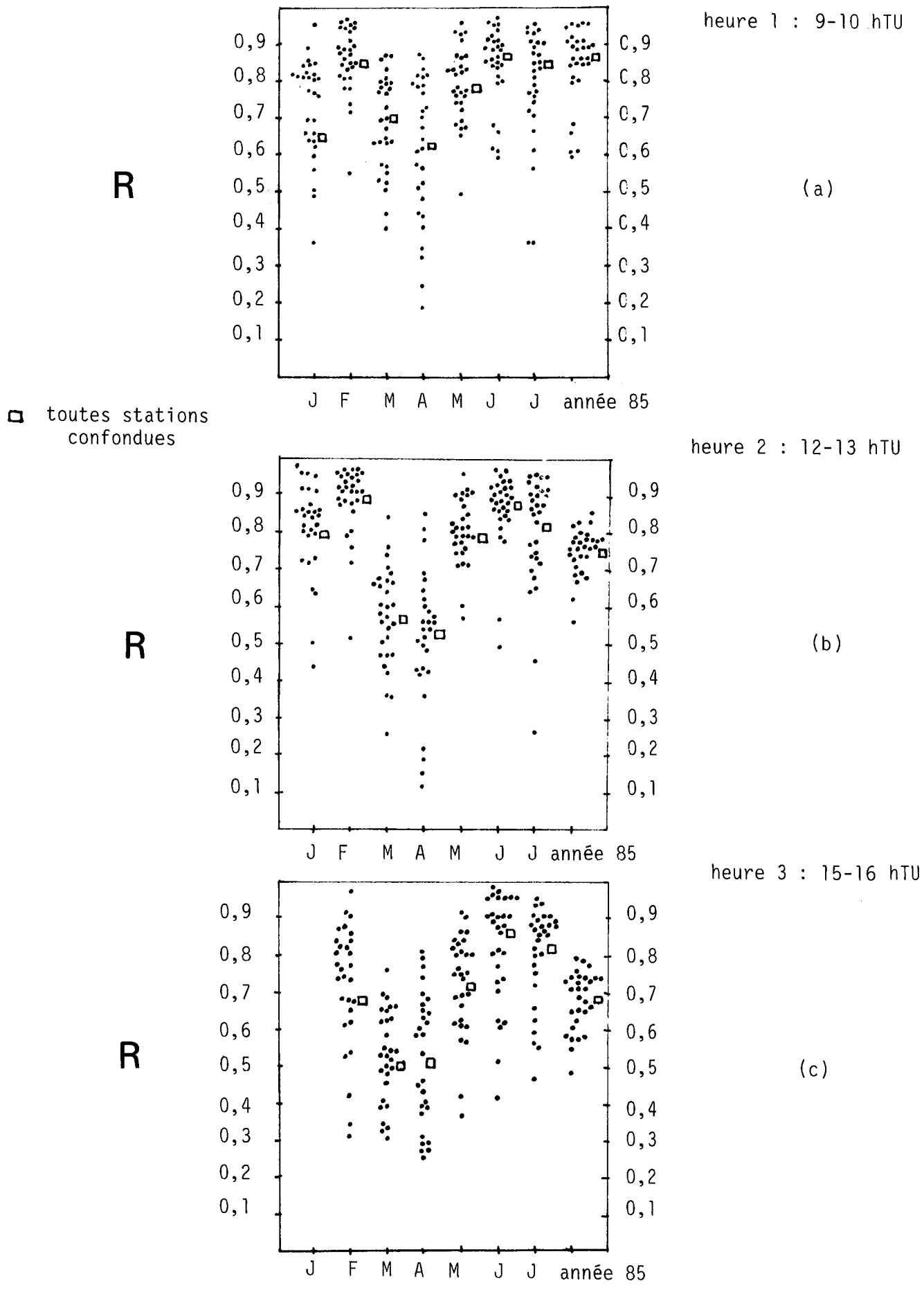


FIGURE V.12 : Variations mensuelles du coefficient de corrélation **R**.

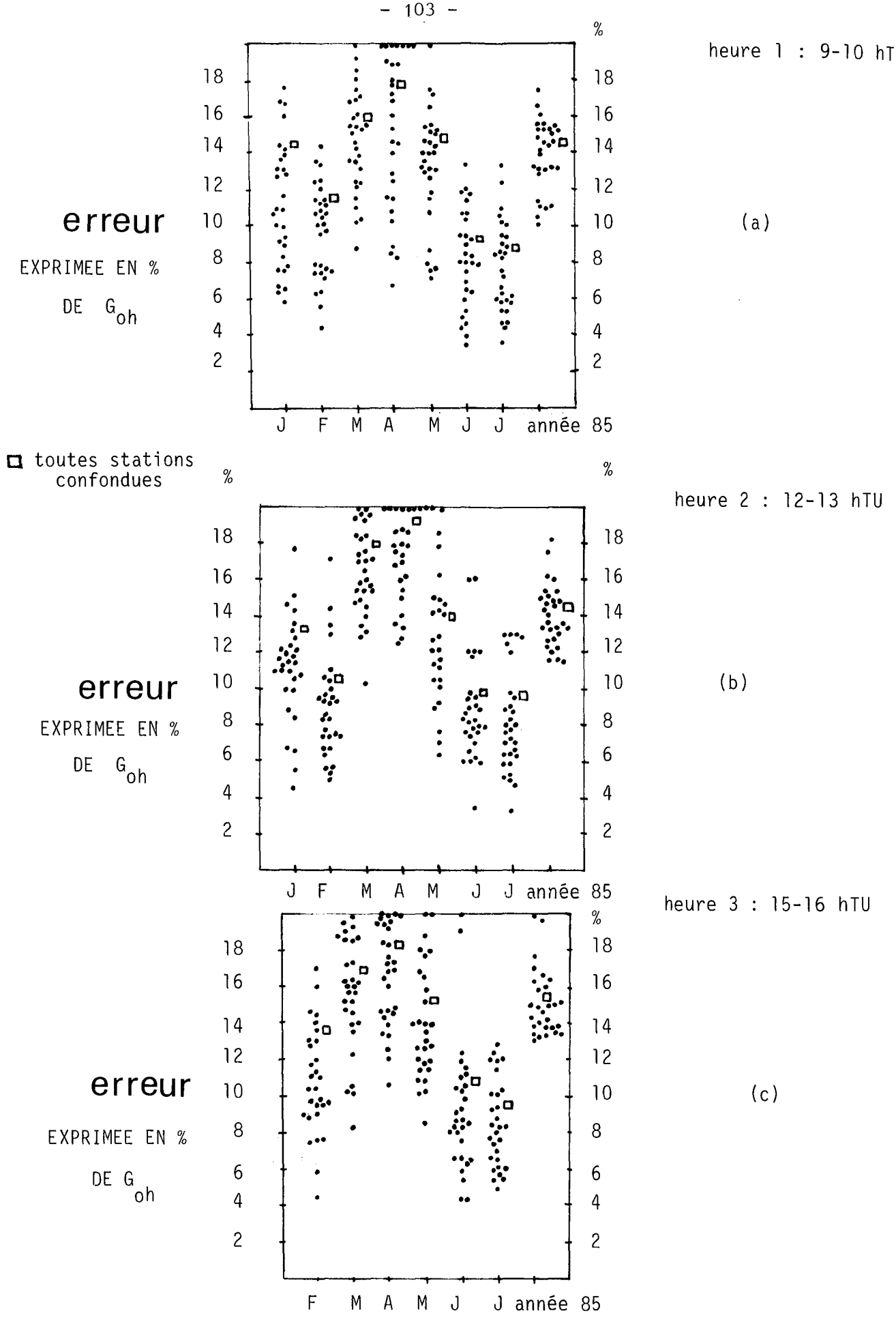


FIGURE V.13 : Variations mensuelles de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire moyen mensuel . L'erreur est exprimée en pourcents du rayonnement hors atmosphère .

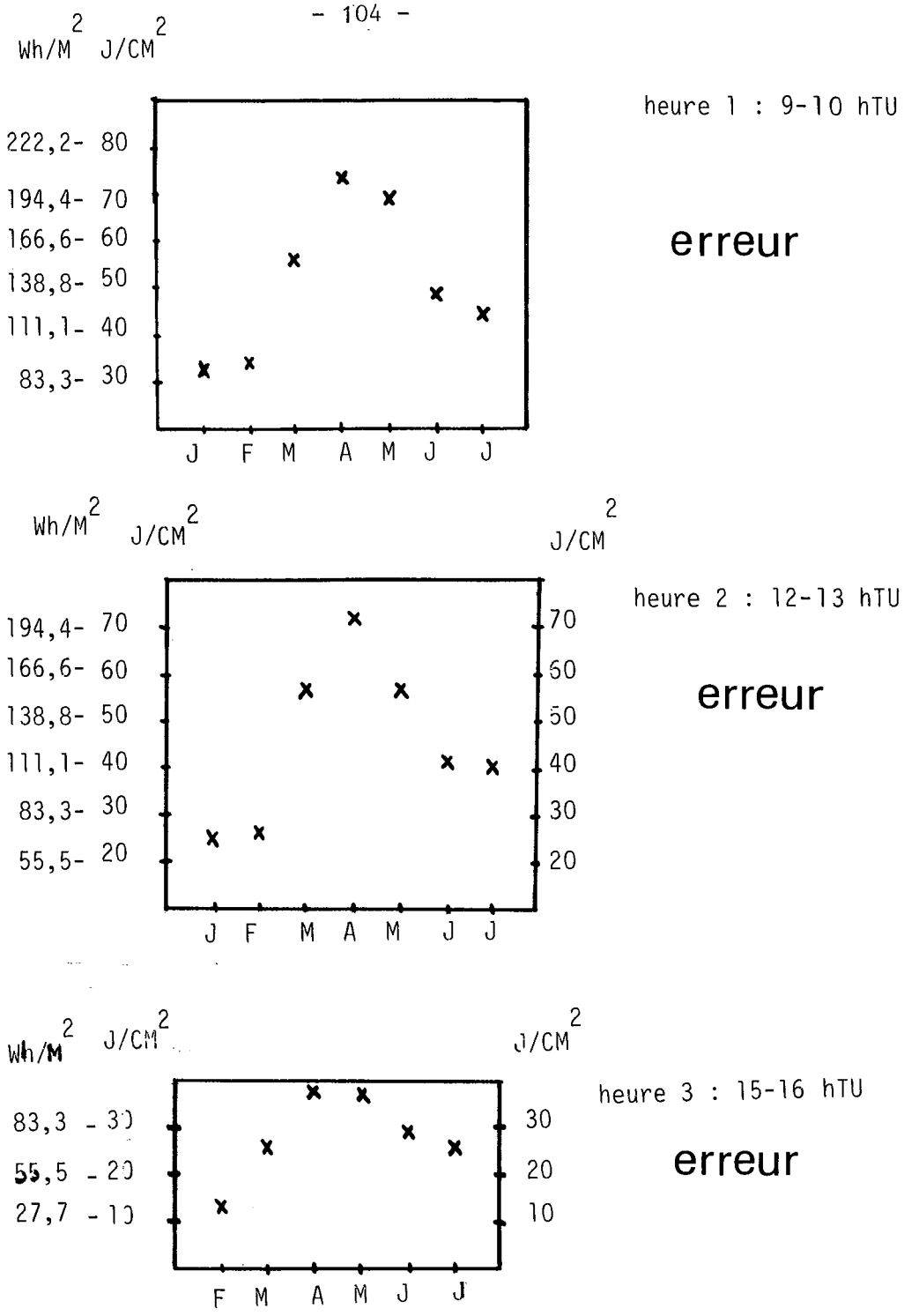


FIGURE V.14 : Variations mensuelles de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire pour toutes stations confondues.

V.7. Estimation des transmittances atmosphériques par ciel clair et par ciel couvert.

Cette méthode nous permet de connaître pour chaque tranche horaire, pour chaque station ou pour toutes stations confondues et pour chaque mois de l'année, la transmittance atmosphérique par ciel clair (K_c) et la transmittance atmosphérique par ciel couvert (K_b). Ceci de façon particulièrement simple étant donné que le coefficient b représente la transmittance par ciel clair (K_c) et la différence des coefficients b et a la transmittance par ciel couvert (K_b). En effet, ceci d'après la relation linéaire entre la transmittance atmosphérique globale et l'indice d'ennuagement :

$$K^t = n^t K_b + (1-n^t) K_c$$
$$K^t = -a\, n^t + b \qquad \text{où } a \text{ et } b > 0$$

d'où $b = K_c$ et $b - a = K_b$

- Dans le cas du ciel clair, le rayonnement direct est prédominant et la connaissance de la transmittance atmosphérique (K_c) donne une bonne évaluation du facteur de trouble horaire (TLH) qui par sa définition est liée à l'irradiation horaire directe. D'après la formule de KASTEN, TLH est proportionnel à $-\text{Log}(I_h/I_{oh})$.

- Dans le cas du ciel couvert le diffus est prédominant, la transmittance atmosphérique (K_b) est proche de celle des nuages et elle permet d'avoir une idée de la densité optique des nuages.

Nous avons représenté les variations mensuelles des transmittances atmosphériques par ciel clair (K_c) et ciel couvert (K_b) pour "toutes stations confondues", pour chaque tranche horaire et pour chaque année.

V.7.1. Valeurs obtenues pour l'année 1983.

Les valeurs de transmittances par ciel clair K_c et par ciel couvert K_b pour l'année 1983 ont été portées sur la figure V.15.

- De 9 à 10 h TU la transmittance atmosphérique par ciel couvert (K_b) varie de 0 (juin) à 0,126 (septembre), K_b décroît de mars à juin puis croît jusqu'en septembre et décroît jusqu'en novembre et augmente légèrement (0,04) en décembre.

La transmittance atmosphérique par ciel clair (K_c) varie de 0,435 (décembre) à 0,703 (juin), elle croit de mars à juin puis décroît progressivement jusqu'en octobre et brusquement jusqu'en décembre.

- De 12 à 13 h TU, la transmittance atmosphérique par ciel couvert (K_b) varie de 0,025 (décembre) à 0,16 (août), K_b croît de janvier à mars puis décroît pour garder une valeur constante en juin-juillet, croît jusqu'en août pour décroître jusqu'en décembre.

La transmittance atmosphérique par ciel clair (K_c) varie de 0,585 (janvier) à 0,742 (septembre-octobre), K_c croît de janvier à juin puis décroît en juillet pour augmenter progressivement jusqu'en octobre et décroît brusquement jusqu'en décembre.

- De 15 à 16 h TU, la transmittance atmosphérique par ciel couvert (K_b) varie de 0,02 (juin) à 0,141 (septembre), elle décroît légèrement de mars à juin et augmente progressivement jusqu'en septembre.

La transmittance atmosphérique par ciel clair (K_c) varie de 0,515 (mars) à 0,644 (juin), K_c croît de mars à juin et décroît jusqu'en août puis augmente en septembre et redécroît jusqu'en octobre.

V.7.2. Valeurs pour l'année 1984

Les valeurs de K_c et K_b sont portées sur la figure V.16.

Nous avons calculé la transmittance atmosphérique par ciel clair (coefficient b) et la transmittance atmosphérique par ciel couvert (b-a) pour toutes stations confondues, pour chaque tranche horaire et pour chaque mois de l'année.

- De 9 à 10 h TU, si nous excluons les valeurs du mois de mars, K_b varie de 0 (décembre) à 0,094 (juin). K_b est pratiquement constant de février à mai (de l'ordre de 0,05), croît jusqu'en juin pour atteindre sa valeur maximale (0,7), décroît de juin à juillet puis croît jusqu'en septembre et décroît jusqu'à décembre pour atteindre sa valeur minimale 0.

La transmittance atmosphérique par ciel clair varie de 0,49 (décembre) à 0,736 (avril). Rappelons que les valeurs d'avril ne sont pas fiables (cf. V.5). K_c croît de février (0,59) à avril (0,736) puis décroît lentement jusqu'en août (0,682), croît légèrement en septembre (0,688) et décroit jusqu'en décembre (0,486).

- De 12 à 13 h TU, nous excluons les valeurs du mois de mars.

K_b varie de 0,03 (décembre) à 0,13 (février). K_b décroît de février (0,13) à juillet (0,06) puis croît jusqu'en septembre (0,12) et décroît à nouveau jusqu'en décembre (0,03).

K_c varie de 0,63 (décembre) à 0,784 (avril). Si nous ne tenons pas compte du pic du mois d'avril, K_c décroît de février (0,74) à mars (0,7), croît lentement jusqu'en juin (0,756) puis décroît jusqu'en août (0,72), croît jusqu'en octobre (0,76) et décroît brusquement jusqu'en décembre (0,63).

- De 15 à 16 h TU, nous excluons les valeurs du mois de mars.

K_b varie de 0,02 (juillet) à 0,1 (juin). K_b est pratiquement constante de février à avril ($\simeq$ 0,5), croît jusqu'en juin (0,1), décroît brusquement de juin à juillet (0,02), croît de juillet à août (0,05) et décroît jusqu'en décembre (0).

K_c varie de 0,53 (décembre - février) à 0,68 (juin). Si nous excluons le mois d'avril K_c croît de février (0,53) à juin (0,68) et décroît jusqu'en décembre 0,53.

V.7.3. Valeurs pour l'année 1985.

Les valeurs de K_b et K_c sont portées sur la figure V.17.

Nous avons calculé les transmittances atmosphériques par ciel clair et par ciel couvert, pour toutes stations confondues, pour chaque tranche horaire et pour les 7 mois de l'année 1985. Les commentaires de courbes ne tiennent pas compte des valeurs obtenues pour les mois de mars et avril dont les valeurs ne sont pas fiables (se référer au V.6.).

- De 9 à 10 h TU, K_b varie de 0 (février) à 0,08 (mai). K_b décroît de janvier (0,03) à février, croît de février à mai et décroît jusqu'en juillet (0,02).

K_c varie de 0,467 (mai) à 0,725 (juin). K_c croît de janvier (0,57) à février (0,615), décroît en mai (0,47), atteint sa valeur maximale en juin (0,725) et décroît de juin à juillet (0,7).

- De 12 à 13 h TU, K_b varie de 0,07 (juin) à 0,13 (janvier). K_b décroît de janvier à juin (0,07) et croît de juin à juillet (0,09). K_c varie de 0,74 (janvier) à 0,77 (juin). K_c croît de janvier à juin (0,77) et décroît de juin à juillet (0,75).

- De 15 à 16 h TU, K_b varie de 0,05 (juillet) à 0,09 (mai). K_b croît de février (0,07) à mai et décroît de mai à juillet. La transmittance atmosphérique par ciel clair varie de 0,51 (février) à 0,7 (juin). K_c croît de février à juin et décroît de juin à juillet (0,68).

