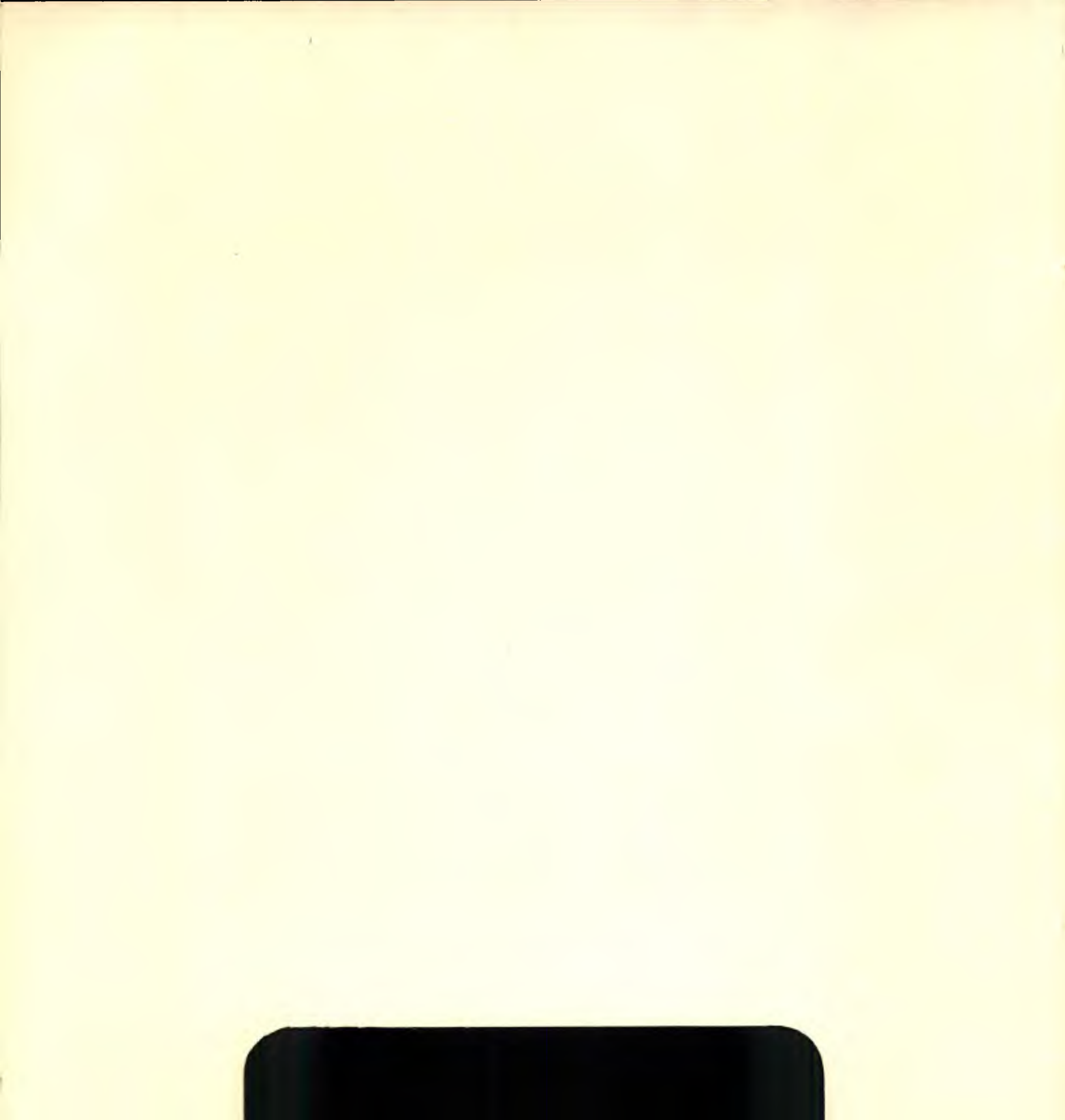


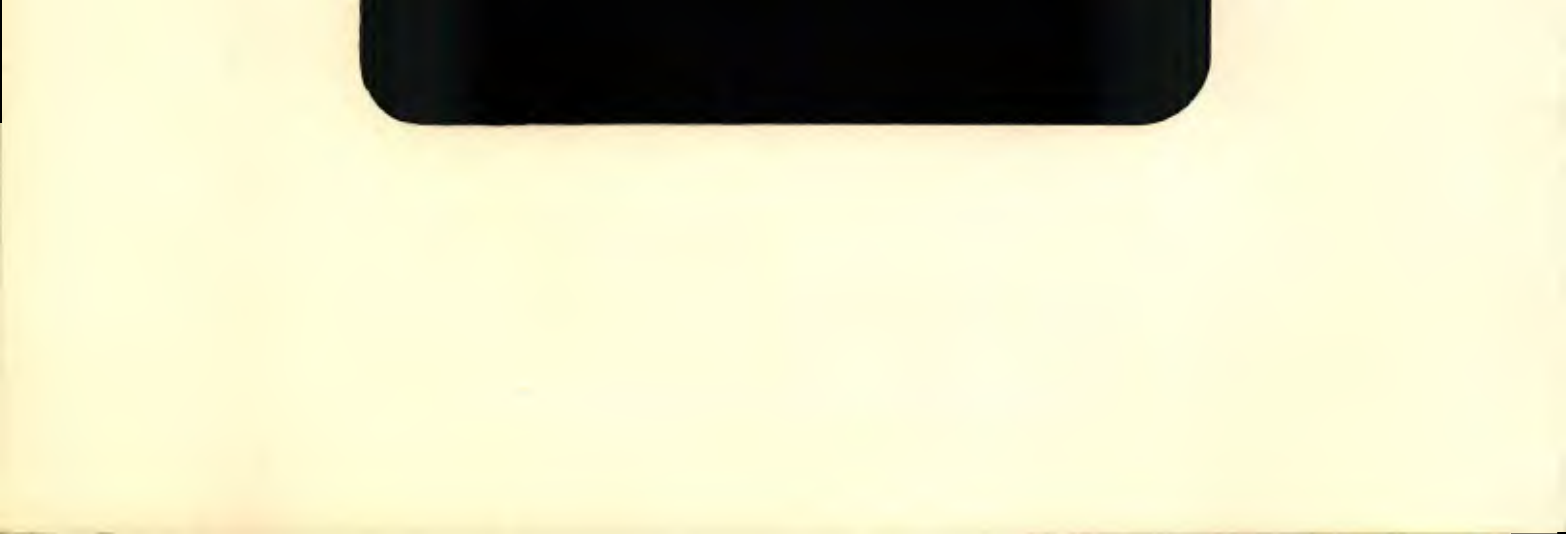


RÉPUBLIQUE FRANÇAISE.
MINISTÈRE DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE.
MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE.