V.7.4. Valeurs du modèle de BOURGES

Nous avons calculé à titre de comparaison la transmittance atmosphérique par ciel clair (figuresV.18) d'après le modèle proposé par BOURGES (1984) : $K_c=A \sin \gamma^B$.

Nous avons choisi pour A la valeur 0,75 et pour B la valeur 0,15 afin de n'utiliser qu'une seule formule pour toute la zone étudiée (figuresV.18).

De 9 à 10 h TU, la transmittance atmosphérique K_c (BOURGES) varie de 0,73 (mai, juin, juillet) à 0,62 (décembre), elle croît de mars à juin et décroît progressivement jusqu'en décembre.

De 12 à 13 h TU, K_c(BOURGES) varie de 0,63 (décembre) à 0,74 (juin, juillet), croît de janvier à juin et décroît progressivement jusqu'en décembre.

De 15 à 16 h TU, K_c(BOURGES) de 0,45 (Novembre) à 0,69 (juin, juillet). Les variations mensuelles sont plus marquées que pour les heures 1 et 2.

De 9 à 10 h TU (figure V.18a), le K_c obtenu par cette méthode est légèrement inférieur à celui de BOURGES, de l'ordre de 5%, sauf pour le mois de décembre (de l'ordre de 15%).

De 12 à 13 h TU (figure V.18b), le K_c obtenu par cette méthode se situe de part et d'autre de la courbe obtenue par les valeurs de BOURGES.

Si le K_c de cette méthode est supérieur au K_c de BOURGES c'est au maximum de 5% et s'il est inférieur c'est au maximum de 3%.

De 15 à 16 h TU (figure V.18c), me K_c obtenu par cette méthode est inférieur à celui de BOURGES, de l'ordre de 5%. D'avril à juin, pour les années 1984 et 1985, l'écart entre le K_c de BOURGES et celui de notre méthode est minime (de l'ordre 1%).

En conclusion, nous pouvons dire que les valeurs de la transmittance atmosphérique par ciel clair obtenues par cette méthode sont de l'ordre de celles du modèle de BOURGES et particulièrement de mai à septembre.

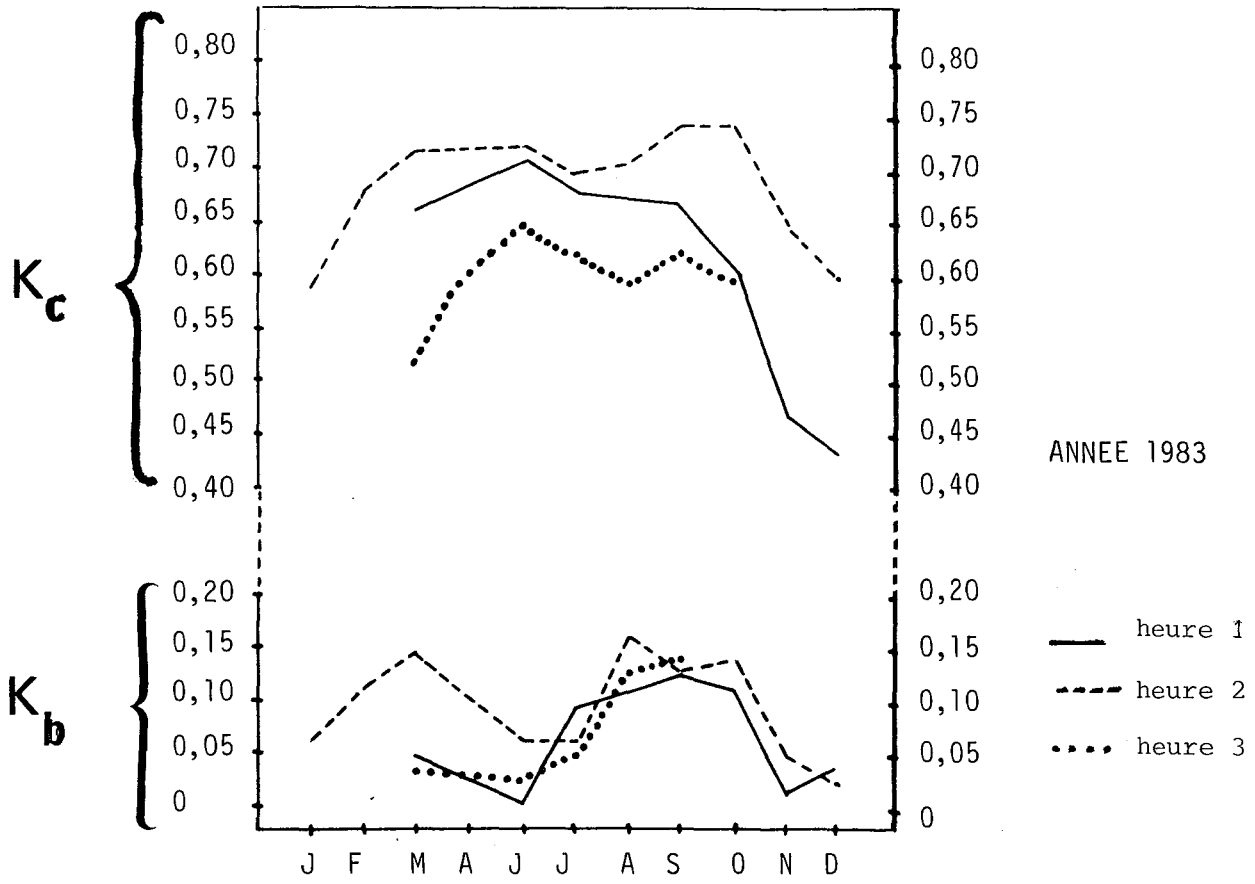


FIGURE V.15 : Variations mensuelles de la transmittance atmosphérique par ciel clair k_c et de la transmittance atmosphérique par ciel couvert k_b.

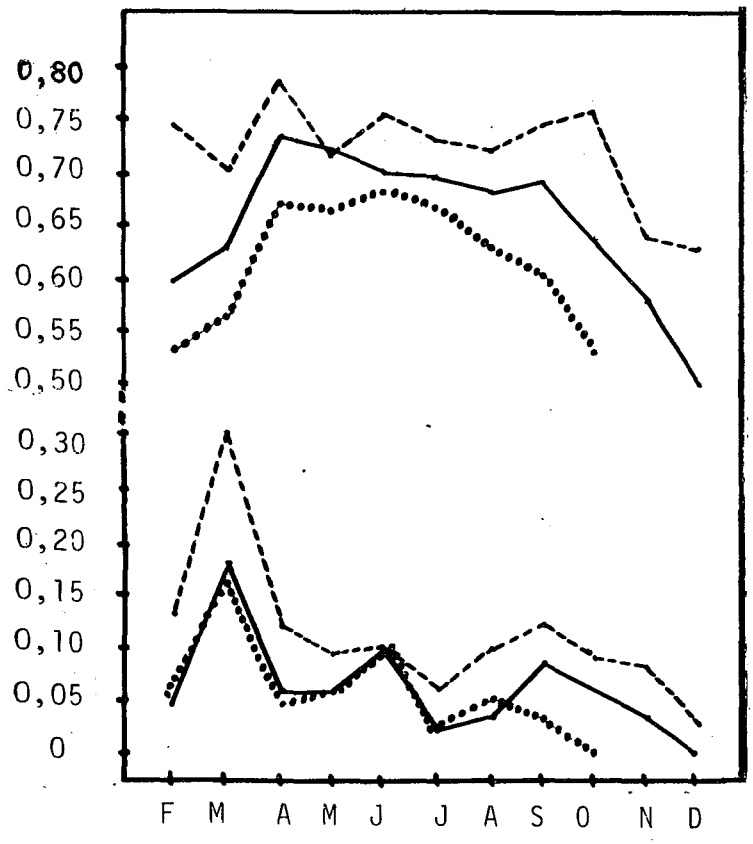


FIGURE V.16 :Variations mensuelles de K_c et de K_b.
ANNEE 1984

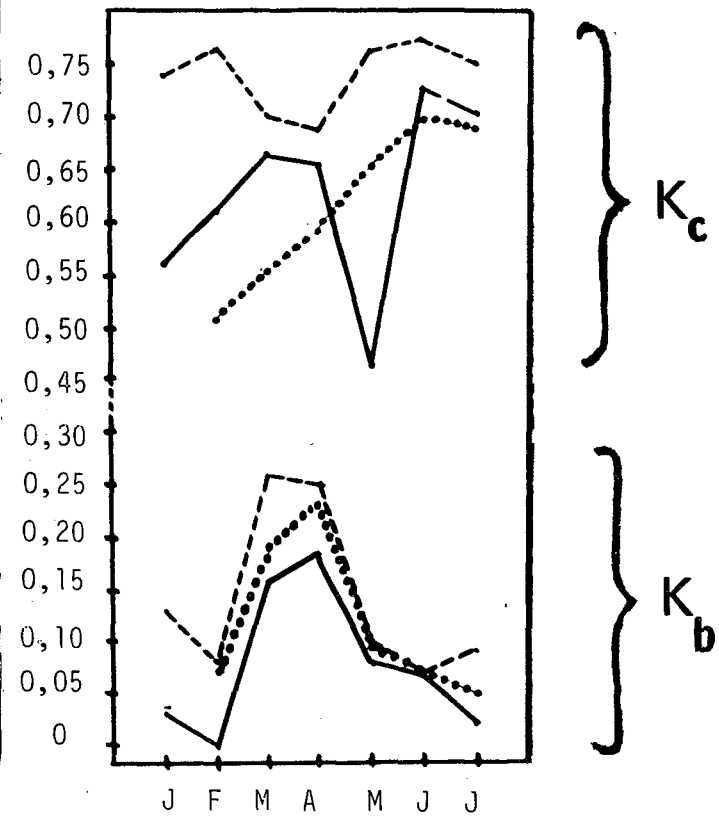
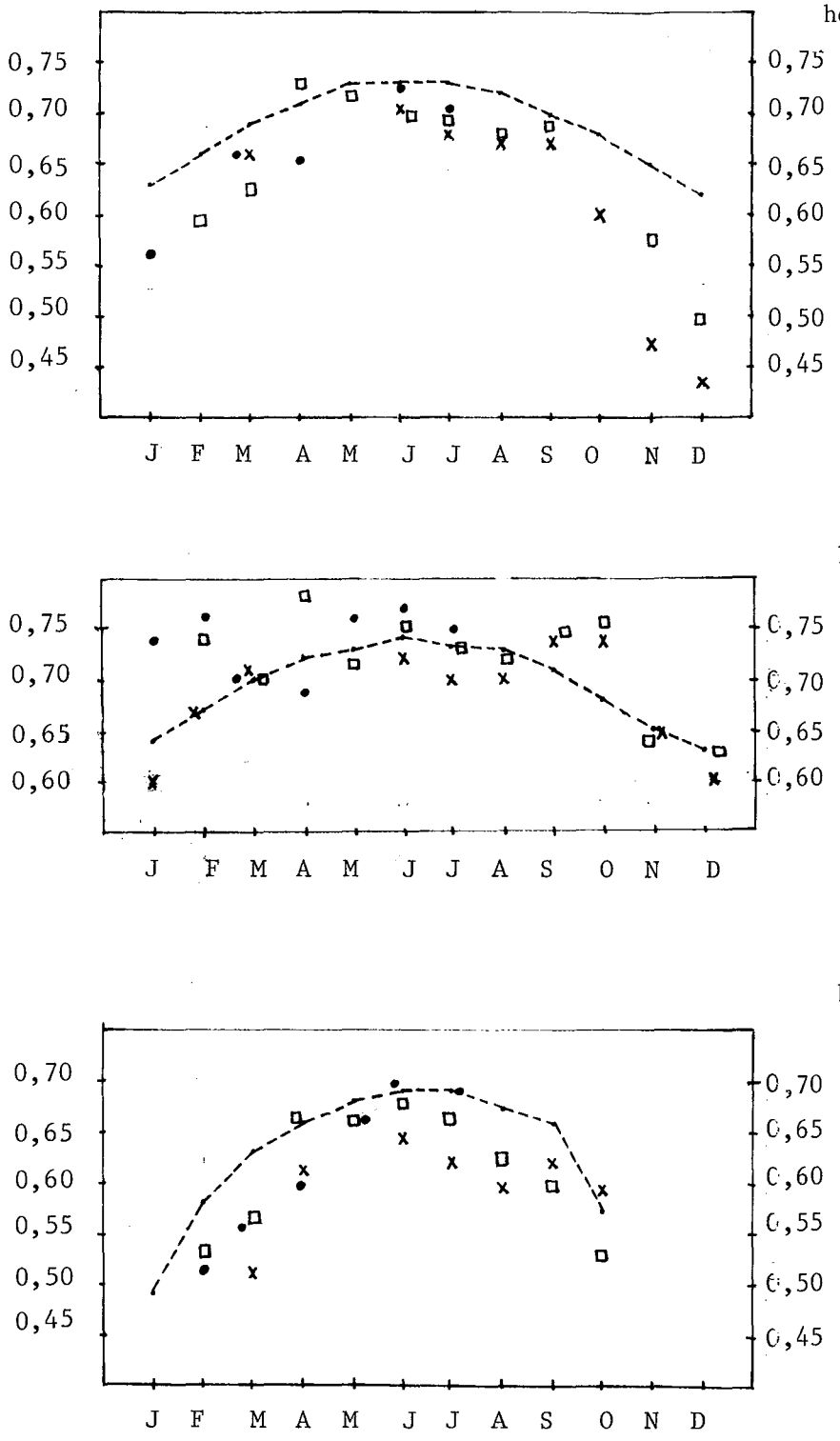


FIGURE V.17 :Variations mensuelles de K_c et K_b .
ANNEE 1985



FIGURES V.18 : Variations mensuelles de la transmittance atmosphérique par ciel clair selon le modèle de BOURGES et selon notre étude .

--- K_c BOURGES

x K_c de cette étude en 1983

□ K_c de cette étude en 1984

• K_c de cette étude en 1985

V.8. L'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire obtenue par cette méthode et celles obtenues par des méthodes similaires (Tableau V.1).

Quelques méthodes d'estimation du rayonnement global horaire ont été présentées dans le chapitre III. Rappelons que la méthode présentée dans cette thèse permet d'estimer le rayonnement global horaire moyen mensuel sur des surfaces horizontales avec une erreur quadratique moyenne de 0,12 kWh/m^2 à 9-10 h TU, de 0,11 kWh/m^2 à 12-13 h TU et de 0,07 kWh/m^2 à 15-16 h TU sur un premier test de 11 mois, de 0,11 kWh/m^2 à 9-10 h TU, de 0,11 kWh/m^2 à 12 à 13 h TU et de 0,07 kWh/m^2 de 15 à 16 h TU dans un second test de 11 mois et dans le troisième test de 7 mois l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire est de : 0,13 kWh/m^2 de 9 à 10 h TU, 0,14 kWh/m^2 de 12 à 13 h TU, 0,09 kWh/m^2 de 15 h à 16 h TU.

TARPLEY estime le rayonnement global horaire moyen mensuel avec une erreur de 0,07 kWh/m^2 pour des conditions ciel clair, de 0,14 kWh/m^2 pour des conditions partiellement nuageuses et de 0,13 kWh/m^2 pour des conditions nuageuses.

auteurs \ heure TU		8-9	9-10	11-12	12-13	14-15	15-16	ttes heures confondues
MOSER et RASCHKE	1979	0,07	—	—	0,10	0,08	—	—
	1982	0,06	—	0,09	—	0,07	—	—
CANO	1979	—	—	—	—	—	—	0,14
	1982	0,05	—	0,07	—	0,06	—	—
Cette méthode	1983	—	0,11	—	0,11	—	0,07	—
	1984	—	0,12	—	0,11	—	0,07	—
	1985	—	0,13	—	0,14	—	0,09	—

TABLEAU V.1 : Comparaison des erreurs d'estimation du rayonnement global horaire en kWh/m^2 pour différentes méthodes.

Ce tableau permet de constater que l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire obtenue par cette méthode est de l'ordre (0,1 kWh/m^2) de celle obtenue par des méthodes similaires. Il est important de rappeler que les autres méthodes ont été testées sur des périodes très courtes, de l'ordre de la semaine ou du mois.

V.9. Conclusion

Nous rappelons dans le tableau V.2 les valeurs des coefficients a et b, coefficients de la relation linéaire entre la transmittance atmosphérique globale et l'indice d'ennuagement, obtenues sur une période de comparaison d'une année pour chaque tranche horaire et pour toutes stations confondues.

heures TU / année	9-10	12-13	15-16
1983	0,53 ; 0,63	0,55 ; 0,66	0,56 ; 0,64
1984	0,596;0,659	0,617;0,726	0,572;0,628
1985	0,588;0,674	0,59 ; 0,74	0,502;0,624

TABLEAU V.2 : Valeurs des coefficients a et b pour chaque tranche horaire, pour chaque année et pour toutes stations confondues

Les valeurs de l'erreur quadratique moyenne varie selon les stations, selon la tranche horaire et selon les années.

Nous avons regroupé dans le tableau V.3 les valeurs de l'erreur pour tous mois confondus ceci pour chaque station, pour toutes stations confondues, pour chaque tranche horaire et pour chaque année.

Les erreurs quadratiques moyennes sur l'estimation du rayonnement global horaire sont de même ordre de 9 à 10 h TU et de 12 à 13 h TU et nettement plus faibles de 15 à 16 h TU.

L'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire est plus élevée en 1985, ce qui sans doute dû au fait qu'il n'y a pas eu de sélection préalable des données. En 1985, pour les mois de mars et avril l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation de G_h est très élevée et le coefficient de corrélation est très faible et les valeurs de l'erreur pour une période de corrélation "tous mois confondus" tiennent compte des fortes valeurs des erreurs pour ces deux mois.

Il est intéressant de remarquer qu'il y a peu de dépendance en latitude de l'erreur quadratique.

De 9 à 10 h TU, les maxima de l'erreur sont observés à Clermont Ferrand en 1983, à Perpignan en 1984 et à St Quentin en 1985.

De 12 à 13 h TU, les maxima de l'erreur sont observés à Dijon en 1983 à Ajaccio en 1984 et à St Quentin en 1985.

De 15 à 16 h TU, les maxima de l'erreur sont observés à Pau en 1983, à La Rochelle en 1984 et à Perpignan en 1985.

Cette étude nous a permis de montrer que la valeur de l'erreur est indépendante de la localisation géographique de la station, ce qui justifie le choix d'un jeu de coefficients valable sur toutes la zone étudiée (toutes stations confondues).