bioclimatologie stefce



Institut National de la Recherche Agronomique
Centre de Recherches d'Avignon
b.p. 91 F 84140 Montfavet



IN59 m
2025
C.1

Note M/92/

**METHODES SATELLITAIRES
D'ESTIMATION
DU RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL
AU SOL**

R. Antonioletti

**INRA Station de Bioclimatologie
Domaine St. Paul 84147 Montfavet
Mai 1992**

Introduction	1
Le système Météosat	3
Le principe de l'estimation satellitaire	5
METHODES SATELLITAIRES D'ESTIMATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE	
GLOBAL AU SOL	9
Les satellites dits de première génération	9
Les satellites géostationnaires	11
LES METHODES STATISTIQUES	
La méthode Tarpley	13
Applications de la méthode Tarpley	17
La méthode Pastre	19
Amado, Delorme, Delorme & Raberanto	19
La méthode Cano	21
Applications au format WEFAX	25
LES METHODES PHYSIQUES	
La méthode Gautier	27
La méthode Möser & Raschke	31
La méthode Dedieu	33
La méthode Le Borgne & Marsouin	35
Discussion	39
Conclusions	43
Références	47

Introduction

Le rayonnement solaire global représente la somme de l'éclairement énergétique provenant directement du disque solaire et du rayonnement diffusé par la voûte céleste. C'est la grandeur la plus couramment utilisée pour des applications climatiques, agroclimatiques, hydrologiques et météorologiques, telles que l'estimation de l'évapotranspiration des couverts végétaux, le bilan hydrique des bassins versants ou les modèles météorologiques.

Comparativement à d'autres variables climatiques, telles la température, l'humidité de l'air, ou la pluie, on peut dire que la mesure de l'irradiation solaire globale à la surface de la Terre est peu répandue. Elle est aussi distribuée géographiquement de façon très inégale, que ce soit à l'échelle des pays ou à celle de la planète. A l'échelle planétaire, d'abord, on observe que la plus forte densité de stations de mesures pyranométriques correspond aux pays développés de l'hémisphère nord. A l'échelle des pays, ensuite, l'implantation de ces stations laisse apparaître aussi un déséquilibre entre des régions où elles sont plus nombreuses et d'autres régions qui sont plutôt "vides". Les contraintes techniques associées à cette mesure sont, peut être, une des explications possibles du déséquilibre dans la distribution spatiale des mesures liées à l'éclairement solaire, mais il y a aussi un certain déterminisme lié au développement des réseaux synoptiques nationaux et à l'implantation de centres de recherche.

Lorsque cette mesure fait défaut, les études d'application ont souvent recours à des méthodes d'estimation de l'irradiation au sol à partir des observations de durée d'insolation d'une station située à proximité de la zone étudiée.

En effet, la mesure de la durée d'insolation est la plus couramment pratiquée, et depuis plus longtemps. Elle est utilisée souvent comme une donnée de base pour l'estimation du rayonnement global à partir de relations empiriques de type Angström (Black et al 1954), qui donnent des résultats plus ou moins satisfaisants selon la qualité et l'homogénéité des données disponibles (Thekaekara, 1976).

D'une façon analogue, il existe aussi des relations empiriques utilisant la fraction d'ennuage en octas comme estimateur du rayonnement reçu au sol (Black et al 1954; Black, 1956), mais en absence d'informations précises sur le type et la hauteur des nuages, ces estimations sont généralement beaucoup moins performantes que celles dérivées de la durée d'insolation.

Cependant, dans tous les cas, il est très difficile d'extrapoler ces estimations au-delà du cadre local ou régional dans lequel elles sont effectuées, d'où le grand nombre de relations spécifiques à une région ou à un pays que l'on peut recenser dans la littérature spécialisée.

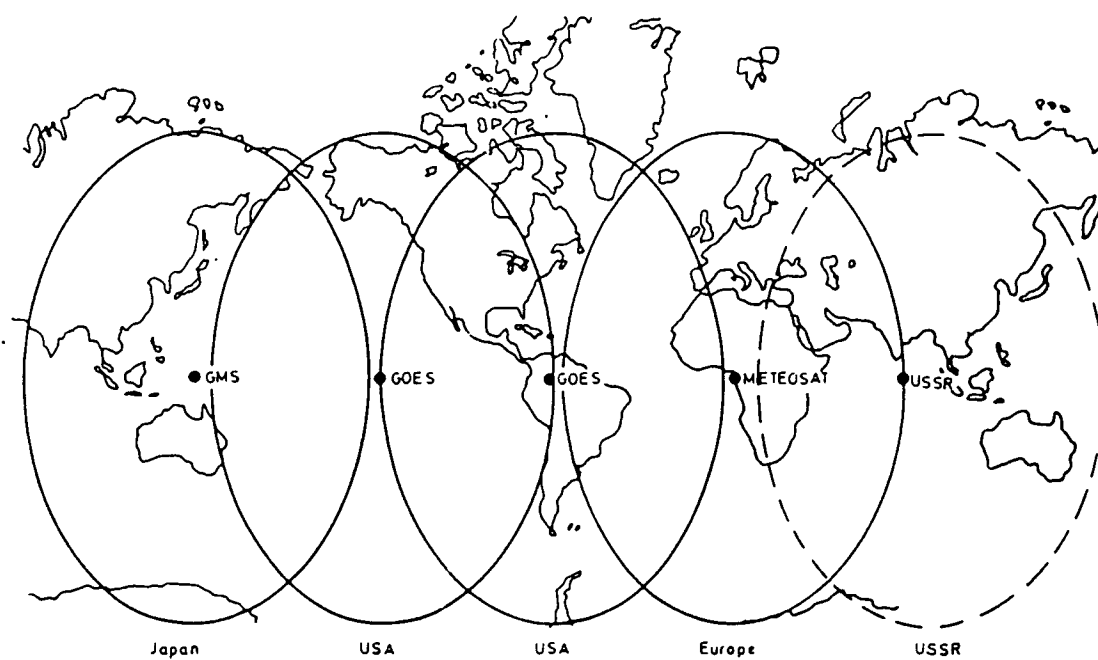


Figure 1. Zones d'observation des différents satellites géostationnaires.