	9-10 h TU			12-13 h TU			15 - 16 h TU		
STATIONS	1983	1984	1985	1983	1984	1985	1983	1984	1985
Reims (200)	121	99	93	96	102	119	62	51	76
Bordeaux (203)	–	112	135	–	111	133	–	62	103
Clermont-Ferrand (206)	142	110	135	124	108	142	74	55	95
Dijon (207)	128	109	113	125	111	118	68	67	78
Limoges (209)	–	113	124	–	98	136	–	62	80
Agen (214)	–	105	135	–	94	140	–	56	80
Perpignan (216)	–	128	142	–	121	167	–	70	115
Rennes (218)	111	122	115	90	117	141	73	69	82
Strasbourg (219)	129	122	127	115	119	130	66	57	77
Pau (225)	99	93	130	89	102	154	76	59	99
Ajaccio (226)	–	122	114	–	127	125	–	73	83
Marignane (231)	–	87	90	–	75	113	–	57	74
Nancy (237)	121	105	100	107	107	126	61	58	80
Trappes (260)	121	112	98	106	107	116	57	64	85
St Quentin (262)	113	106	154	109	104	173	57	66	114
Auxerre (270)	115	104	131	98	103	128	52	55	80
Mâcon (283)	125	122	137	101	125	138	67	69	87
Millau (286)	–	119	137	–	106	146	–	71	83
Biscarosse (803)	–	104	117	–	108	139	–	69	97
Caen (806)	128	106	122	121	115	140	66	64	93
Montpellier (812)	117	108	136	105	110	122	65	68	88
Nice (817)	104	80	96	102	84	120	69	49	80
La Rochelle (824)	–	117	145	–	127	151	–	79	78
Carcassonne (833)	–	93	127	–	100	146	–	52	88
Embrun (835)	–	110	116	–	127	126	–	64	79
Paris Montsouris (867)	–	114	134	–	102	110	–	71	88
Carpentras (874)	109	95	98	92	86	109	48	55	80
Iles du Levant (878)	–	96	115	–	115	125	–	63	78
Tours (888)	115	122	128	91	93	108	60	68	95
Cap Tieux (899)	–	97	–	–	94	–	–	57	–
Toutes stations confondues (999)	123	114	128	107	113	137	66	66	90

TABLEAU V.3 : Tableau récapitulatif des erreurs quadratiques moyennes sur l'estimation du rayonnement global horaire pour chaque station et pour toutes stations confondues (suivie du numéro de la nomenclature de la Météorologie Nationale, de la tranche horaire et de l'année). L'erreur est exprimée en Wh/m^2 .

Les minima sont soulignés en traits tirés et les maxima en trait plein.

CHAPITRE VI

LES ATLAS SOLAIRES DE L'ANNEE 1983

VI.1. Moyens actuels de mesure en vue de la construction d'Atlas du rayonnement solaire.

Les Atlas actuels sont élaborés à partir de mesures pyranométriques. Etant donné la faible densité du réseau, les cartes déduites de ces données ne présentent qu'une impression générale de la distribution à grande échelle.

En vue de combler les lacunes, dues au nombre insuffisant de stations de mesures pyranométriques, les données de la durée d'insolation disponibles dans les stations équipées d'héliographes (bien plus nombreuses) sont utilisées. Les moyennes mensuelles de l'irradiation globale sont déduites des durées d'insolation par application de la méthode d'ANGSTROM (1924).

L'utilisation des images satellitaires permet la connaisance du gisement solaire à petite échelle et nous présentons dans ce chapitre l'Atlas pour 1983, calculé d'après la méthode précédemment exposée. Auparavant nous donnons l'ordre de grandeur de l'erreur d'estimation des méthodes actuelles d'évaluation du rayonnement global en vue de la construction d'Atlas et nous le comparons à celui de notre méthode. Etant donné le nombre important de facteurs intervenants, il est difficile d'évaluer la précision de mesure aussi bien des pyranomètres que des formules du type ANGSTROM.

Les précisions de mesures citées ci-dessous ressortent de communications personnelles de MM. PLAZY et PERRIN DE BRICHAMBAUT.

VI.1.1. Les mesures pyranométriques

Un très grand nombre de paramètres influent sur la qualité des mesures : lieu, fréquence de l'étalonnage, type de pyranomètre, saison, durée des mesures... On peut toute fois considérer que la précision des mesures pyranométriques est environ de 5% pour les valeurs horaires et qu'une précision de 2 à 3% est possible pour les moyennes mensuelles horaires.

VI.1.2. Les mesures déduites des durées d'insolation par application de la relation du type ANGSTROM.

Tout comme pour les mesures pyranométriques la précision de ce type de formule est difficile à établir car elle dépend en partie du lieu de mesure et de la durée des mesures.

De plus de nombreux travaux, ceux de BOURGES (1979) par exemple, ont prouvé que la linéarité des relations de ce type est vérifiée dans la mesure où la fraction d'insolation reste comprise entre 0,2 et 0,8. Or si nous nous référons à une carte de France de la fraction d'insolation (PERRIN DE BRICHAMBAUT et al. 1983), nous constatons que les fractions d'insolation dans le Nord de la France sont inférieures à 0,2 pour les mois d'hiver, et que dans le Sud de la France elles peuvent être supérieures à 0,8 pour les mois d'été. La précision pour ce type de mesure est estimée à 10 à 15 % en valeur décadaire et à 7 à 8% en valeur mensuelle.

Les pyranomètres permettent une bien meilleure précision que celle que nous proposons. Malheureusement ces mesures sont très éparses : 30 stations disponibles en France et distantes de plusieurs centaines de kilomètres. En conséquence malgré l'utilisation des mesures fournies par les héliographiques, les Atlas actuels de rayonnement solaire sont à très grande échelle et parfois les isopyres (isolignes de l'irradiation) s'arrêtent brusquement aux frontières des pays ne détenant pas de mesures.

VI.2. Atlas européen du rayonnement solaire pour l'année 1983.

VI.2.1. Introduction aux cartes.

Afin de pouvoir commenter les cartes de rayonnement global horaire mensuel obtenues à partir des données Météosat, nous les avons comparées à celles de "l'Atlas européen du rayonnement solaire" de la C.C.E. (Commission des Communautés Européennes (C.C.E.) publié en 1984.

Toutefois nous signalons que cet atlas donne une évaluation du rayonnement global journalier.

Le rayonnement solaire étant le facteur primaire influençant tous les autres paramètres climatiques, ces atlas solaires donnent une bonne illustration des différentes zones climatiques.

La distribution des isopyres (isolignes des irradiations moyennes mensu-

latitude, tout particulièrement durant les mois d'hiver.

Par contre, durant les mois d'été, les contours de côte sont soulignés par les isopyres. En effet, les différences de paramètre de rugosité entre la mer et la terre produisent un mouvement ascensionnel des masses d'air se déplaçant vers les continents. Des nuages sont ainsi formés à quelque distance des côtes.

La topographie du sol est un autre facteur important influençant la distribution du rayonnement global. Les valeurs d'irradiations obtenues sur les hautes chaînes montagneuses (Alpes) sont faussées par la présence plus ou moins permanente de neige ou de nuages. La chaîne des Alpes se distingue aisément par sa très faible irradiation. Nous savons d'ailleurs que la méthode n'est pas performante dans ces cas et l'utilisation du canal infra-rouge a d'ailleurs été prévu à cet effet (cf. § IV.2.4.

Par ailleurs cette méthode est la seule actuellement à fournir avec précision des mesures de rayonnement au dessus de la mer. Ceci a été exploité sur la Méditerrannée nord-occidentale par DEMARCQ (1985). Ces atlas nous ont permis de mettre en évidence des phénomènes jusqu'alors peu connus tels que la dissymétrie NE-SO de l'irradiation entre les moitiés de la méditerrannée nord-occidentale et la dissymétrie E-O de l'irradiation au détroit de Gibraltar. La dissymétrie de l'irradiation entre le golfe de Gênes et le golfe du Lion a été étudiée par WALD (1985).

VI.2.2. Description détaillée des cartes mensuelles d'irradiation globale.

En raison du manque de données satellitaires ou des mauvais résultats, nous ne présentons pas les cartes suivantes : avril et mai pour les trois tranches horaires, janvier, février, octobre et novembre de 9 à 10 h TU et de 15 à 16 h TU, et septembre et décembre de 15 à 16 h TU.

VI.2.2.1. La carte de janvier

La carte de janvier (figure VI.1) indique une configuration très proche de celle des atlas européens C.C.E. (figure VI.2) et montre la distribution hivernale type qu'on retrouvera d'ailleurs en décembre. Les isopyres suivent plus ou moins les parallèles. Les valeurs de l'irradiation moyenne mensuelle sont comprises

entre 30 J/cm^2 (Nord de l'Europe) et 214 J/cm^2 (Sahara).

Cette carte permet de mettre certains micro-climats ou reliefs (la topographie influençant la distribution du rayonnement) en évidence : Usseel Meer aux Pays Bas, Paris, la limite des cévennes, le golfe de Gênes caractérisé par une plus faible irradiation (siège d'une cyclogénèse), le détroit de Gibraltar souvent siège de masses nuageuses et le nord de la Tunisie et la région de Constantine caractérisés par une irradiation plus faible.

VI.2.2.2. La carte de février

En février (figure VI.3), l'effet de latitude a légèrement tendance à diminuer. L'irradiation moyenne mensuelle à légèrement augmentée et elle est comprise entre 40 J/cm^2 (Nord de l'Europe) et 244 J/cm^2 (Sahara).

Les chaînes nuageuses (Pyrénées, Alpes, Jura, Massif Central, Vosges, Morvan, Apennins, la chaîne Peninne, les Monts Cantabriques, Sierra de Guadarrama, Sierra de Gredos et la Sierra da Estrela) se distinguent très nettement par leurs irradiations faibles. Au contraire sur les cartes C.C.E, les chaînes montagneuses bénéficient d'une irradiation élevée, cette contradiction vient du fait que la méthode n'est pas performante sur les zones enneigées ou nuageuses de façon quasi-permanente. La Corse, la Sicile et la Sardaigne sont mises en évidence car leurs irradiations moyennes sont plus faibles qu'en mer. Paris et la région rouennaise se distinguent par leurs irradiations faibles.

D'autres micro-climats sont mis en évidence par leurs irradiations élevées : la région méditerranéenne (limite des oliviers et golfe du Lion), le Bourbonnais, la plaine du Pô, l'Etna, toute la région de Saragosse, la Bresse.

On observe l'asymétrie des masses nuageuses est-ouest de part et d'autre du détroit de Gibraltar et une irradiation très nettement plus faible en Méditerranée le long des côtes algériennes.

VI.2.2.3. Les cartes de mars

La distribution de l'irradiation globale commence à changer et il n'y a pratiquement plus de dépendance en latitude.

Sur les trois cartes on remarque : l'irradiation plus faible dans le golfe de Gênes (cyclogénèse), l'asymétrie est-ouest des masses nuageuses au

détroit de Gibraltar, l'irradiation plus faible au nord de la Tunisie, la région méditerranéenne française, favorisée par une irradiation plus élevée, la limite très nette du Massif Central (gradient élevé d'irradiation) et l'Italie qui subit un effet côtier très prononcé ainsi que le nord de la Sicile. On distingue très nettement les Sierras du nord de l'Espagne et du Portugal (faibles irradiations).

- de 9 h à 10 h TU (figure VI.4a), l'irradiation varie de 40 J/cm^2 à 242 J/cm^2.

- de 12 h à 13 h TU (figure VI.4b), l'irradiation varie de 60 J/cm^2 à 268 J/cm^2. Les effets côtiers sont très prononcés en Afrique du Nord, Italie et Espagne et en Sicile. On distingue particulièrement bien la chaîne des Alpes qui est marquée par son irradiation faible.

- de 15 h à 16 h TU, (figure VI.4c) l'irradiation varie de 20 J/cm^2 à 204 J/cm^2. Les effets côtiers en Corse et en Italie sont très prononcés. La région méditerranéenne et la plaine du Pô sont particulièrement favorisées par une irradiation élevée.

VI.2.2.4. Les cartes de juin

La configuration estivale typique est établie :

Aux latitudes de 50°N, juin est le mois pour lequel l'irradiation est maximale durant l'année.

La mer du Nord au large des Pays Bas bénéficie d'une irradiation particulièrement élevée ainsi que les côtes sud-irlandaises et la mer Adriatique.

La partie nord de la chaîne des Alpes est très marquée, elle joue le rôle d'une barrière avec pour conséquence une faible irradiation en Autriche et en Allemagne. Cette constatation est en parfait accord avec les atlas C.C.E.

De 9h à 10h TU (figure VI.5a), l'irradiation varie de 100 J/cm^2 à plus de 220 J/cm^2. La région méditerranéenne française est favorisée par son irradiation élevée et sur toutes les cartes nous pouvons observer la similitude de climat entre cette région et l'Espagne.

L'Italie qui jusqu'alors avait une irradiation comparable à celle de la France bénéficie en juin d'une irradiation très nettement plus élevée, (comparable à celle de l'Espagne et de l'Afrique du Nord).

De 12 h à 13 h TU (figure VI.5b), l'irradiation varie de 160 J/cm^2 à 300 J/cm^2. La France et l'Italie subissent un effet côtier extrêmement prononcé.

L'effet de dissymétrie entre le golfe du Lion et le golfe de Gênes est très marqué.

Nous distinguons particulièrement bien : la vallée du Rhône par sa forte irradiation, une zone d'irradiation élevée dans la région de Venise et au contraire le Portugal, la Sierra Cantabrique, les Pyrénées, la région parisienne et la région des Landes par leurs faibles irradiations.

Les parties des îles des Baléares, Corse, Sardaigne et de la botte de l'Italie sont caractérisées par une faible irradiation.

- De 15 h à 16 h TU (figure VI.5c), l'irradiation varie de 90 J/cm^2 à 200 J/cm^2.

La chaîne de l'Atlas se laisse deviner.

VI.2.2.5. Les cartes de juillet

Juillet est le mois d'irradiation maximale en Europe.

L'effet de barrière nord des Alpes est toujours présent : l'Allemagne est encore défavorisée. On distingue très nettement la vallée de la Ruhr par sa faible irradiation.

Le Portugal et le Nord Ouest de l'Espagne se délimitent très bien par leurs faibles irradiations.

Sur les trois cartes nous distinguons très nettement l'asymétrie des masses nuageuses au détroit de Gibraltar, la vallée du Rhône et la région des Landes par leur faible irradiation, par contre le long de cette même côte, en mer, l'irradiation est élevée.

De 9h à 10h TU (figure VI.6a), l'irradiation varie de 154 J/cm^2 à 280 J/cm^2. Ondistingue une bande d'irradiation faible au niveau de la vallée de la Loire.

De 12h à 13h TU (figure VI.6b), l'irradiation varie de 190 J/cm^2 à 310 J/m^2.

De 15h à 16h TU (figure VI.6c), elle varie de 140 J/cm^2 à plus de 264 J/cm^2.

Nous remarquons une bande d'irradiation faible suivant la vallée de l'Oise.

VI.2.2.6. Les cartes du mois d'août

La configuration générale de l'irradiation est sensiblement la même qu'en juillet mais l'irradiation sur l'Europe est légèrement inférieure.

L'effet côtier est toujours prononcé particulièrement de 12h à 13h TU. La barrière nord des Alpes a disparu. La Manche bénéficie d'une irradiation beaucoup plus élevée que les côtes l'encadrant. Le même phénomène se produit pour la mer Adriatique.

Sur les trois cartes du mois d'août nous distinguons le Chott el Djerid (Tunisie) par sa faible irradiation, la Catalogne (plus forte irradiation que les régions de même latitude) et les monts siciliens par leurs faibles irradiations.

De 9h à 10h TU (figure VI.7a) et de 15h à 16h TU (figure VI.7c) nous remarquons la très faible irradiation de la vallée de la Rhur.

De 9h à 10h TU, l'irradiation varie de 110 J/cm^2 à 268 J/cm^2. L'effet de latitude commence à apparaître particulièrement sur la péninsule ibérique.

Nous distinguons quelques microclimats d'irradiations fortes : la Sologne, la région de Lannion (côtes du Nord), la région méditeranéenne française (la limite des oliviers), la vallée du Pô. Les chaînes montagneuses de la péninsule ibérique se distinguent par leurs faibles irradiations.

De 12h à 13h TU (figure VI.7b), l'irradiation varie de 184 J/cm^2 à 312 J/cm^2 dans le Sahara.

De 15h à 16h TU l'irradiation varie de moins de 130 J/cm^2 258 J/cm^2. Nous observons un effet côtier très prononcé et particulièrement bien la chaîne de l'Atlas et les Sierra espagnoles (faibles irradiations) (figure VI.7c)

Le Sahara espagnol est délimité par sa forte irradiation.

VI.2.2.7. Les cartes de septembre

Les isopyres commencent à s'aligner de nouveau sur les parallèles, particulièrement de 9h à 10h TU (figure VI.8a) et de 12h à 13h TU (figure VI.8b). Les gradients près des côtes s'affaiblissent et les hautes montagnes recoivent une irradiation plus élevée.

La France est à nouveau séparée en deux (grossièrement la limite de la Loire).

L'Italie a une irradiation moyenne comparable à celle de la France.

Nous distinguons particulièrement bien : la limite des oliviers (forte irradiation), l'arc Alpin, la limite des Pyrénées et la Cordillère Cantabrique par leurs faibles irradiations.

Les Baléares sont reconnaisables par leurs faibles irradiations et la mer Adriatique bénéficie d'une irradiation élevée. Nous observons aux bords des côtes landaises et au large une zone d'irradiation élevée.

De 9h à 10h TU, l'irradiation varie de 70 J/cm^2 à 260 J/cm^2, de 12h à 13h TU, l'irradiation varie de 160 J/cm^2 à 306 J/cm^2. De 15h à 16h TU, elle varie de 76 J/cm^2 à 238 J/cm^2.

De 9h à 10h TU et de 12h à 13h TU, nous observons une petite zone d'irradiation élevée aux alentours de Trieste.

VI.2.2.8. La carte du mois d'octobre

Nous commentons la carte de 12h à 13h TU (figure VI.9). L'irradiation varie de 90 J/cm^2 à 286 J/cm^2. La distribution de l'irradiation tend à nouveau vers la configuration hivernale. L'effet de côte a pratiquement disparu. L'Europe centrale a de nouveau une irradiation plutôt uniforme.

Au sud des Alpes on remarque la réduction hivernale de l'irradiation, bien connue (vallée du Pô). Les grandes limites repérées jusqu'alors (limite des oliviers, Portugal,...) s'estompent.