En ce sens, les observations satellitaires présentent, en principe et dans l'absolu, un triple avantage par rapport aux réseaux de surface: d'abord, celui de l'homogénéité de la mesure, puisque réalisée avec un seul et même capteur; ensuite, celui de la continuité spatiale, permettant une cartographie plus fiable des grandeurs mesurées; et enfin, celui de la périodicité temporelle, permettant une reconstitution des cycles journalier et annuel. La réalité semble être toutefois un peu plus nuancée, parce qu'il est nécessaire de tenir compte d'un certain nombre de préalables, tel que la précision de la grandeur physique dérivée, ainsi que de la résolution spatiale et temporelle recherchée. D'autre part, les défaillances d'acquisition des données ne sont pas exclues et les problèmes d'étalonnage des capteurs se posent constamment.

A l'échelle planétaire, la source principale d'information est constituée, en tout premier lieu, par les satellites météorologiques géostationnaires (Figure 1), et en deuxième lieu, par les satellites à orbite polaire.

Le premier groupe assure une mesure dans l'angle de visée du capteur avec une périodicité de l'ordre de la demi-heure, tandis que le deuxième groupe fournit pour tout point de la surface terrestre au moins une mesure de jour et une mesure de nuit pour la zone comprise entre les deux cercles polaires, et plusieurs fois par jour à l'intérieur des cercles polaires.

Ces satellites ont pour caractéristique commune celle de disposer de capteurs dans la bande visible du spectre (0.55-0.75, ou 0.5-1.1 micromètres) et dans l'infrarouge thermique (10.5-12.5 micromètres). L'ensemble de la planète est donc observé par un dispositif satellitaire dont les composantes principales sont celles indiquées dans la Figure 1.

Le système Météosat

Ces satellites sont équipés d'un système de radiomètres multispectraux qui captent la luminance de la Terre et de l'atmosphère dans l'angle de visée du capteur et dans une gamme déterminée de longueurs d'onde du spectre solaire. En fait, le système Météosat comprend deux dispositifs: l'un constitué par le satellite lui même et ses capteurs radiométriques; l'autre, par les stations de réception, rediffusion, stockage et distribution de l'imagerie satellitaire.

En ce qui concerne le premier, Météosat est équipé de radiomètres multispectraux qui captent les signaux renvoyés par le système Terre-atmosphère sur trois bandes du spectre électromagnétique:

- dans le visible: 0.5 à 0.9 microns;
- dans la bande infra-rouge d'absorption de la vapeur d'eau: 5.7 à 7.1 microns;
- dans l'infra-rouge thermique: 10.5 à 12.5 microns.

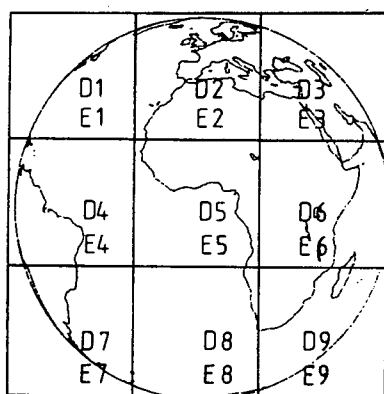
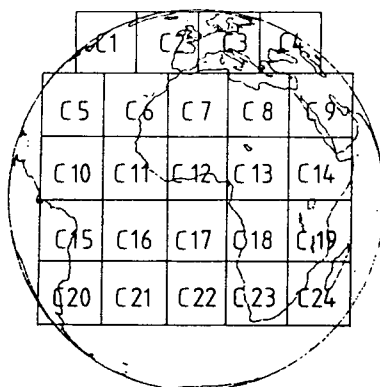
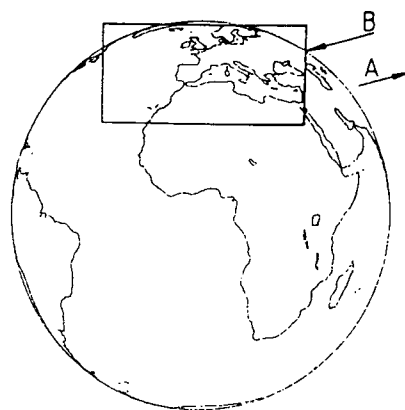


Figure 2. Formats de diffusion des images Météosat à partir du Centre Européen d'Opérations Spatiales de Darmstad, R.F.A.

L'information satellitaire est transmise à la station de réception du Centre Européen d'Opérations Spatiales, situé dans les environs de Darmstadt, en Allemagne. Elle est ici processée et transformée en différents formats, en y ajoutant une grille de coordonnées de latitude et longitude et un tracé des lignes de côtes. Puis, l'information est retransmise via satellite sous forme de données numériques à haute résolution, destinées aux utilisateurs principaux (PDUSs= primary data user stations), et sous forme d'images analogiques (WEFAX), destinées aux utilisateurs secondaires (SDUSs). Le recouvrement de ces différents types d'images est illustré dans la Figure 2.

Les formats en question sont désignés par les premières lettres de l'alphabet. Les images de format "A" recouvrent l'ensemble du disque terrestre vu depuis le coordonnées du satellite (0° latitude, 0° longitude), qui sont retransmises toutes les trois heures et comprennent des données enregistrées dans les trois bandes spectrales du radiomètre.

Le format "B" comprend également des informations sur les trois bandes spectrales, mais il correspond à un découpage régionalisé du format précédent (Figure 2). Le secteur européen est retransmis toutes les demi-heures.

Les formats "C", "D" et "E", sont utilisés pour la transmission des images analogiques WEFAX, et correspondent, respectivement, aux images dans le visible (VIS), l'infra-rouge (IR) et de la bande d'absorption de vapeur d'eau (WV).

Le principe de l'estimation satellitaire

A la différence de la mesure au sol, le satellite ne capte que le rayonnement réfléchi par le système terre-atmosphère. Dans le premier cas, la mesure intègre le rayonnement direct procédant du disque solaire, ainsi que le rayonnement diffusé par l'atmosphère. Dans le deuxième cas, la grandeur mesurée par le satellite intègre le rayonnement global au sol avec d'autres grandeurs, telles que le rayonnement réfléchi et absorbé par la surface et par les composants de l'atmosphère.

A un instant et un lieu donnés, donc, la luminance mesurée sous forme de comptes numériques par le satellite correspond à la grandeur résultante d'un rayonnement solaire ayant traversé l'atmosphère, qui a atteint la surface terrestre, en partie absorbé par celle-ci et par l'atmosphère et qui a été réfléchi à nouveau vers l'espace (Figure 3). En simplifiant, le rayonnement solaire au sol G peut s'exprimer comme la différence entre le rayonnement incident aux confins de l'atmosphère G_0 et l'atténuation provoquée dans sa double trajectoire vers le sol et du sol vers le satellite, en tenant compte des coordonnées de celui-ci et du soleil. La position et la période de scrutation du satellite étant connues, il est donc possible de calculer, à tout instant et pour tout point, les coordonnées solaires.

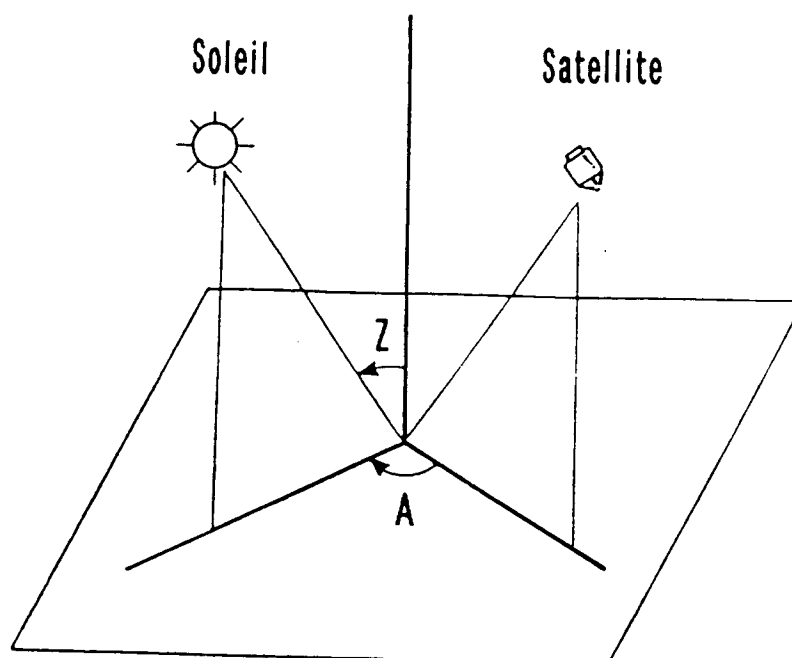


Figure 3. Trajectoire et angle d'éclairage d'un rayon lumineux. Z est l'angle zénithal et A l'azimut entre les positions du soleil et du satellite (adapté de Tarpley, 1979).

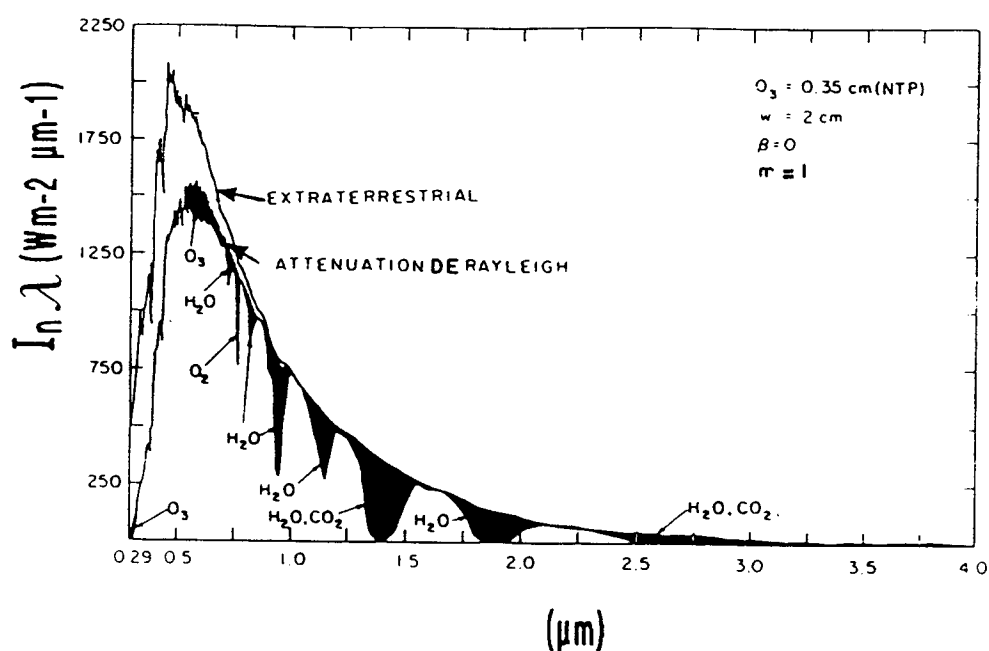


Figure 4. Irradiation spectrale dans une atmosphère type et identification des molécules absorbantes dans les différentes longueurs d'onde (d'après Iqbal, 1983).

En réalité, la luminance mesurée par le satellite correspond à l'albedo planétaire, est le résultat de l'interaction de deux facteurs complexes sur le rayonnement solaire incident: la transmittance atmosphérique, et la réflectance de la surface visée. Ils sont complexes non seulement parce qu'ils intègrent des processus différents, mais aussi parce qu'ils présentent une variabilité spectrale.

La transmittance atmosphérique (T), exprime l'atténuation du rayonnement provoquée par l'absorption et la refraction des molécules et des particules, dans la trajectoire de l'épaisseur optique (T') de l'atmosphère.

$$T = \exp(-T' \sec Z_0)$$

Ce schéma est modifié lorsqu'il y a interposition de nuages sur une partie ou sur les deux segments du trajet.

La double trajectoire réalisée par un rayonnement depuis les confins de l'atmosphère jusqu'à la surface de la Terre et entre celle-ci et le satellite est déterminée, d'une part, par la position du lieu et du soleil à un instant donné, et correspond à la sécante de l'angle zénithal (Z_0), et d'autre part, par les coordonnées de la surface visée et la position du satellite.

La transmittance atmosphérique intègre, en fait, des coefficients différents correspondant à la diffusion moléculaire, la diffusion des aérosols, ainsi que l'absorption sélective des constituants de l'atmosphère (O_2 , O_3 , H_2O , CO_2), tel que le montre la Figure 4. Elle présente par ailleurs une variabilité spatiale et temporelle importante, tout particulièrement en ce qui concerne le contenu de vapeur d'eau et des aérosols.