La France est marquée par un fort effet de latitude avec malgré tout une sorte de micro-climat au niveau du Berry, Bourbonnais ...

Nous observons un micro-climat d'irradiation élevée sur l'océan au voisinage des côtes landaises.

La vallée du Pô (Lombardie) se distingue entièrement par une irradiation élevée (contrairement aux autres mois). Nous repérons l'Etna et la Chaîne montagneuse du Nord de la Sicile (faibles irradiations). En Espagne, la région de Murcia est défavorisée par une faible irradiation et la Catalogne sud bénéficie d'une irradiation plus élevée que les autres régions espagnoles de même latitude.

L'effet de latitude s'installe très nettement dans le nord de l'Afrique exépté au Maroc.

VI.2.2.9. Les cartes de novembre

La distribution latitudinale est de plus en plus marquée.

La plaine du Pô se distingue entièrement par une faible irradiation.

En France, l'Hérault et le Tarn se soulignent par leurs faibles irradiations ainsi les régions parisienne et rouennaise. Nous voyons apparaître une zone de faible irradiation au niveau du Languedoc.

En Espagne, nous distinguons à nouveau la cordillère Cantabrique par sa faible irradiation.

Le Nord de la Tunisie, la région d'Alger et l'Er Rif (Maroc) sont marqués par leurs faibles irradiations.

De 9 h à 10 h TU (figure VI.10a), l'irradiation varie de 44 J/cm^2 à 200 J/cm^2. Nous délimitons très bien la France et la Suisse, le Jura étant marqué par faible irradiation.

De 12 h 13 h TU (figure VI.10b), l'irradiation varie de 50 J/cm^2 à 250 J/cm^2.

VI.2.2.10. Les cartes de décembre

Une distribution fortement latitudinale et une relative uniformité caractérisent ces mois d'hiver.

Nous distinguons la chaîne des Alpes mais très mal les autres chaînes montagneuses.

Il n'y a pas de micro-climats d'irradiation élevée apparents excepté en Andalousie.

Le golfe de Gênes reçoit une irradiation beaucoup plus faible que le golfe du Lion (WALD, 1985).

De 9h à 10h TU (figure VI.11a), l'irradiation varie de 60 J/cm^2 à 186 J/cm^2.

De 12h à 13h TU (figure VI.11b), l'irradiation varie de 24 J/cm^2 à 218 J/cm^2.

Nous distinguons la Lombardie (forte irradiation), le nord de la Tunisie et la région d'Alger (faibles irradiations) et à peine l'Er Rif.

La côte de l'Italie est très nettement défavorisée, on observe une zone de faible irradiation le long de l'Italie et sur la moitié de l'Adriatique.

En Yougoslavie on voit apparaître une zone particulièrement défavorisée, la région de Béograd.

VI.3. Conclusion

L'étude de ces cartes d'irradiations moyenne mensuelles nous a permis de montrer combien elles complètent les atlas déjà existants (par exemple celui de la C.C.E).

Nous avons tout d'abord souligné l'exactitude de la méthode puisque ces cartes permettent de différencier les configurations hivernale et estivale et donnent une bonne approche des valeurs de l'irradiation moyenne mensuelle horaire (excepté sur les régions de hautes montagnes où la méthode est défaillante).

De plus cette étude nous a permis de mettre en évidence certains topo-climats parfois inconnus. Nous pourrions donc affiner les atlas déjà existant d'une part sur les continents, étant donné la résolution de Météosat (5 km), et d'autre part, sur les océans en décelant les zones à tendances climatiques différentes.

F I G U R E S

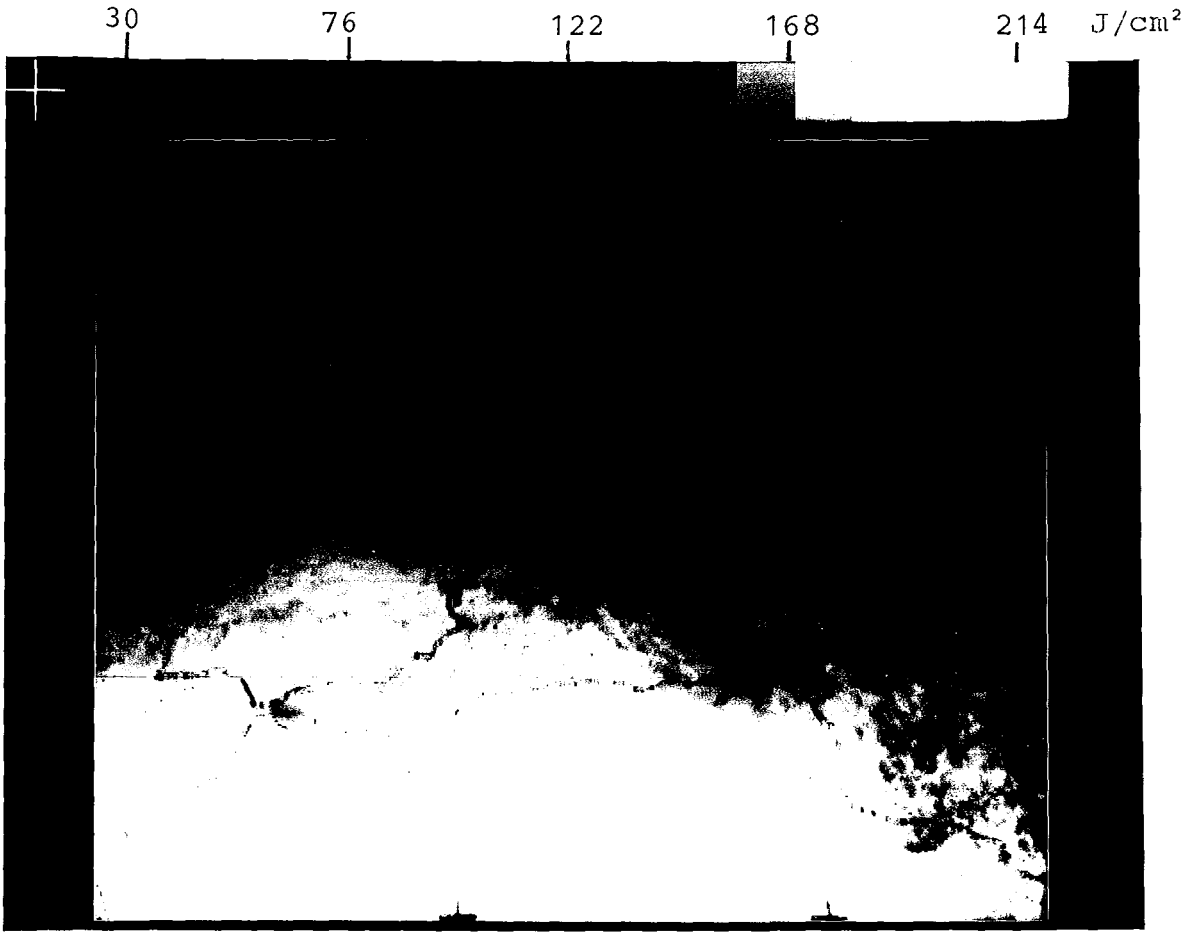


FIGURE VI.1: Rayonnement global janvier de 12 à 13 h TU

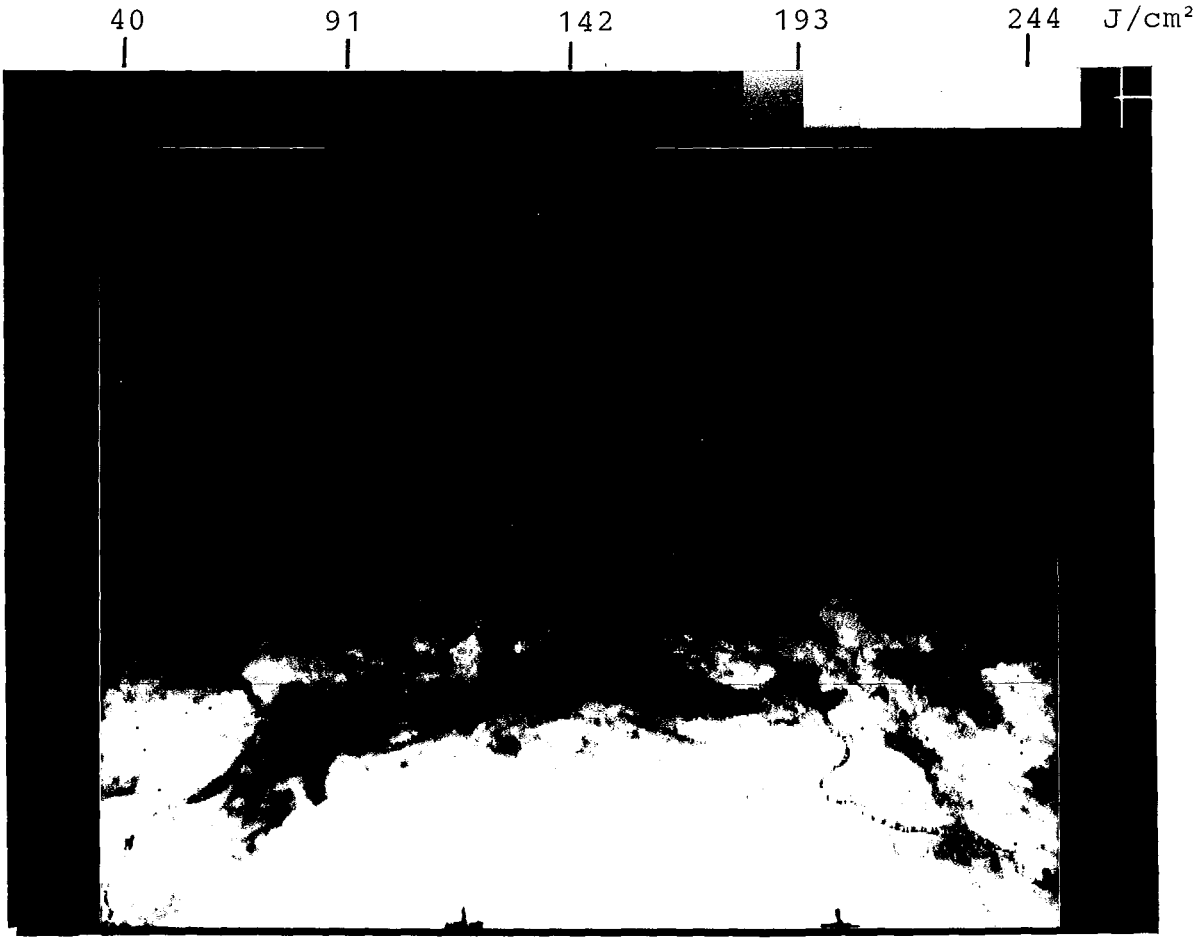


FIGURE VI.3: Rayonnement global février de 12 à 13 h TU

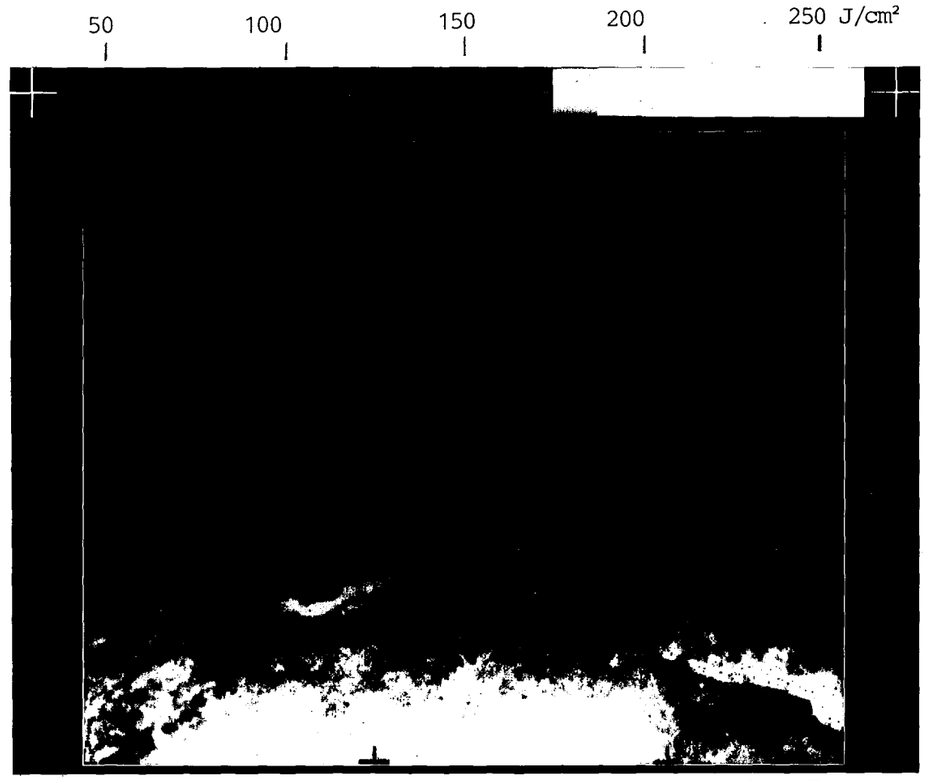


FIGURE VI.10 : Rayonnement global novembre de 12 à 13 h TU

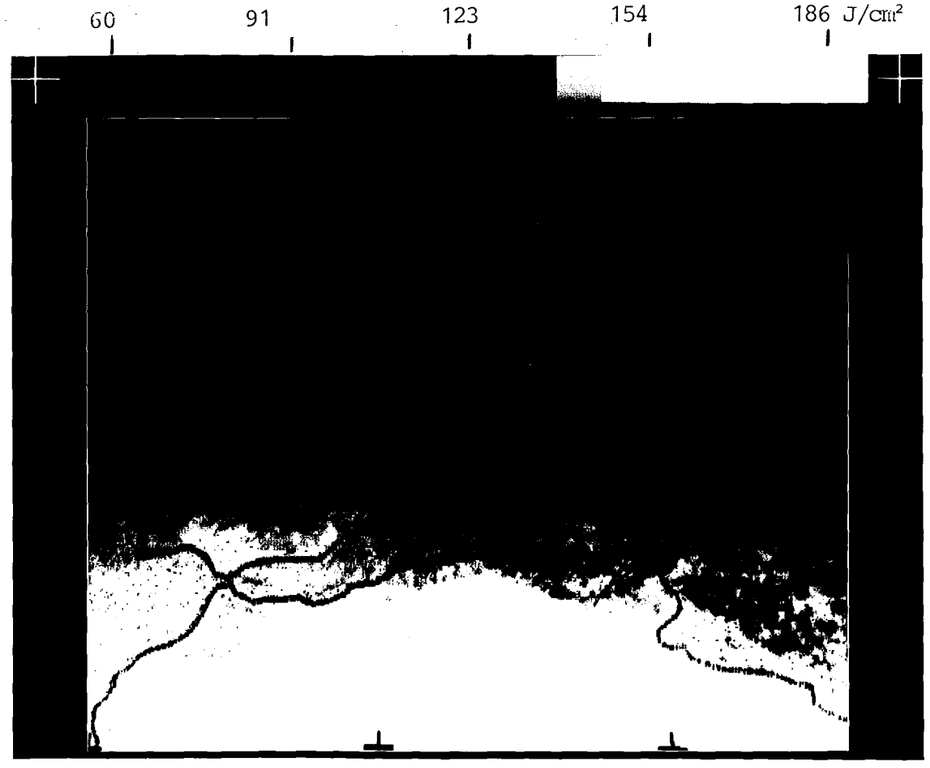


FIGURE VI.11a : Rayonnement global décembre de 9 à 10 h TU

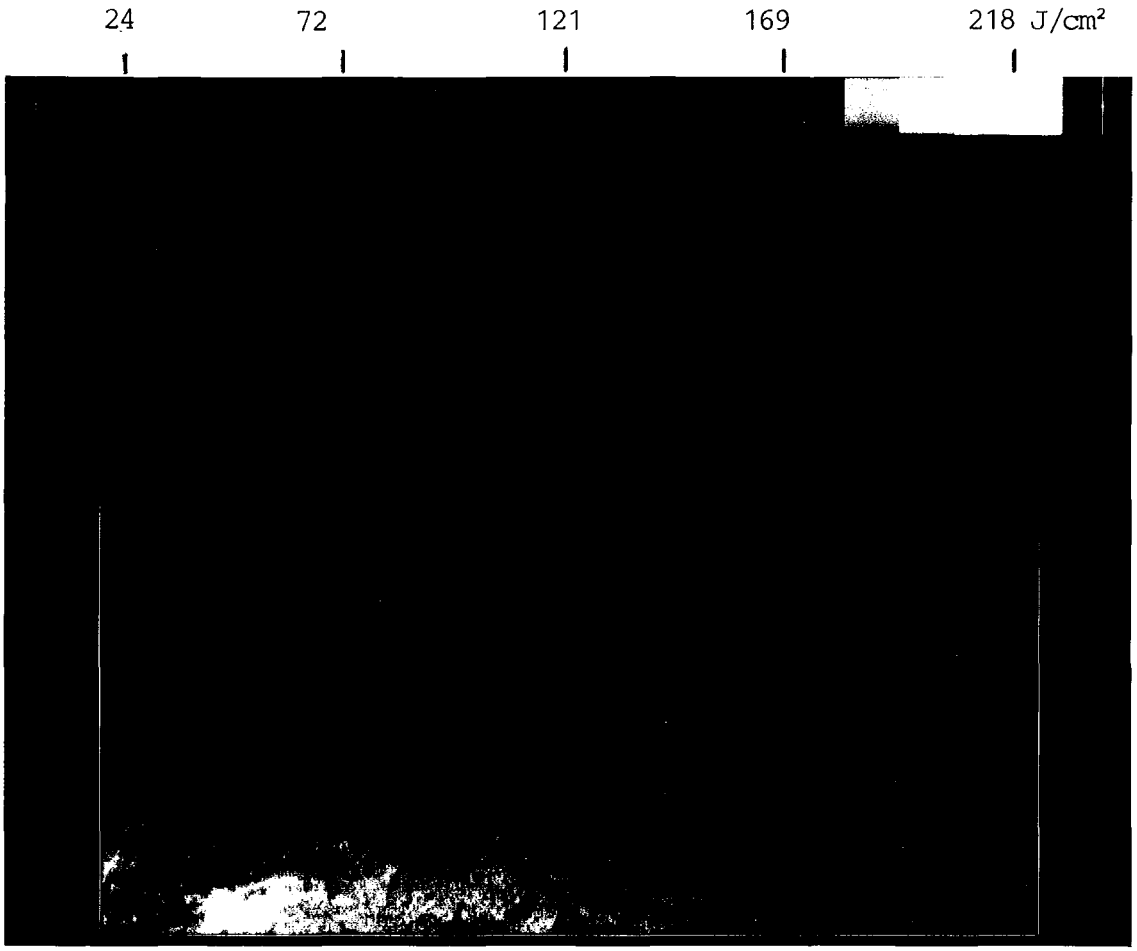


FIGURE VI.11b : Rayonnement global décembre de 12 à 13 h TU

CHAPITRE VII

DIFFERENTES APPLICATIONS DIRECTES DE CETTE METHODE

VII.1. L'interpolation spatiale

Le réseau actuel de la météorologie est un réseau à grande échelle (100 km entre les stations). Etant donné la résolution de Météosat de 5 km, la première application de cette méthode serait de permettre d'affiner les atlas de rayonnement solaire déjà existants (cf. chapitre précédent).

La connaissance du rayonnement global horaire moyen mensuel à 5 km près permettrait de passer de cartes à l'échelle du pays ou parfois du continent à des cartes d'échelles plus fines (topo-climats) et de détecter les particularités à l'intérieur d'une même région (par exemple : ne pas attribuer le même climat à Nice et à Briançon !) afin de construire des atlas régionaux.

VII.2. L'extrapolation spatiale

Un grand nombre de pays ne dispose pas de mesures radiométriques. Tout comme nous l'avons fait pour l'Espagne, l'Italie et le Nord de l'Afrique, il serait possible d'évaluer le rayonnement global horaire hors du réseau de mesures actuel. Il va de soi que plus l'on s'éloigne du réseau de référence, moins la méthode est précise mais elle permet d'avoir une représentation de la distribution du rayonnement solaire global.

VII.3. L'extrapolation temporelle

La fraction d'insolation (S/S_0) est l'une des variables météorologiques la mieux corrélée au rayonnement global.

De nombreux auteurs ont essayé de relier le rayonnement global à la fraction d'insolation et nous présentons un très bref aperçu de ces formules empiriques du type ANGSTROM. La plupart de ces formules permettent de reconstituer le rayonnement global journalier et DE BOER en 1961 définit la fraction d'insolation horaire (σ_h) afin de la relier au rayonnement global horaire.

ANGSTROM (1924) $G_d = G_o(k+(1-k)\frac{S}{S_0})$

G_d : irradiation globale journalière

G_o : irradiation journalière extra-atmosphérique

k : cte égale à 0,235

S_0 : durée astronomique du jour

S : durée d'insolation

$S/S_0 = \sigma$: fraction d'insolation

La formule d'ANGSTROM (1924) a inspirée de nombreux auteurs et l'usage veut que l'on appelle formule d'ANGSTROM, les formules du type :

$$K = a + b\,\sigma$$

- DE BOER (1961) a défini la fraction d'insolation horaire σ_h et l'a reliée linéairement à la transmittance atmosphérique globale :

$$K = \frac{G_h}{Go_h} = a + b\sigma_h$$

La validité d'une telle relation a été partiellement vérifiée par BOURGES (1978) pour des journées totalement ou partiellement ensoleillées.

Dans la mesure où une relation de ce type est connue, la météorologie nationale disposant de longues séries de mesures (30 ans) de la durée d'insolation, il est possible d'étudier la corrélation entre le rayonnement global horaire estimé par Météosat et la fraction d'insolation.

Une telle étude faite sur 2 ou 3 années permettrait d'établir les lois de corrélation entre le rayonnement global horaire estimé et la fraction d'insolation. Ces lois étant connues, il serait possible d'obtenir de longues séries temporelles (30 ans) de valeurs du rayonnement global sur un site mal connu et non étudié spécialement.

VII.4. Les applications dites "solaires"

De nombreuses applications solaires nécessitent la connaissance précise du gisement solaire et une méthode telle que la nôtre pourrait permettre une rentabilité plus performante et d'éventuelles économies.

VII.4.1. Le dimensionnement

Le dimensionnement est l'évaluation des dimensions d'une installation solaire, par exemple : surface de capteur nécessaire.

Le dimensionnement nécessite la connaissance du rayonnement disponible et actuellement les données radiométriques utilisées sont celles de la station météorologique la plus proche.

Les stations étant distantes, en France, de plusieurs centaines de kilomètres, la connaissance du gisement solaire à l'échelle du kilomètre serait particulièrement enrichissante.

VII.4.2. La prévision de rentabilité

La connaissance du rayonnement global horaire à une échelle topoclimatique permettrait une performance prévisionnelle.

Une campagne du C.S.T.B. a permis de montrer que pour les mêmestypes de capteurs et d'installations, indépendamment de la région, on obtient sur l'ensemble de la France, pour l'eau chaude sanitaire, des productivités spécifiques variant de 300 à 700 kWh/m^2 par an (FILLOUX, 1985). Cette dispersion des résultats dépend d'un grand nombre de facteurs mais vient en partie du fait que, pour une même région et pour le même type d'installation, il peut y avoir une différence de rayonnement reçu et les données actuellement utilisées sont celles des stations météorologiques qui sont supposées êtres représentatives d'une région de 150 km de rayon.

VII.4.3. Le choix d'un système et de ses composants

Une telle méthode peut permettre de comparer, pour une même région, différents systèmes. Nous réunissons dans le mot système, le type de capteurs, le stockage et la régulation (photopiles, batteries...). Cette comparaison orienterait le choix de l'installation afin d'obtenir le système le moins coûteux possible.

VII.4.4. Le choix d'une centrale électrosolaire thermique et de son emplacement.

La connaissance détaillée du gisement solaire à l'aide de cette méthode peut permettre le choix entre une centrale à panneau plan ou photovoltaïque ou une centrale à tour à concentration.

L'emplacement de la centrale est très important et un certain nombre de conditions atmosphériques sont nécessaires pour assurer sa rentabilité.

Une connaissance précise du rayonnement sur le site de l'installation pourrait permettre d'éviter des échecs tels que les centrales EURHELIOS ou TARGASONNE.

VII.4.5. La conception architecturale assistée par micro ordinateur : les méthodes CASAMO, CSTB, 5000,..

La nouvelle réglementation thermique (arrêté du 24 mars 1982) s'appliquant aux logements neufs nécessite la connaissance d'un certain nombre de coefficients (le coefficient B par exemple qualifiant la performance thermique) dont le calcul, exécuté à la main, est très fastidieux quelle que soit la méthode utilisée. Des méthodes de conception architecturale assistée par micro-ordinateur (CASAMO, CSTB, 5000...) ont été mises au point. Ces méthodes à la fois précises et rapides permettent un diagnostic thermique efficace et rentable. Le calcul de ces coefficients (B,K,F) est utile dans la mesure où il permet le changement de surface vitrée, le changement d'orientation, la suppression de serre. Ce calcul nécessite la connaissance du rayonnement global. Actuellement ces méthodes possèdent en mémoire un nombre limité de sta-

tions représentatives de plusieurs centaines de kilomètres. Le concepteur a besoin de la connaissance des micro-climats et là, notre méthode lui permettrait d'affiner ses calculs.

Toujours dans le même type d'applications, la connaissance par notre méthode du rayonnement global horaire mensuel dans les zones tropicales permettrait de repérer les périodes critiques sur l'année pour la climatisation.

CONCLUSION

Nos travaux de recherche ont permis de prouver que la méthode du Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels permet une évaluation correcte du rayonnement global horaire moyen mensuel.

L'intérêt d'une telle méthode est considérable là où les mesures pyranométriques ou héliographiques sont inexistantes ou trop éparses.

Nous avons prouvé que cette méthode permet de traiter un très grand nombre de données, il serait donc possible d'obtenir de longues séries temporelles de rayonnement global horaire, indispensables en météorologie.

Les différentes compraisons effectuées au cours de cette étude ont permis de prouver qu'il était possible d'évaluer le rayonnement global horaire moyen mensuel à l'aide d'un seul jeu de coefficient (a,b) pour une heure donnée et pour une même année. Il serait intéressant dans l'avenir d'étudier la possibilité d'utiliser un seul jeu de coefficients sur plusieurs années. Ceci nessiterait une étude statistique complémentaire en considérant que ces années ne représentent qu'un seul échantillon.

Selon le résultat de cette étude, on pourrait obtenir une méthode, très simple, valable sur n'importe quelle zone, quelque soit le mois de l'année et quelle que soit l'année.

Pour exemple, la détermination de trois jeux de coefficient (un pour chaque tranche horaire), pour l'année 1983, s'est concrétisée par la réalisation d'un atlas solaire sur l'Europe pour cette année.

Ces cartes de rayonnement global horaire moyen mensuel que nous avons obtenues sont en accord avec les atlas déjà existants. Etant donné la résolution de Météosat (5 km), elles permettent de mettre en évidence des zones micro climatiques inconnues, tout particulièrement sur les océans.

Nous avons également acquis des données visibles et infra-rouge en Afrique de l'ouest car nous avions l'intention de tester cette méthode sur une autre zone géographique de conditions climatiques différentes.

Nous avons demandé auprès d'une quinzaine de stations météorologiques africaines des données pyranométriques. La majeure des réponses, des personnes que nous avions contactées, étaient négatives. Les quelques données (4 stations météorologiques) dont nous avons disposées se sont avérées inutilisables (appareils de mesures non standards ou non étalonnés...) ou fausses.

Nous n'avons donc malheureusement pas pu faire une évaluation du rayonnement global horaire en Afrique de l'ouest.

Par contre nous avons construit une carte hebdomadaire de l'albédo planétaire par ciel clair, pour l'année 1984, sur cette même zone.

Cet atlas est d'un intérêt précieux pour le suivi de la végétation et l'analyse des phénomènes de désertification.

Les applications dites "solaires" de cette méthode sont nombreuses. Les valeurs de rayonnement global déduites des mesures satellitaires permettent la connaissance du dimensionnement, de la prévision de rentabilité...

Nous voyons là un intérêt économique de cette méthode, qui permettrait d'orienter le choix d'un système solaire (le moins coûteux possible) ou du type de centrale et même de leurs emplacements.

Dans les applications dites solaires, la connaissance du rayonnement journalier est souvent nécessaire. Actuellement au C.T.A.M.N. un logiciel est en cours de mise au point afin de reconstituer le rayonnement journalier moyen mensuel à partir des données de rayonnement global horaire moyen mensuel déduites des mesures satellitaires.

Cette étude sur trois années de données a révélé que la valeur de l'erreur quadratique moyenne sur l'estimation du rayonnement global horaire est plus importante au printemps. Nous avons essayé de comprendre le problème et d'étudier tout particulièrement le mois d'avril 1983. Il s'avère que la présence d'un certain type de nuages (cirrus par exemple) fausse la valeur de l'indice d'ennuagement. L'utilisation du canal infra rouge serait souhaitable dans des cas de ce type et la méthode est d'ailleurs prévue à cet effet.

Certaines personnes peuvent être choquées par quelques hypothèses simplificatrices de cette méthode comme l'hypothèse des corps lambertiens, la notion de "turbulence gelée, la valeur fixe et non réactualisée de l'albédo des nuages... les résultats que nous avons obtenues (erreur de l'ordre de 0,1 kWh/m^2) prouvent que ces hypothèses, si simplificatrices soient elles, peuvent permettre une bonne évaluation du rayonnement global horaire moyen mensuel.

Les principaux avantages de cette méthode sont les suivants :

- sa simplicité,
- sa facilité,
- son faible coût de mise en oeuvre.

Cette méthode est simple étant donné sa nature statistique. Elle ne nécessite pas de moyens de calcul importants et par conséquent peut être utilisée en temps réel au rythme des acquisitions sur des moyens informatiques réduits (micro-ordinateur).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANGSTROM., A.K., Solar and terrestrial radiation, Q.J.R. Met. Soc. vol. 50, p. 121, 1924.

ANONYME, "Description sommaire du Satellite Météosat". Revue interne ORSTOM, Bureau de télédétection, Octobre 1979.

BEDEL, J., JAN, J., PERARNAUD, V., L'irradiation solaire globale reçue sur une surface horizontale. Le gisement solaire en France. Direction de la météorologie. Ministère des transports, 1980.

BOURGES, B., Reconstitution des courbes de fréquence cumulée du rayonnement solaire à l'aide de la durée d'insolation, Rapport CEE 295-77-ESF, Centre d'Energétique Ecole des Mines de Paris MP, tome II, 1979.

BOURGES, B., "Les courbes de fréquences cumulées de l'éclairement solaire : analyse statistique et application au calcul des installations solaires". Thèse de Docteur Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, 1980.

CANO, D., Etude de l'ennnuagement par analyse de séquences d'images de satellite. Application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol. Thèse de Docteur Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Télecommunications, 1982.

CANO, D., GUILLARD, H., MONGET, J.M., WALD, L., MOSER, W., RASCHKE. E., REINHARDT, R.E., SCHWARZMANN, P., Determination of the solar radiation at ground with images of the earth from meteorological satellites, Report on Project F of the commission of European Communities, Manuscrit, 1985.

CANO, D., MONGET, J.M., ALBUISSON, M., GUILLARD, H., REGAS, N., WALD, L., A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data, Article accepté à Solar Energy, 1985.

Commission des Communautés Européennes, Atlas Européen du rayonnement solaire, Volume 1 : Surfaces horizontales, 1984.

DE BOER., Calculation of global radiations with the aid of the relative duration of sunshine, Archiv. für Meteorogie, Geophysik und bioklimatologie, serie B, Bd 10, Heff 4, 1961.

DEDIEU, G., DESCHAMPS, P.Y, KERR, Y.H., Solar irradiance at the surface from Meteosat - visible data. Machine processing of remotely sensed data symposium, 1983.

DEDIEU, G., Estimation du rayonnement solaire global au sol et de l'albédo de surface à l'aide de Météosat, Thèse de troisième cycle, Université Paul Sabatier de Toulouse, 1984.

DEMARCQ, H., Application de la télédétection infra-rouge et visible en aéanographie. Etude de la zone de dilution rhodanienne, observations des zones de production dans le golfe du lion et estimation de l'éclairement solaire global en méditerranée occidentale, Thèse de 3ème cycle en sciences de la mer et de l'environnement, Université d'Aix-Marseille II, 1985.

DIAK, G., GAUTIER, C., Improvements to a simple physical model for estimating insolation from Goes data, J. Appl. Meteor., 22, 505-508, 1983.

DOGNIAUX, R., GRUETER, J.W., KASTEN, F., PAGE, J.K., PERRIN DE BRICHAMBAUT, C., TREBLE, F.C., and PALZ W., Solar Meteorology (Units and Symbols) Int. J. Solar Energy, 1984, Vol. 2, pp. 249-255 (1983).

FILLOUX, A., Campagne de mesures sur des chauffe-eau solaires, étude effectuée à la demande de l'Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie, convention 1984 R et D, CSTB, ECTS/85/342/JM, 1985.

GAUTIER, C., DIAK, G., MASSE, S., A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from Goes satellite data, J. Appl. Meteor., 19, 1005 - 1012, 1980.

GAUTIER, C., Mesoscal insolation variability derived from satellite data, J. Appl. Meteor., 21, 1, 51-58, 1982.

CUBE, M., Planetary albedo estimates from Meteosat data, ESAJ., 6, 53-69, 1982.

HAY, I.E., Satellite base estimates of solar irradiance at the earth's surface problems and potentiel, Manuscrit, 1985.

KERSCHGENS, M., Berechnungen des solaren strahlungs transportes in atmosphäre und ozean mit Rilfe einer zweistrommethode, Mitteilingen ans dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, 1978.

LACIS, A.A., HANSEN, J.E., A parameterization for absorption of solar radiation in the earth's atmosphère, J. Atmos. Sci. 31, 118-133, 1974.

LENNERTZ D., PRYKE I.,
The earth observation programme of the european space agency
European Space Agency Toulouse, France.

MOSER, W., RASCHKE, E., Determination of global radiation and of cloudiness from Meteosat imaging data, Annalen der Meteorologie (New Folge) Mr. 18, 161-163, Offenbach a.M., Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1982.

MOSER, W., RASCHKE E., Mapping of global radiation and of cloudiness from Meteosat image data, accepted for publication in the Meteorol. Rdsch., 1983.

PASTRE C., "Météosat : la diffusion des données", Météorologie Nationale, la Météorologie, n° 4, mars 1976.

PASTRE, C., Développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire à partir des données de Météosat. Revue la Météorologie VI, Série n° 24, 1981.

PERRIN de BRICHAMBAUT, Ch., VAUGE, Ch., Le gisement solaire, évaluation de la ressource énergétioque, Technique et documentation (Lavoisier), 1982.

PINKER, R.T., RAZGATTIS, J.A., Estimating the solar zenith dependence of clear sky planetary albedo for land surfaces from GOES satellite, J. Geophys. Res, 88, 6007-6011, 1983.

RASCHKE, E., PREUSS, H.J., The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements, Meteorol. Rdsch., 32, 18-28, 1979.

REEVES, R.G., ANSON, A., LANDEN, D., Manual of remote sensing, vol. 1, American Society of photogrammetry, 1975.

TARPLEY, J.D., Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data, J. Appl. Meteor., 18, 1172-1183, 1979.

WALD, L., MONGET, J.M., Remote sensing of the sea state using the 0.8 - 1.1 microns channel, International Journal of Remote Sensing, 49, 2, 433-446, 1983 a. Comments by Koepke and reply, 6, 5, 787-799, 1985.

WALD, L., Apport de la télédétection spatiale en infra-rouge proche et moyen à la connaissance du milieu marin. Relations entre le champ de température et le champ de courant, observations de l'état de surface et mesures de la vitesse du vent, la dynamique de la couche superficielle en mer ligure, Thèse d'état, Université de Toulon et du Var, Juin 1985.

A N N E X E S

ANNEXE A

DONNEES ASTRONOMIQUES
FORMULES D'INTERPOLATION ET D'APPROXIMATION.

- Déclinaison du soleil : δ

C'est l'angle entre le plan équatorial et les rayons du soleil. La déclinaison angulaire du soleil varie de façon presque sinusoïdale tout au long de l'année.

Aux équinoxes (21 mars et 23 septembre) $\delta = 0$.

Aux solstices : valeurs extrêmes de la déclinaison

$+ 23^{\circ} 27'$ au solstice d'été (22 juin)

$- 23^{\circ} 27'$ au solstice d'hiver (22 décembre)

La déclinaison solaire peut être estimée par la formule de PERRIN de BRICHAMBAUT (1981)

$$\sin\delta = 0{,}4 \sin\left[(0{,}986\ J - 80) + 2 \sin (0{,}986\ J - 2)\right]$$

J = numéro d'ordre du jour dans l'année

Les angles sont en degrés.