D'autre part, l'albedo planétaire intègre aussi bien la réflectance directe et diffuse des surfaces naturelles (sol, nuages) que l'absorption des différents milieux. Il présente une double variabilité liée, d'une part, à l'angle d'éclairement et à la nature des surfaces, et d'autre part, aux changements des caractéristiques des surfaces et de type de temps. L'albedo de la surface peut être calculé à partir de la luminance mesurée par le satellite, en tenant compte de grandeurs de référence des surfaces, d'une paramétrisation de la rétrodiffusion de Rayleigh et de la transmittance atmosphérique.

L'estimation du rayonnement solaire global au sol est réalisée le plus souvent à partir de la luminance observée dans le visible par le capteur satellitaire.

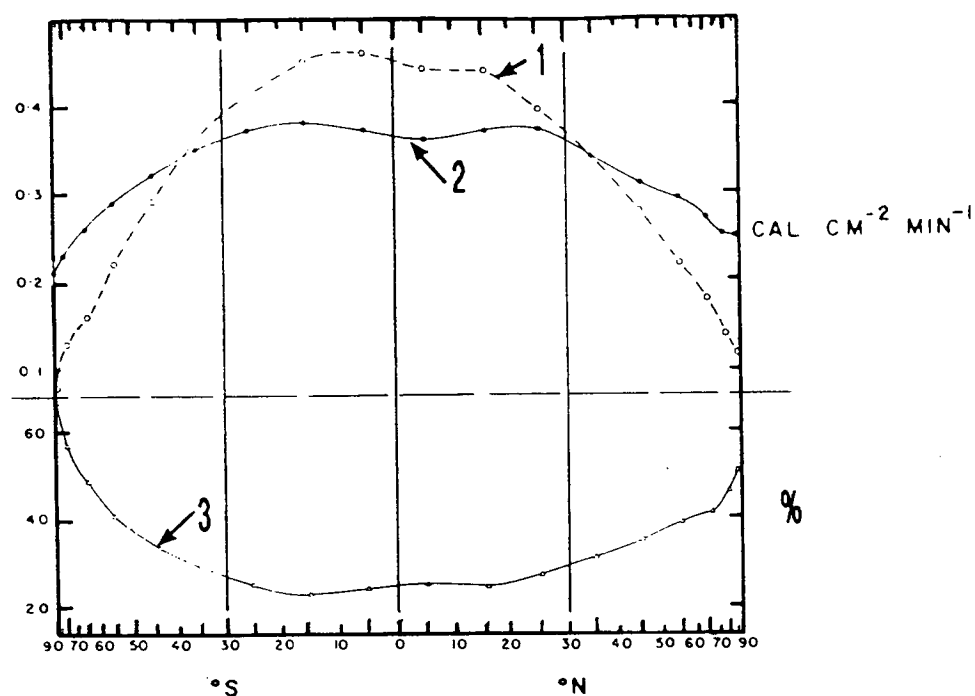


Figure 5. Profil moyen des composants du bilan radiatif de la Terre en fonction de la latitude à partir des observations du satellite NIMBUS-III au cours de la période 1962-1966: 1) énergie solaire absorbée; 2) rayonnement infra-rouge; 3) albédo planétaire (d'après Vonder Haar et Suomi, 1969).

METHODES SATELLITAIRES D'ESTIMATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL AU SOL

Tel que cela a été signalé précédemment, les satellites à vocation météorologique sont équipés de capteurs qui interceptent, pour des intervalles définis du spectre solaire, les rayonnements réfléchis ou émis par le système terre-atmosphère. Schématiquement, par simple différence entre le rayonnement solaire incident aux confins de l'atmosphère et la grandeur mesurée par le satellite, on peut obtenir un bilan de l'énergie absorbée par l'atmosphère et la surface de la Terre. Or, pour dégager de cette quantité la grandeur qui correspond au rayonnement incident à la surface de la terre, il faut un certain nombre d'informations concernant la masse d'air qui est visée par les capteurs satellitaires et qui ne sont pas mesurées par ceux-ci. Les approches pour aborder cette question sont variées, comme l'ont été les contextes dans lesquels ils ont été développés.

Les satellites dits de première génération.

Les premières tentatives d'utilisation des informations satellitaires pour estimer le rayonnement solaire global à la surface de la Terre ont porté sur les données des satellites à orbite polaire, qui ne fournissaient qu'une image par jour. Ces premiers travaux ont montré la possibilité de déterminer le rayonnement incident à la surface de la Terre par beau temps à partir d'une mesure ponctuelle de radiance, dont la précision, comparativement à une référence au sol, se situait autour de 20%. Ceci mettait en évidence le fait qu'une seule observation par jour était nettement insuffisante pour suivre les variations dans la distribution de l'ennuagement, principal responsable de l'atténuation du rayonnement solaire.

Quoi qu'il en soit, les recherches d'application développées au cours des années 1960-1970 ont apporté une contribution importante aux connaissances sur la distribution spatiale des composants du bilan radiatif (Figure 5), à commencer par la mesure de la constante solaire, ainsi que sur les variations temporelles des échanges d'énergie à l'interface sol-atmosphère, sur l'albedo des différents types de surface (Figure 6 et 7), ainsi que sur les problèmes posés par les phénomènes d'absorption et de diffusion atmosphérique.

En ce qui concerne l'estimation du rayonnement solaire global, les contributions les plus significatives d'après la fréquence des rappels faits dans la littérature consultée, font référence, dans une progression chronologique:

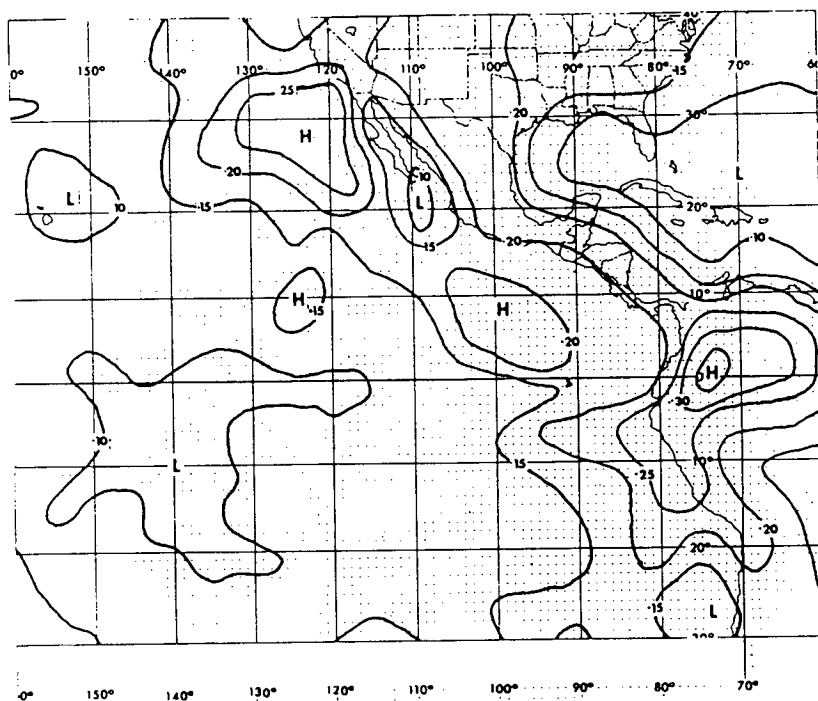


Figure 6. Albédo minimum observé en juillet 1969 par NIMBUS-III sur le Pacifique et une partie du continent américain (d'après Vonder Haar et al, 1973).

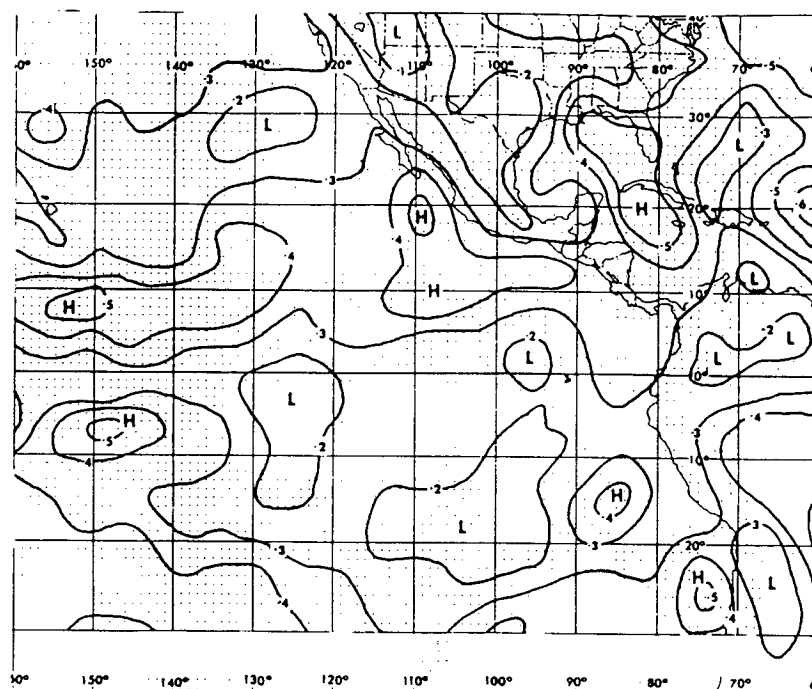


Figure 7. Variabilité relative des albédo minimum observés en Juillet 1969 par NINBUS-III sur le Pacifique et une partie du continent américain (d'après Vonder Haar et al, 1973).

- 1) à la normalisation de la mesure satellitaire par la prise en compte des angles zenithaux et de l'azimut entre le soleil et le satellite (Arking, 1964; Arking & Levine, 1967);
- 2) à l'application du principe de conservation de l'énergie pour établir l'égalité entre le rayonnement solaire incident aux confins de l'atmosphère et les composantes réfléchies vers l'espace et absorbées par l'atmosphère et la surface terrestre (Hanson et al, 1967), à partir de laquelle il était possible de dériver l'irradiance de la surface visée;
- 3) cette méthode a été modifiée d'après des nouveaux calculs d'albedo qui mettaient en évidence une surestimation de l'enneigement et de la réflectance dans les calculs précédents (Vonder Haar, 1968), ce qui a amené à combiner les observations satellitaires à des mesures de surface pour mieux paramétrer les composants du bilan d'énergie (Vonder Haar & Hanson, 1969; Raschke & Bandeen, 1970; Vonder Haar & Suomi, 1971).

Les satellites géostationnaires

La mise en place de satellites géostationnaires, avec une scrutation toutes les demi-heures, a permis le développement d'algorithmes de calcul qui ont ramené la précision des estimations autour de 10%, avec une résolution au sol de quelques kilomètres (8 km pour GOES; 5 km pour Météosat), et avec, en plus, un recouvrement spatial dont la continuité est impossible à concevoir avec un réseau au sol.

Comment faire pour déterminer l'irradiation au sol à partir d'une grandeur mesurée par le radiomètre satellitaire dans les courtes longueurs d'ondes et dans laquelle le rayonnement solaire global au sol n'est qu'une composante? La première solution est de faire appel à l'utilisation de relations empiriques entre les données satellitaires et des mesures au sol. Dans ce cas on parle de méthodes "statistiques". L'autre solution est d'avoir recours à un certain nombre d'informations sur les caractéristiques de l'atmosphère que le satellite ne mesure pas et qui doivent donc être introduites au moment du traitement des images. Alors on définit ces approches comme "physiques" (Raschke, 1987).

Cette distinction est intéressante parce que, au-delà de la précision des résultats obtenus, se pose la question des moyens à mettre en oeuvre pour ces modélisations, même si certains modèles physiques intègrent une certaine dose de statistique.

Nous garderons donc cette distinction dans la description des méthodes, même si rétrospectivement et dans l'ensemble on a l'impression qu'il y a, chronologiquement, un effet cumulatif des apports réalisés par les auteurs qui ont innové dans la matière et qui ont donné lieu à des applications dans différents pays.

La revue bibliographique qui suit ne saurait être exhaustive; elle prétend simplement montrer la progression des acquis dans l'estimation du rayonnement global au sol par télédétection, ses possibilités et ses limites. Une attention particulière est

Tableau 1

Statistique des relations établies par Tarpley (1979)

Coefficients :	Ciel clair :	Partiellement :	Ciel couvert :
régression/ :	:	couvert :	:
erreur type :	$n < 0.4$:	$0.4 \leq n < 1.0$:	$n = 1.0$:

a	-19.33	-9.57	-6.56
b	87.08	94.54	87.68
σb	0.71	1.78	3.16
c	25.58	-7.62	-7.50
σc	2.33	0.28	0.35
d	-10.48	-	-
σd	1.33	-	-
e	- 6.57	-	-
σe	0.79	-	-
Coef. corr.			
multiple	0.94	0.77	0.70
Erreur type	5.56	12.19	11.36
Nombre de cas	5736	2127	822

toutefois accordée aux méthodes et aux applications réalisées à partir des observations de Météosat.