- Angle horaire du soleil : ω

L'angle horaire ω est déterminé par la rotation régulière de la terre autour de son axe polaire. Lorsque le soleil passe au plan méridien d'un lieu : il est midi vrai au soleil et $\omega = 0^{\circ}$. L'intervalle de temps entre deux passages successifs du soleil au méridien étant de 24 heures un écart d'une heure en temps se traduit par un écart de 15° en angle horaire.

L'angle horaire s'exprime en fonction de l'heure TU ou TSV

$$\omega = 15(TSV - 12) = 15\ (TU + \frac{\lambda}{15} + \Delta t - 12)$$

Δt : équation du temps

- Temps solaire vrai, équation du temps

Nous avons utilisé la formule d'approximation donnée par PERRIN de BRICHAMBAUT (1981)

$$\Delta t = \frac{9,9}{60} \sin \left[2(0,986\ J+100)\right] - 7,7 \sin (0,986\ J-2)$$

Δt en heures,
J numéro d'ordre du jour dans l'année,
les angles sont en degrés.

- Hauteur angulaire du soleil : γ

Elle est donnée par la formule suivante :

$$\text{Sin } \gamma = \sin \phi \ \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega$$

- Eclairement hors atmosphère d'une surface normale aux rayons du soleil pour le jour j.

Formule d'interpolation donnée par PERRIN de BRICHAMBAUT (1981)

I_{oj} = I_0 X correction distance Terre-Soleil
$I_{oj} = 1370 \left[1 + 0,034 \cos (0,986\ J-2)\right]$ en $W.m^{-2}$

- Irradiation horaire hors atmosphère sur plan horizontal : $G_{0}h$ $(W.h.m^{-2})$

$$G_{oh} = I_{oj} \int_{\gamma 1}^{\gamma 2} \sin \gamma \ d\gamma$$

où γ_1, γ_2 sont les élévations solaires correspondant aux bornes de l'intervalle horaire.

ANNEXE B

DESCRIPTION DU SATELLITE METEOSAT

Pour plus de détails le lecteur peut se reporter à ANONYME (1979, LENNERTZ et al, PASTRE (1976).

Le programme de Recherche sur l'Atmosphère Globale (G.A.R.P.) a entrepris de mettre en place cinq satellites géostationnaires afin de réaliser une observation permanente de la plus grande partie du globe terrestre (figure B.1). Ces satellites doivent être placés à 36 000 km de la surface de la terre sur des orbites presque circulaires situées dans le plan de l'équateur. Ils parcourent, dans le sens de rotation de la terre, une orbite complète en 24 heures et apparaissent immobiles par rapport à la terre. Le terre est vue de chaque satellite à l'intérieur d'un cône d'environ 17° d'angle au sommet. Le système de projection qui en découle donne des images de plus en plus déformées lorsque l'on se déplace du point sub-satellite vers l'horizon.

Le satellite Météosat (un des 5 satellites géostationnaires) a été conçu pour accomplir trois fonctions (figure B.2) :

- Observation de la terre : le satellite équipé d'un radiomètre envoie des images du globe terrestre environ toutes les 30 minutes. Les données établies par ce radiomètre sont reçues à la station terrestre de ODENWALD-DARMSTADT (RFA) qui effectue alors un certain nombre de traitements et d'extraction d'informations.

- Diffusion des données et des informations extraites : La station terrestre (DARMSTADT) utilise Météosat comme relais pour retransmettre aux utilisateurs soit les données brutes, soit les données élaborées.

Les stations d'utilisateurs sont de deux types :

PDUS : Primary Data User Station,

SDUS : Secondary Data User Station.

Les PDUS sont capables de recevoir la transmission numérique de l'image haute résolution.

Les SDUS reçoivent des images analogiques au standard WEFAX, c'est-à-dire des secteurs d'images à résolution plus faible dans un format compatible avec la transmission APT classique des satellites polaires américains.

- Collecte de données : Météosat sert de relais pour la transmission des mesures effectuées par des stations météorologiques, climatalogiques, hydrologiques, océanographiques.

B.1. Observation de la terre

Le radiomètre de Météosat est équipé de trois types de détecteurs adaptés à trois canaux différents dans le spectre électromagnétique.

- Le canal dit "visible" (VIS) dont les longueurs d'onde sont comprises entre 0,4 et 1,1 µm. Ce canal est légèrement plus large que le domaine de sensibilité de l'oeil humain (0,4 à 0,7 µm) puisqu'il utilise une partie du rayonnement du proche infra-rouge. L'origine du rayonnement est la lumière émise par le soleil et réfléchie par le globe terrestre.

- Le canal dit "vapeur d'eau" (WV) dont les longueurs d'ondes sont comprises entre 5,7 et 7,1 µm. Le rayonnement mesuré est émis par la couche la plus haute de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère.

- Le canal dit "infra-rouge thermique" (IRT) dont les longueurs d'ondes sont comprises entre 10 et 12,5 µm. Pour ces longueurs d'ondes, l'énergie émise par le soleil est faible par rapport à celle émise par le globe terrestre. L'énergie de ce rayonnement est fonction de la température et de l'émissivité des corps terrestres et de l'atmosphère.

Pour le canal visible, le champ de vue instantané au point sub-stallite (latitude 0°, longitude 0°) correspond à un carré de 2,5 km de côté.

Pour les canaux vapeur d'eau et infra-rouge thermique, il correspond à un carré de 5 km de côté.

Les données analogiques fournies par les détecteurs sont numérisées à bord du satellite et on obtient, pour chaque canal, un nombre proportionnel au flux énergétique reçu par le détecteur.

Pour chaque ligne d'image il est établi 2500 points en infra-rouge thermique et vapeur d'eau et 5000 points en visible.

Le satellite effectuant 100 rotations par minute, la vue est établie en 25 minutes, le cycle d'observation recommençant toutes les 30 mn (figure B.3).

B.2. Diffusion des données station de DARMSTADT

Les images brutes transmises par Météosat subissent un certain nombre de pré-traitements destinés à corriger certains défauts et aussi à associer aux images des annotations destinées à faciliter leur lecture. Ces défauts sont dûs au système de génération de l'image et à la dynamique du satellite.

Les plus gênants de ces défauts sont l'imprécision de synchronisation de ligne, le décalage relatif entre différents canaux et les réponses différentes des deux détecteurs du canal visible. Les images élaborées pour la dissémination en temps réel subiront un certain nombre d'opération visant à réduire les défauts primaires.

Un prétraitement de superposition d'images est nécessaire lorsqu'il s'agit de comparer entre elles deux images prises à des instants différents.

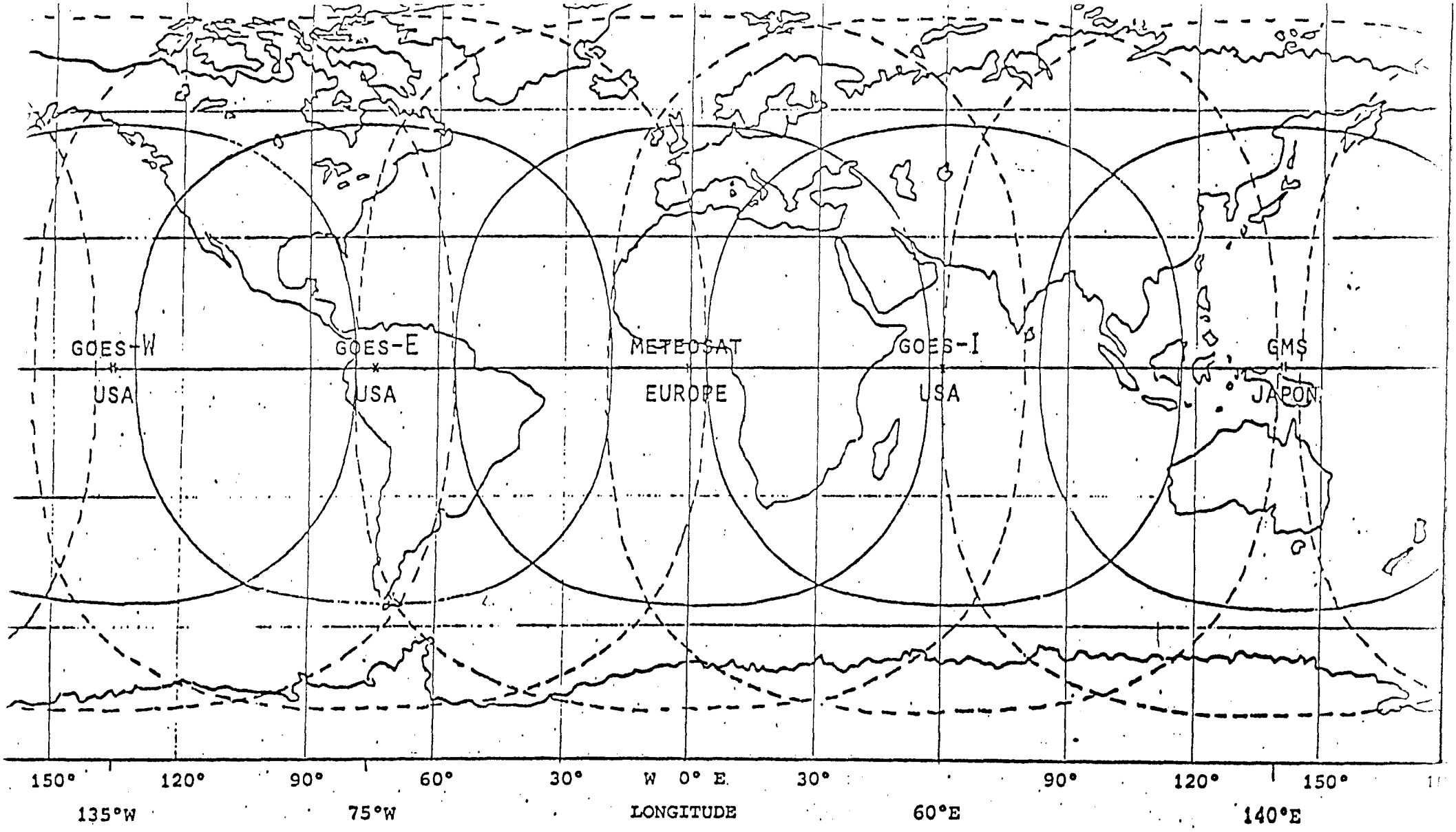


FIGURE B.1 : Champs d'observation des satellites géostationnaires météorologiques. In Koer's guide.

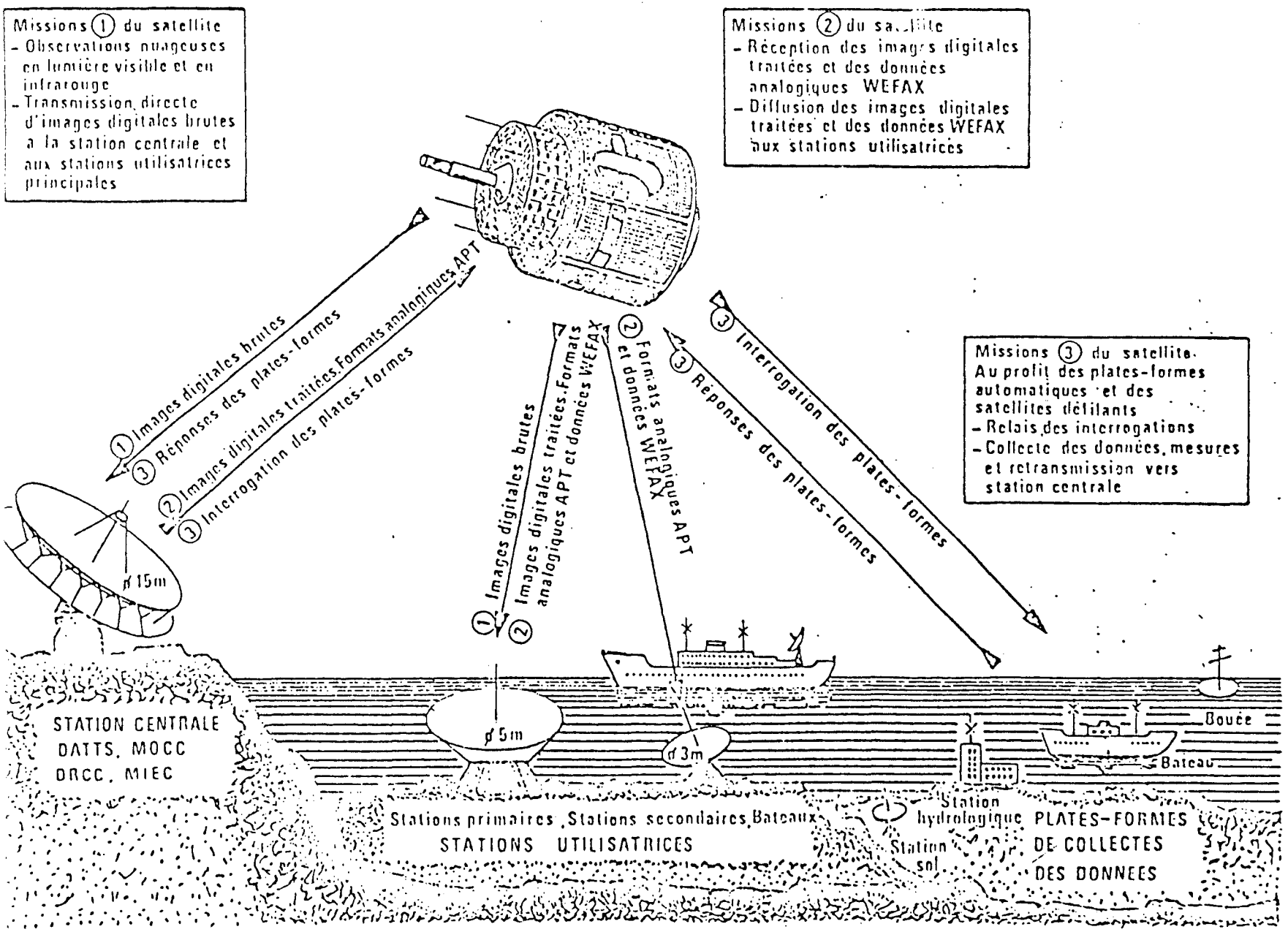


FIGURE B.2 : Les missions de Météosat.

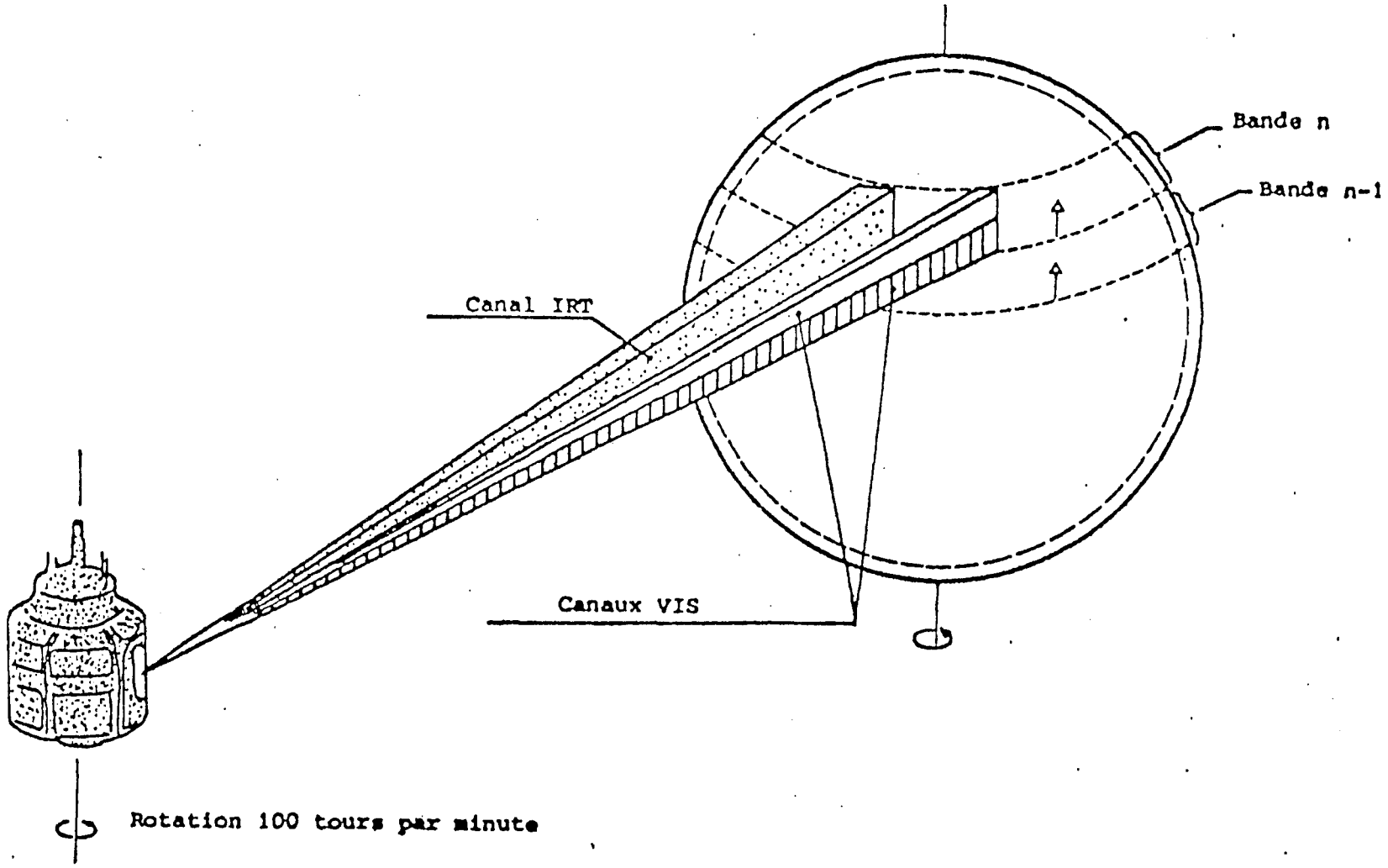


FIGURE B.3 : Schéma de l'acquisition d'une image par Météosat.

ANNEXE C

Accepted by SOLAR ENERGY, January 1986

A METHOD FOR THE DETERMINATION OF THE GLOBAL SOLAR RADIATION FROM METEOROLOGICAL SATELLITE DATA

Cano D.[1], Monget J.M., Albuisson M.,
Guillard H.[2], Regas N., Wald L.

Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels
Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris
Sophia-Antipolis, 06560 Valbonne (France)

[1] Now with Thomson-CSF in Cagnes-sur-Mer
[2] Now with INRIA in Sophia-Antipolis

ABSTRACT

A statistical method is presented for the determination of the global solar radiation at ground level. It makes use of data from the meteorological satellites, which provide extensive coverage as well as adequate ground resolution.

In the first step, a reference map of ground albedo is deduced from the time-sequence of satellite images. Then, by comparing the satellite data with the computed albedo map, a cloud coverage index is determined for each ground point of 5 km x 5 km.

This index is linearly correlated to the atmospheric transmission factor. The regression parameters are estimated using a training set provided by ground pyranometers. Tests for two different time periods show a good agreement between the actual and model-derived hourly global radiation.

RESUME

Une cartographie fine du gisement solaire n'existe pas encore, et n'est pas réalisable à l'aide du réseau actuel de pyranomètres. Seuls les satellites météorologiques, de par leur couverture globale et leur résolution spatiale, autorisent une telle cartographie.

La méthode présentée fait usage des données du satellite géostationnaire Meteosat pour l'estimation du rayonnement global. A partir d'une série temporelle d'images satellitaires, on construit tout d'abord une carte de l'albédo planétaire par ciel clair. Ensuite, par comparaison d'une image avec cet albédo, on calcule en chaque point un indice d'ennuagement.

Cet indice est relié linéairement au taux de transmission atmosphérique. Cette relation est déterminée statistiquement à l'aide de mesures pyranométriques coïncidentes (période d'apprentissage). Deux tests montrent un bon accord entre les mesures réelles du rayonnement global horaire et celles dérivées du modèle.

1. INTRODUCTION

Though the global radiation measurements network in developed countries is still in progress, the average distance between stations in Europe is about 100 km, and is thus too large for the current applications of solar meteorology. In many other parts of the world the networks are even sparser, especially over the oceans.

On the other hand, meteorological satellites provide extensive and frequent observations of the earth-atmosphere system, both in the visible and infrared wavelengths. The ground resolution depends upon the satellite sensor and the latitude of measurements, and varies from 1 to 5 km ; the period of observations ranges from 30 minutes to 12 hours.

Adequate processing of these data provides a wealth of information useful in the production of solar energy indices, particularly for those areas where no traditional means of observation are available. Besides their usefulness in solar energy engineering, such global radiation atlases provide new scientific information. For example, they can be used in climatology studies which require accurate data on the ocean heat flux balance, in which the sun radiation plays a major role.

Both the Solar Energy R&D of the Commission of the European Communities (Project F) and the Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie (AFME) are involved in the determination of global radiation using satellite data. This paper presents the work carried out by the authors under these auspices.

Methods for estimating the global radiation at ground level using satellite data can be divided in two categories : a statistical approach based on relations between satellite and ground data, and a physical approach using radiative transfer models to formulate a relationship between satellite and ground measurements.

While likely more precise when applied to small areas, statistical methods are usually less general and require comparison with ground data. The work of Tarpley (1979) is perhaps the best known of these methods. On the other hand, physical methods use simple models, because satellites only measure a few parameters among the many that govern radiative transfer. The best known methods are certainly those of Raschke, Preuss (1979) and Gautier et al. (1980).

The approach now developed here is of a statistical kind. A training set of ground data is required to determine the parameters of the regression model, which in turn will predict the global radiation. The basic idea of this method is that the amount of the cloud cover over a given area statistically determines the global radiation for that area. Thus, the processing is divided in two steps. A cloud cover index is first derived for each location (i, j), called a pixel, of the original satellite image, and subsequently used in a second step for a statistical estimation of the global radiation.

In preparation to the determination of the cloud cover index, a reference map of the planetary albedo for clear sky is constructed and updated daily. The cloud cover index map is then derived from the comparison of the current satellite image and the reference albedo map. Following this determination, the atmospheric transmission factors are computed using pyranometric data and a statistical regression between these factors and the cloud cover index at the same locations is then performed. Finally, the global radiation map is computed on a refined grid using an interpolation technique between ground stations.

2. SATELLITE DATA

The basic remote sensing data are taken from the geostationary satellite Meteosat observations, both in the visible and the thermal infrared spectral ranges. Each satellite image is pre-processed using geometric correction with landmark correlation, noise filtering, and normalization of digital counts by the direct spectral irradiance which would be measured on an horizontal plane located at each pixel under clear sky.

Because the digital counts can be directly related to the upward radiance, this normalization is equivalent to the computation of a bidirectional reflectance factor. Furthermore, since most continental surfaces may be considered as lambertian for the observation angles under concern (except for water and snow) within a small error, the transformation is equivalent to the computation of an image of the albedo of the system clear sky - ground (planetary albedo for clear sky) with variable cloudiness. For convenience the planetary albedo for clear sky will be called reference albedo in the following. In fact, the exact relationship between the upward radiance and digital count is unknown, because the satellite Meteosat has no calibration. However, the term albedo will be used for convenience.

3. CONSTRUCTION OF THE REFERENCE ALBEDO MAP

Generally, the cloud albedo is greater than the ground albedo, except over snow and some desert soils. Usually, one makes use of this fact in the construction of the reference albedo map by assuming that, given a satellite image time-series, the clouds are non-stationary and that the minimum value observed at each pixel will provide a reference albedo map.

In this method, the construction of the albedo map is based on the fact that, if the cloud albedo is greater than the reference albedo, then in a time series of satellite images, the appearance of a cloud in the field of view of the sensor will result in increased measured radiance. Cloud detection can thus be performed by the difference between the cloud induced response and the corresponding signature of the ground under a clear sky.

After the clear sky model of Bourges (1979), the global radiation at ground, G_c, at instant t, is :

$$G_c(t) = I'_{0j} (\sin\nu)^{(1 + a)} \qquad (1)$$

where : I'_{0j} : extraterrestrial solar irradiance for the day under concern, normal to beam, multiplied by 0.7,

ν : elevation of the sun.

The parameter a characterizes the total atmospheric transmittance and ranges between 0.14 and 0.17 depending upon the geographical location (Bourges, 1979).

In this work, a value of 0.15 has been choosen and therefore the irradiance measured by the satellite sensor in absence of clouds and coming from the system clear sky - ground of albedo ρ (t) may be expressed by :

$$E(t) = \rho(t)\, I_{0j}\, (\sin \nu)^{1.15} \qquad (2)$$

The various terms of this formula are considered as random variables, in order to take into account the approximate character of the clear sky model and the instrumental noise. The reference albedo is evaluated at each pixel in a recursive fashion by minimizing the variance of the difference between the measured radiances and the radiances resulting from the clear sky model, the cloudy cases being eliminated at each step.

Under some assumptions, this way of estimating the ground albedo can be justified mathematically (Cano, 1982). It is assumed that the reference albedo is a stationary random variable ρ_g of mean $\bar{\rho}_g$ and variance σ_g^2, and that the cloud albedo is a stationary random variable ρ_c of mean $\bar{\rho}_c$ and variance σ_c^2. If the apparent albedo is a stationary random variable X equal to ρ_g (reference albedo) with a probability P_g and equal to ρ_c (cloud albedo) with a probability P_c, it can be shown that the iterative minimization of the variance of the difference between the observed and clear sky model radiances is equivalent to an iterative computation of the mean $\bar{X}$ of the variable X, with elimination of the cloudy pixels at each step.

$$\bar{X} = P_g \rho_g + P_c \rho_c \qquad (3)$$

This convergence property is met if the difference between the means ρ_g and ρ_c is much larger than the standard deviation σ_g and larger than σ_c :

$$\begin{aligned} \bar{\rho}_c - \bar{\rho}_g &\gg \sigma_g \\ \bar{\rho}_c - \bar{\rho}_g &> \sigma_c \end{aligned} \qquad (4)$$

In the case of cloud discrimination, those conditions are typically fulfiled, and the iterative average $\bar{X}$ converges to the mean ground albedo value $\bar{\rho}_g$. Two important exceptions are snow and some desert surfaces.

The method is illustrated in figure 1, which shows the reference albedo map of Europe obtained from ten Meteosat images of May 1979. Of course, if a

cloud layer remained stationary in the time-series, the model hypotheses are not fulfiled and the apparent albedo is the albedo of the cloud, as it is the case over Ireland in figure 1. A second example of satellite derived reference albedo map is given in figure 2, which relates to the western central part of Africa for the last days of January 1984.

4. EVALUATION OF THE CLOUD COVER INDEX

The cloud cover index n^t (i, j) at point (i, j) for given time t is defined as a function of the characteristic reference albedo ρ(i, j), the apparent albedo at the same point as measured by the satellite ρ^t (i, j), and the average albedo of the cloud tops ρ_c. It is computed for each pixel using the following formula :

$$n^t (i, j) = (\rho^t (i, j) - \rho(i, j) / (\rho_c - \rho(i, j)) \qquad (5)$$

The reference albedo of the Europe area is determined in the previous step for each 5 x 5 km^2 pixel of the Meteosat image by iterative detection and elimination of cloudy areas. The computation of cloud albedo, ρ_c, is performed using the inverse of the previous algorithm retaining only the cloudy areas. The histogram of this "only cloud" image provides an estimation of ρ_c using mode computation.

This cloud cover index ranges from 0 to 1 and can be interpreted as the percentage of the cloud cover per pixel. It also provides an indicator of the transmission of an atmospheric column above the pixel, with low values corresponding to a high transmission factor.

The cloud cover index determination relies on a reliable reference albedo map, which is affected by seasonal variations. In order to take these variations into account, the reference albedo map is updated during the processing by weight averaging a new cloud free pixel with previously determined cloud free pixels.

However this method does not perform properly when the reference albedo is of the same order of magnitude as the albedo of the clouds. Over Europe, this is specifically the case over snowy areas. In this case, Cano (1982) proposes an alternate cloud index is defined using the radiance R^t (i, j) measured by the satellite in the thermal infrared spectral band :

$$n'^{t}(i, j) = (R^{t}(i, j) - R_s) / (R_c - R_s)) \qquad (6)$$

where R_c is the radiance of the clouds, and R_s the radiance of cloud-free snow areas, both determined using image histogram in the thermal infrared. However no further study of this alternate approach was performed. In this case the cloud index may become negative in case of temperature inversion in the lower atmosphere. Also there must be an objective procedure to decide which of the two approaches should be adopted. None of these problems is presently addressed and the method here described does not use this alternative.

5. STATISTICAL RELATIONSHIP BETWEEN CLOUD COVER INDEX AND GROUND MEASURED TRANSMISSION FACTOR

The method uses linear regression between the satellite determined cloud cover index and the ground measured transmission coefficient. This simple and efficient approach is based on previous work from Bourges (1979), and correlations coefficients determined by Pastre (1981) between sunshine duration and cloud cover index.

The total atmospheric transmission factor K (i,j) is defined as the ratio of global radiation at ground on a horizontal surface G(i, j) to the horizontal irradiance outside the atmosphere $G'_0(i,j)$:

$$K(i,j) = G(i, j) / G_0(i, j) \qquad (7)$$

This quantity ranges typically from 0.2 to 0.8. If one interprets the cloud cover index $n^t(i, j)$ as the percentage of pixel covered by clouds, the global ground irradiance at time t is expressed as a linear combination :

$$G^t(i,j) = n^t(i, j)\, G_b(i, j) + (1 - n^t(i, j))\, G_c(i,j) \qquad (8)$$

where G_b and G_c are the global ground irradiance for respectively overcast and clear skies.

For each of these extreme conditions, one can define a transmission factor, respectively K_b and K_c, which is supposed to be constant for a given hour. This realistic hypothesis leads to the following linear relation :

$$\begin{aligned} K^t(i,j) &= n^t(i,j)\, K_b(i,j) + (1-n^t(i,j))\, K_c(i,j) \\ &= n^t(i,j)(K_b(i,j) - K_c(i,j)) + K_c(i,j) \\ &= a(i,j)\, n^t(i,j) + b(i,j) \end{aligned} \qquad (9)$$

In order to test the linear relationship between the cloud cover index and

the total transmission factor, measurements of hourly global irradiation during May 1979 provided for 27 French stations by the French Meteorological Office were reduced to transmission factors and compared to the closest 5 x 5 km^2 pixel in the image with a location root mean square (r.m.s.) error less than half a pixel. The correlation coefficient is almost everywhere greater than 0.80, thus indicating that the hypothesis of a linear relationship can be relied upon (figure 3).

6. DETERMINATION OF HOURLY GLOBAL RADIATION AT GROUND

The previous step provides for each pixel and hour time interval t, the coefficients a(i, j) and b(i, j), defining a linear regression between the transmission factor $K^t(i, j)$ and the cloud cover index $n^t(i, j)$ determined from satellite. Once these coefficients are known at the ground stations, a method of interpolation (kriqeage) between the stations is applied in order to define the complete field of coefficients a and b for the studied area and for each hour interval.

7. ACCURACY OF THE METHOD IN PREDICTING THE GLOBAL RADIATION

If it is assumed that the field of coefficients a and b for each pixel is stable in time or slowy varying on a seasonal basis, it is thus possible to estimate the transmission factor for each new image :

$$K^t(i, j) = a(i, j)\, n^t(i, j) + b(i, j) \qquad (10)$$

The estimation of the hourly global radiation is then deduced :

$$G_h(i, j) = K^t(i, j)\, G_0(i, j) \qquad (11)$$

In order to test this model and to estimate its accuracy in predicting hourly global radiation, validations were performed using data from France and Europe. The data sets were split into a training period, and an estimation period covering the next 7 days. During the training period, ground measurements of hourly global radiation were used to determine the coefficients a and b for the 27 stations over France in May 1979, and for 89 stations over Europe (April 1982). These coefficients were then used to predict the hourly global radiation during the estimation period for a pixel size 5 km x 5 km. Finally, estimated and measured values were compared and the errors computed.

In the first test, the training period lasted 7 days (5-12 May), and the estimation period ran from 13 to 21 May. The hourly periods were : 8-9h, 10-11h, 12-13h. The correlation coefficient between measured and estimated values is in most cases better than 0.8 (table 1 and figure 4). The r.m.s. ranges from 14 to 72 J/cm^2 (39 to 200 Wh/m^2) with an average value of 42 J/cm^2 (117 Wh/m^2).

In the second test, prediction was performed on 24 to 30 April, using the 1 to 23 April 1982 for training. The hourly periods were 8-9h, 11-12h and

14-15h. The estimation errors are presented in the form of an histogram for each hourly period and for the whole set of stations (figure 5). The r.m.s were respectively 18, 24 and 23 J/cm^2 (50, 67, 64 Wh/m^2). The bias (systematic error) is null like for the first test.

The results of the second test are much better, likely due to the greater similarity in conditions during the training and estimations periods.

CONCLUDING REMARKS

A simple method for estimating the global radiation has been developed and tested. The method, which relies on the prior determination of a reference albedo map, is statistical in nature and avoids the difficult problem of satellite data calibration. In addition to the albedo determination, the foundation of the scheme is the linear relationship between the hourly transmission factor measured at the ground and the cloud cover index computed from the Meteosat data. The root mean square error of reconstruction of radiation at ground stations scattered over France and Europe has been demonstrated to be around 30 J/cm^2 (83 Wh/m^2) for global hourly values.

These results clearly demonstrate that satellite data can be used successfully for mapping both the global radiation at ground level and the cloud coverage over very large areas, with a ground resolution of 5 km x 5 km. The satellite derived data display details of the mesoclimatic variations of the global radiation over the land. Such information is of particular value in at least five instances. It is a great help in countries where the solar radiation monitoring network is well developed, because it offers an opportunity to interpolate between ground stations and study mesoscale problems. In other parts of the world, such as Africa, satellite data offers the only opportunity to map the solar radiation over large areas. They also provide vital new information over the oceans, where, for the moment, only a few measurements are available, and no global radiation map could be produced. Indeed, these satellite derived data should make a substantial contribution to the assessment of the earth radiation budget.

In solar building architecture, 15 to 50 % of the thermal energy can be derived from solar energy, depending on the seasonal variations. However, this can only be fulfiled after correct dimensioning of storage and regulation devices. These engineering parameters require a precise knowledge of the amount of solar radiation impinging on a wall, a glass

pane or a roof as an instantaneous value as well as describing its variations over daily and seasonal cycles.

Following this research phase, an operational system should be set up for routine production of global radiation maps or derived data (cloud coverage, albedo). The first effort reported was by Gautier (1982) who mapped the hourly global irradiation for the southeastern Canada and northeastern United States of America. She published maps of the daily global irradiation averaged over a month for May and October 1978, and also for thirty days scattered in spring (April - June 1978). In progress is the effort of the Heliosat station team, in Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris in Sophia-Antipolis (France). The data from the Meteosat satellite are directly received and processed following a procedure derived from the method hereby presented. The Heliosat station is working since January 1983, and is due to continue in 1985. This scheme produces a map of the hourly global irradiation over Europe three times a day, and, since 1984, over the western central Africa. However, some problems remain and must be solved if the method is to be applied on a world wide basis. Of particular difficulty are the problems of sand winds and of dry mists in Africa, for which specific studies have just begun.

9. ACKNOWLEDGEMENTS

This study was undertaken under funding of the Commission of the European Communities and of the Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie. The authors are grateful to the referee who really improves the clearness of the present paper.

10. REFERENCES

BOURGES G., Courbes de fréquence cumulées de l'irradiation solaire globale horaire reçue par une surface plane. Report of Centre d'Energétique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, July 1979.

CANO D., Etude de l'ennuagement par analyse de séquences d'images de satellite. Application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol. Thèse 3ème Cycle, Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications, 1982.

GAUTIER C., Mesoscale insolation variability derived from satellite data. Journal of Applied Meteorology, 21, 1, 51-58, 1982.

GAUTIER C., DIAK G., MASSE S., A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. Journal of Applied Meteorology, 19, 8, 1005-1012, 1980.

PASTRE C., Développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire à partir des données de Meteosat. La Météorologie, VI, 24, 5-15, 1981.

RASCHKE E., PREUSS H.J., The determination of the solar radiation budget at the earth surface from satellite measurements. Meteorology Rdsch, 32-18, 1979.

TARPLEY J.D., Estimation incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. Journal of Applied Meteorology, 18, 1172-1181, 1979.

FIGURES LEGENDS

FIGURE 1 - Map of the reference albedo of Europe obtained from Meteosat data for May 1979. The albedo value increases from black to white. Because the sky was always cloudy over Ireland, the local albedo is very high, and does not represent the ground albedo.

FIGURE 2 - Map of the reference albedo of western Central Africa, obtained from Meteosat data received in WEFAX format for the last days of January 1984. The albedo increases from black to white.

FIGURE 3 - Example of linear regression between satellite cloud index and pyranometer measured transmission factor.

FIGURE 4 - Examples of relation between satellite derived and ground measured hourly global irradiation.