LES METHODES STATISTIQUES

Sous cette dénomination on englobe les méthodes qui font appel à la technique statistique pour établir des relations entre les caractéristiques atmosphériques dérivées des mesures satellitaires, telle que l'ennuagement, et des mesures de l'irradiation au sol. Les équations de regression obtenues à partir d'un échantillon de données, sont ensuite utilisées comme des estimateurs du rayonnement solaire global au sol et de sa distribution spatiale. Cet approche se justifie dans la mesure où, à priori, on ne dispose pas d'informations précises sur les échanges entre la structure physique de l'atmosphère et le rayonnement qui la traverse, vers le sol et du sol vers le satellite.

La méthode Tarpley

Tarpley (1979) a été l'un des premiers à étudier la question de l'utilisation de la première série de satellites météorologiques géostationnaires (GOES) dans le but de déterminer avec quel degré de précision il était possible d'obtenir une estimation du rayonnement global au sol, ainsi que de préciser les informations de surface nécessaires à ce but. Il était question également d'aborder l'estimation de l'insolation sur un pas de temps horaire en utilisant les informations opérationnelles disponibles.

Tarpley a utilisé une méthode statistique dérivée des hypothèses avancées par Hanson (1967) sur le principe de conservation de l'énergie. En partant de la relation

$$Q_0 = Q_R + Q_A + Q_S(1-a)$$

où Q_0 est le rayonnement incident aux confins de l'atmosphère, Q_R est l'énergie réfléchie vers l'espace, Q_A la composante absorbée par l'atmosphère, Q_S l'irradiation de la surface et a l'albedo, Tarpley a calculé la fraction $(Q_0 - Q_R - Q_A)/(1-a)$ comme étant une fonction de l'ennuagement, qui peut être caractérisé par trois types de situations: ciel dégagé (N_1), couvert à 50% (N_2), et couvert à 100% (N_3), chacune ayant une relation déterminée avec la luminance captée par le satellite.

A partir d'un pré-traitement d'une série d'images sur 27 jours, l'auteur établit: a) une carte sectorisée de luminance (B , de 'brillance' en anglais) par ciel dégagé en fonction de l'angle zenithal (Z) du soleil et de l'azimut (A) entre le soleil et le satellite, de la forme

$$B = a + b \cos Z + c \sin Z \cos A + d \sin Z \cos^2 A$$

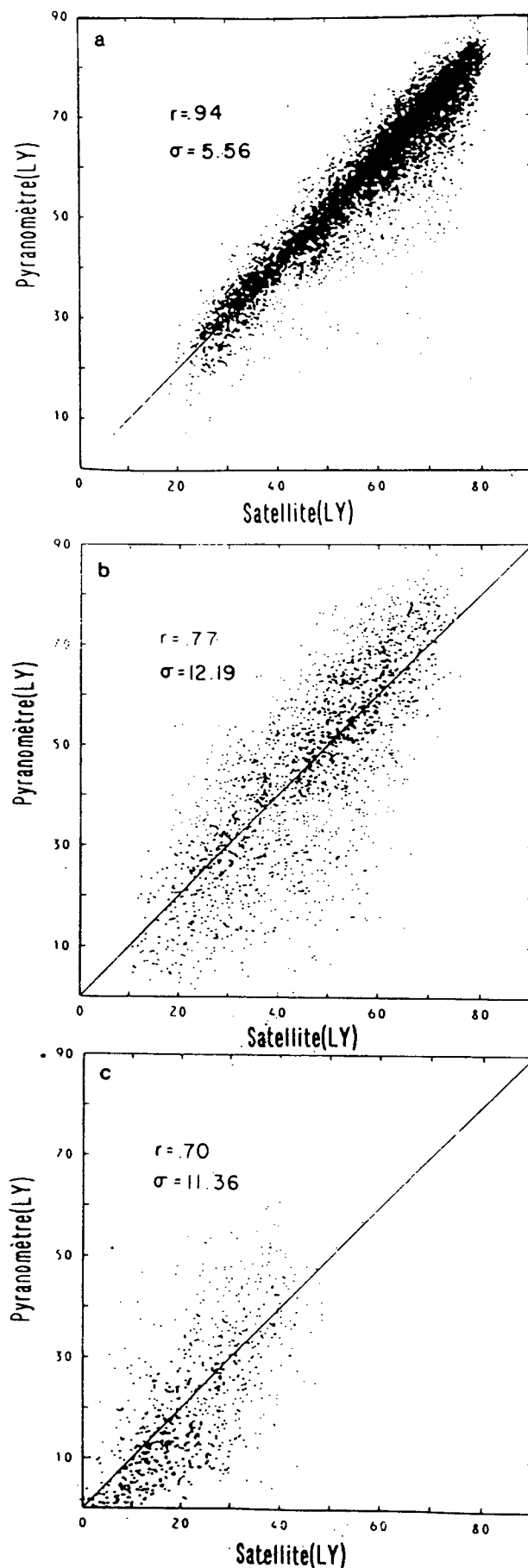


Figure 8. Comparaison des estimations horaires satellitaires aux mesures pyranométriques pour les trois types de situation définis par Tarpley (1979): a) beau temps; b) ciel partiellement couvert; c) couvert.

- b) une luminance moyenne et par ciel couvert pour chaque secteur;
 c) et des régressions du rayonnement au sol (Q_s) en fonction des données satellitaires pour chaque intervalle de fraction d'ennuagement (n) calculée comme la moyenne horaire des pixels d'un secteur. Par ciel clair ($n < 0.4$)

$$Q_s = a + b \cos Z + c T + d n + e (I_m/B)^2$$

où

$$n = (N_2 + 2N_3) / (N_1 + N_2 + N_3)$$

T = un paramètre de transmittance estimée en fonction d'une hauteur d'eau précipitable et d'une masse d'air qui intègre les phénomènes d'absorption et diffusion atmosphériques.

Par ciel partiellement couvert ($0.4 < n < 1.0$)

$$Q_s = a + b \cos Z + c n (I_{\text{cld}}/B_0)$$

et par ciel couvert ($n = 1.0$)

$$Q_s = a + b \cos Z + c (I_{\text{cld}}/B_0)$$

a , b , c , d , e étant les coefficients de regression des équations respectives, et B_0 la luminance normalisée de B pour latitude= 45° et longitude= 105° (Tableau 1).