FIGURE 5 - Error reconstruction histograms of hourly values of global radiation (a : 8-9h ; b : 11-12h ; c : 14-15 h).

TABLE 1 - Statistical results of comparison between satellite derived and ground measured hourly global radiation using the 27 stations of the French Meteorological Office. Prediction was performed on 13 to 21 May 1979, period using the previous 7 days for training.



ALBEDO EUROPE



FIGURE 1

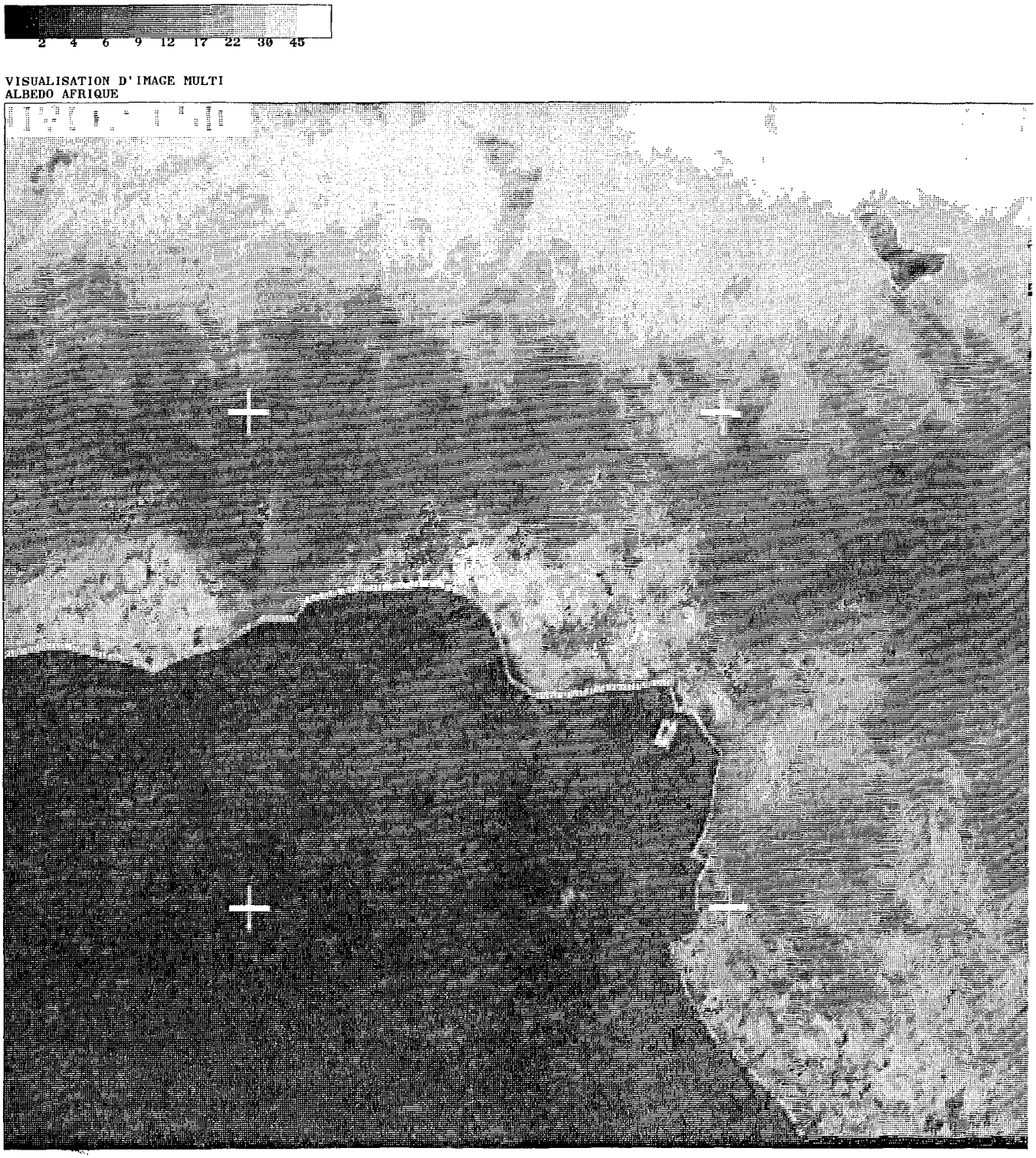


FIGURE 2 : This map will be a photograph same quality than FIGURE 1

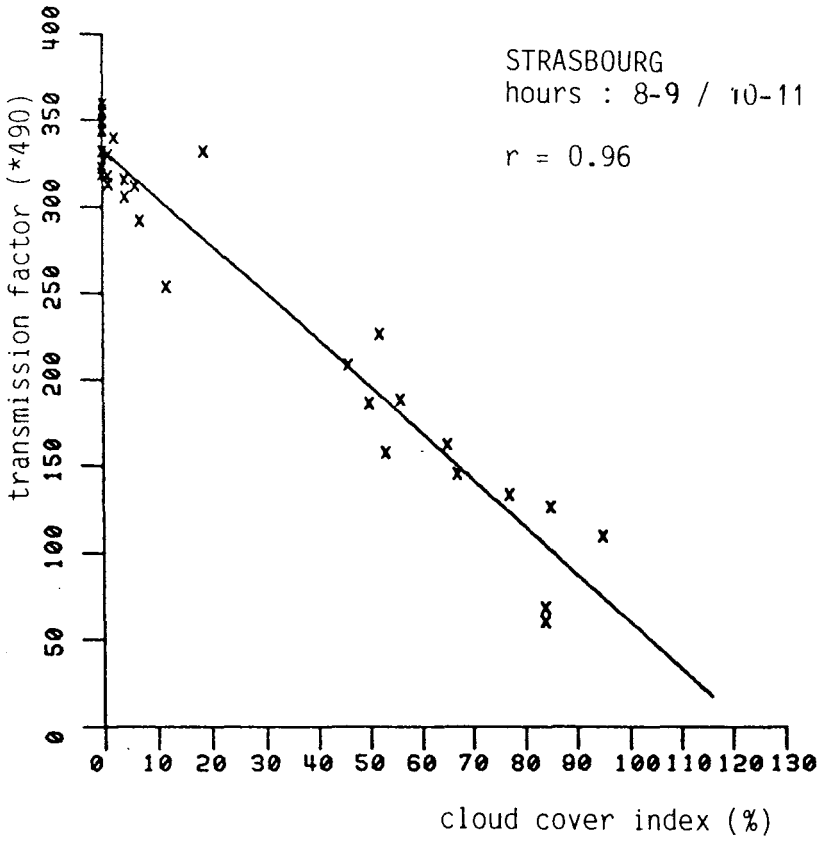

STRASBOURG
hours : 8-9 / 10-11
r = 0.96
transmission factor (*490)
0
50
100
150
200
250
300
350
400
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130
cloud cover index (%)

FIGURE 3

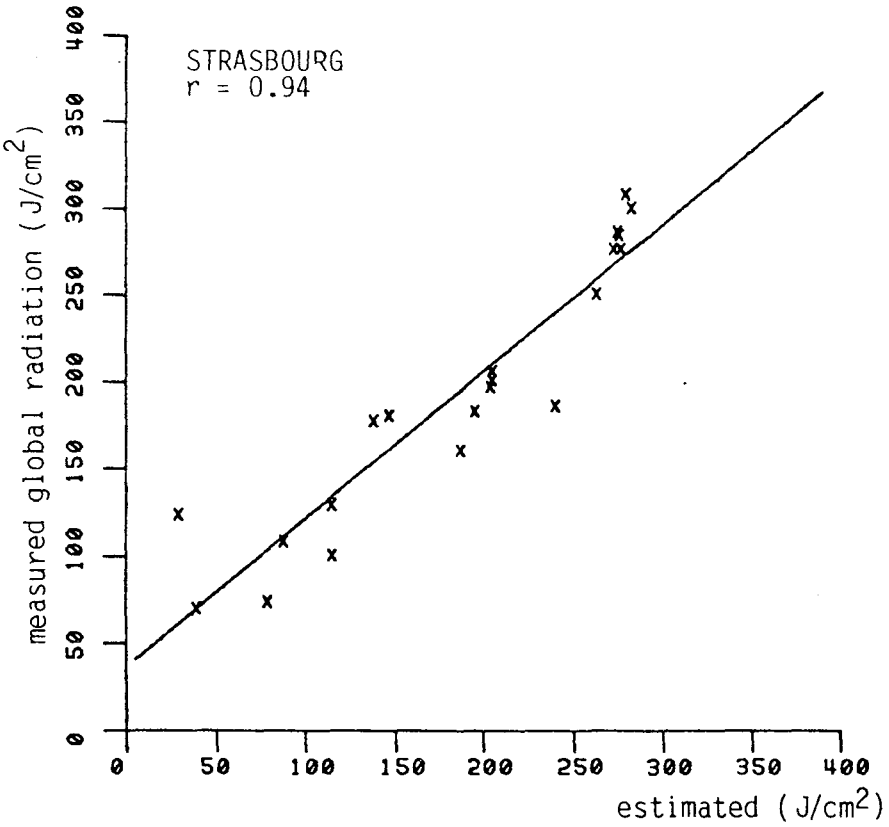

STRASBOURG
r = 0.94
measured global radiation (J/cm2)
estimated (J/cm2)
0
50
100
150
200
250
300
350
400

FIGURE 4.a

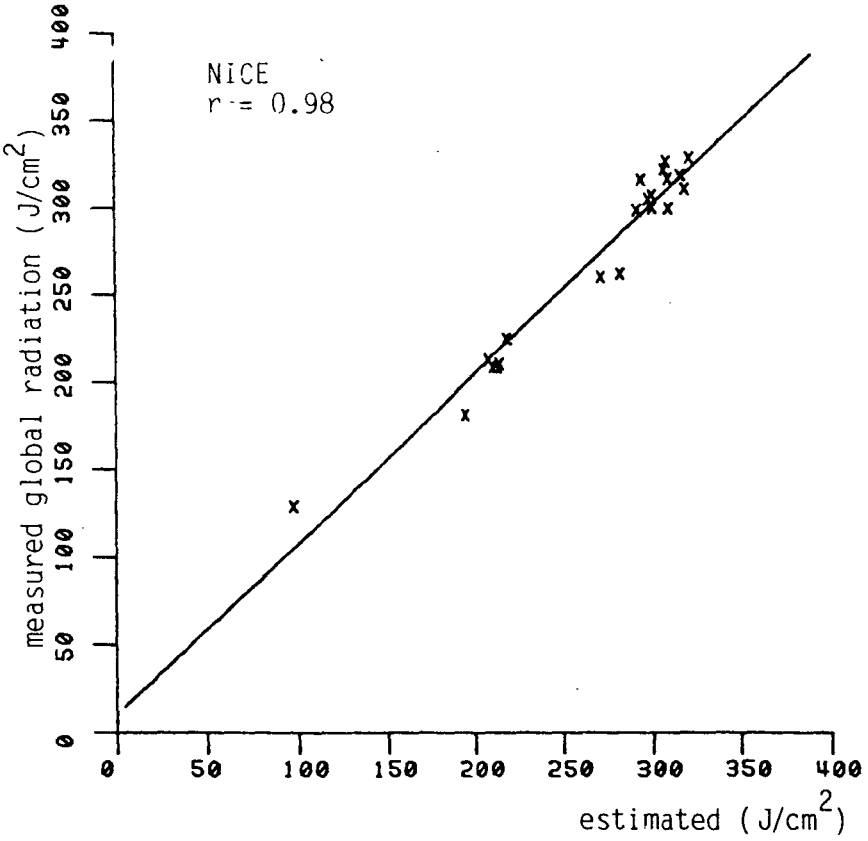

NICE
r = 0.98
measured global radiation (J/cm2)
estimated (J/cm2)
0
50
100
150
200
250
300
350
400

FIGURE 4.b

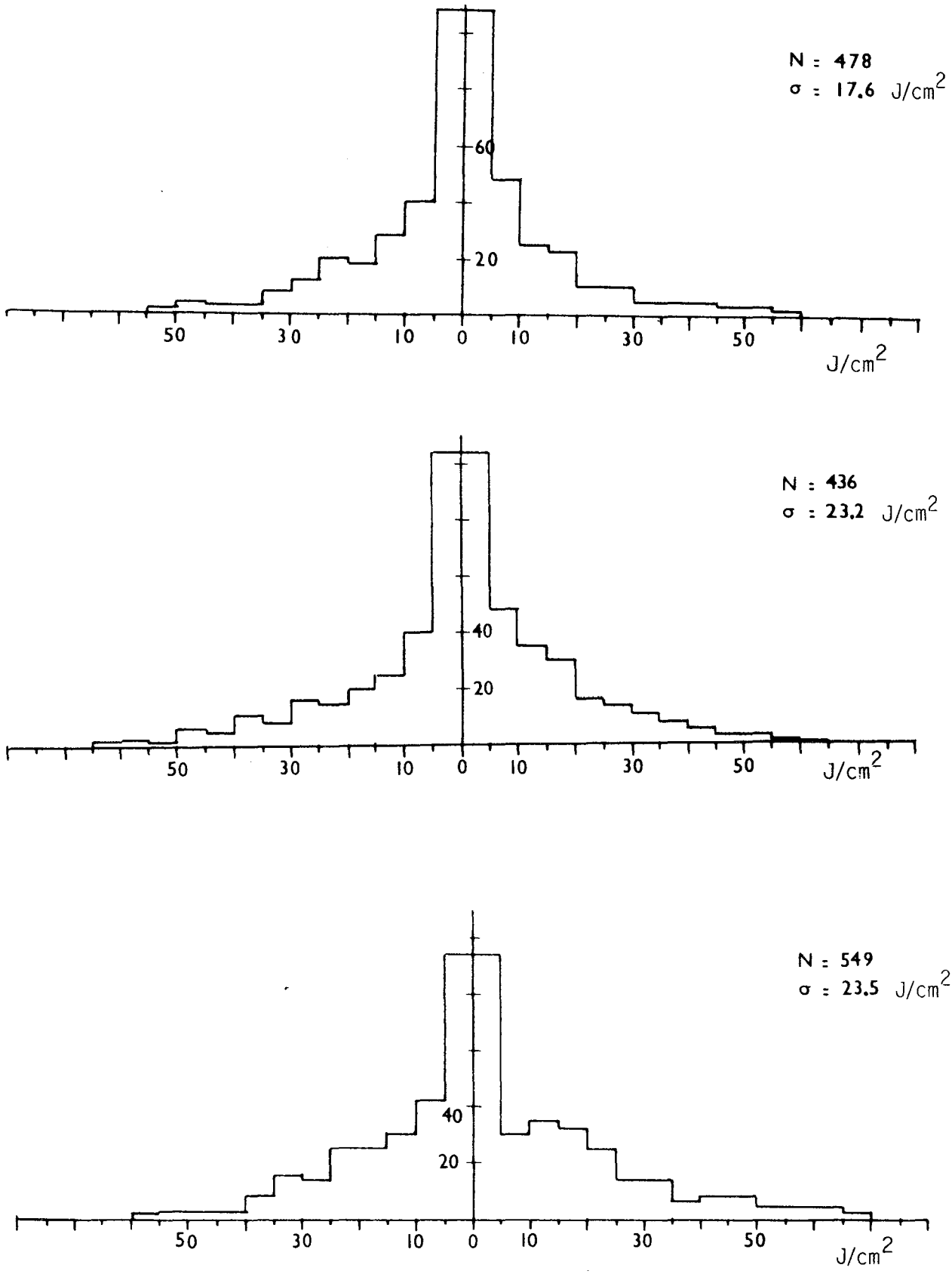

N : 478
σ : 17.6 J/cm²
60
20
50
30
10
0
10
30
50
J/cm²
N : 436
σ : 23.2 J/cm²
40
20
50
30
10
0
10
30
50
J/cm²
N : 549
σ : 23.5 J/cm²
40
20
50
30
10
0
10
30
50
J/cm²

FIGURE 5

STATION	CORRELATION COEFFICIENT	R.M.S. (J/cm^2)
1	.986	14.3
2	.968	27.1
3	.978	24.5
4	.922	34.7
5	.938	28.1
6	.910	45.6
7	.715	55.3
8	.956	26.4
9	.895	50.1
10	.777	69.2
11	.914	36.8
12	.961	24.8
13	.713	72.9
14	.964	26.3
15	.851	44.8
16	.966	22.3
17	.943	36.3
18	.853	56.4
19	.484	72.1
20	.863	55.1
21	.962	28.2
22	.805	60.5
23	.919	41.4
24	.816	57.2
25	.928	36.0
26	.806	58.5
27	.961	28.3
AVERAGE	.871	42.2

TABLE 1

RESUME

Nous avons mis en oeuvre une méthode statistique déjà existante (CANO, 1982) d'évaluation du rayonnement global à l'aide des mesures du satellite Météosat. Cette méthode a été testée sur environ 1800 données : 11 mois de l'année 1983, 11 mois de l'année 1984 et 7 mois de l'année 1985.

Les grands points de cette méthode statistique sont les suivants :

- la construction d'une carte d'albédo planétaire par ciel clair d'après une série temporelle d'images sous conditions ciel clair,

- l'évaluation d'un indice d'ennuagement, n,(représentant le pourcentage du pixel recouvert par les nuages, par comparaison avec la carte d'albédo planétaire (albédo référence),

- l'évaluation de la relation statistique entre la transmittance atmosphérique (K), définie comme le rapport entre le rayonnement global horaire (G_h) et le rayonnement hors atmosphère (G_{oh}), et n (l'indice d'ennuagement).

Cette relation est du type :

$$K = -a\ n + b \quad \text{ou} \quad \frac{G_h}{G_{oh}} = -a\ n + b \quad \text{où } a \text{ et } b > 0$$

Les coefficients de régression de cette relation ont été établis à partir des données du réseau de la Météorologie Nationale (G_h) et des données quotidiennes du canal visible de Météosat (n).

En conclusion, nous pouvons dire que cette méthode est satisfaisante, elle permet :

- d'affiner ou de compléter (océans) les atlas du rayonnement déjà existants, en mettant en évidence des micro-climats (précision à 5 km près) peu connus ou inconnus,

- l'évaluation du rayonnement global horaire moyen mensuel avec une précision de l'ordre de 0,1 kWh/m^2,

- un grand nombre d'application dites solaires (précision de rentabilité, méthode de conception architecturale assistée par micro-ordinateur, dimensionnement...).

MOTS CLES

Télédétection, satellite Météosat, rayonnement global horaire, transmittance atmosphérique, albédo planétaire, climatologie solaire, atlas solaire de l'Europe, énergie solaire.