Finalement, le rayonnement global journalier est équivalent à la somme des valeurs horaires calculées ou interpolées entre le lever et le coucher du soleil. La distribution des valeurs calculées et mesurées par le réseau au sol (Figure 8) pour chaque classe de fraction d'ennuagement, montre que la meilleure estimation correspond aux situations de ciel clair (Figure 8a), et qu'elle est moins bonne dans les deux autres cas. La statistique des calculs journaliers présentée par l'auteur (Tableau 2) laisse entendre qu'une intégration sur un pas de temps plus large devrait réduire la grandeur de l'erreur d'estimation.

Tableau 2
Statistique des valeurs calculées journalières

	:	Nombre d'images par jour				:
	:	Sept ou plus	Deux	Une		:
	:	(var.	(var.	(var.	(var.	:
	:	depend.)	indépend.)	depend.)	depend.)	:
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Erreur moy. (ly)	:	10.7	17.5	12.4	7.0	
Coef. corrélation	:	0.91	0.90	0.88	0.68	
Erreur type (ly)	:	50.4	53.5	58.5	99.0	
Moyenne journalière						
pyranomètres (ly)	:	586.2	594.4	586.7	582.8	
Nombre de cas	:	896	721	1036	1077	
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

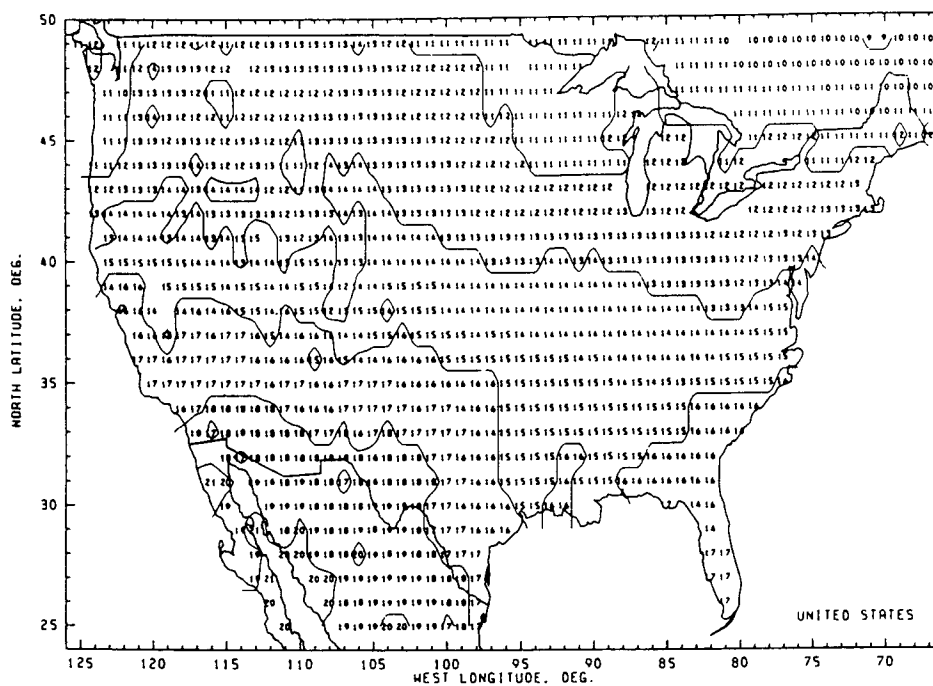


Figure 9. Estimation des moyennes journalières, en MJ m^{-2} , pour l'année 1983 par la méthode révisée de Tarpley (d'après Justus et al, 1986).

La zone étudiée par Tarpley recouvrait les grandes plaines centrales des Etats Unis (29° à 49° latitude Nord, et 95° à 105° longitude Ouest) et disposait d'un important dispositif de pyranomètres comme vérité terrain. Cette zone était quadrillée par une maille dont chaque secteur correspondait à un quadrilatère de 7x6 pixels relié au pyranomètre du réseau au sol le plus proche. Pour vérifier la précision de l'estimation, il a utilisé seulement quatre postes de mesure de l'insolation au sol pour calculer les grandeurs correspondant aux 18 autres emplacements.

Il a mis en évidence également, par une simulation des satellites à orbite polaire, que la précision de l'estimation était de l'ordre de 10% si l'on disposait de deux images par jour, pour caractériser le matin et l'après midi, mais qu'elle pouvait tomber autour de 20% si on disposait que d'une seule image par jour (Tableau 2).

Applications de la méthode Tarpley

Dans une application comparative réalisée à Vancouver, sur la côte ouest du Canada, Raphael & Hay (1984) signalent la nécessité de modifier les coefficients de régression déterminés par Tarpley dès que l'on change d'environnement climatique. En même temps, ils signalent qu'il était possible d'améliorer l'estimation globalement en tenant compte de la géométrie soleil-satellite. De même pour les situations de ciel partiel ou totalement couvert, en révisant la validité des seuils entre les trois classes de fraction d'ennuagement, d'une part, et en tenant compte explicitement de l'absorption des nuages, d'autre part. La précision des estimations est médiocre à l'échelle horaire, mais elle est meilleure au fur et à mesure que l'on intègre dans le temps.

Par la suite, la méthode fait l'objet de quelques modifications significatives (Justus et al, 1986). Tout en gardant le principe de la vérité terrain et de la sectorisation de référence, la luminance par ciel clair (B_0) est réactualisée si une valeur inférieure à la référence est trouvée, et l'évaluation de la fraction d'ennuagement est faite à partir de la luminance moyenne du secteur concerné. Par ailleurs, un facteur de correction de la distance terre-soleil est introduit pour le rayonnement incident aux confins de l'atmosphère. Finalement, compte tenu que l'étalonnage nominal du satellite GOES correspond à la luminance égal au carré du compte numérique du radiomètre dans le visible, le facteur d'évaluation de la fraction nuageuse est exprimé comme la différence quadratique des luminances moyenne B_m et de ciel clair B_0 plutôt qu'un rapport, comme c'était le cas dans la formulation initiale de Tarpley. La nouvelle expression est de la forme

$$F = (F_0(r_0/r) \cos Z_0) (a + b \cos Z_0 + c \cos^2 Z_0) + d(B_m^2 - B_0^2)$$

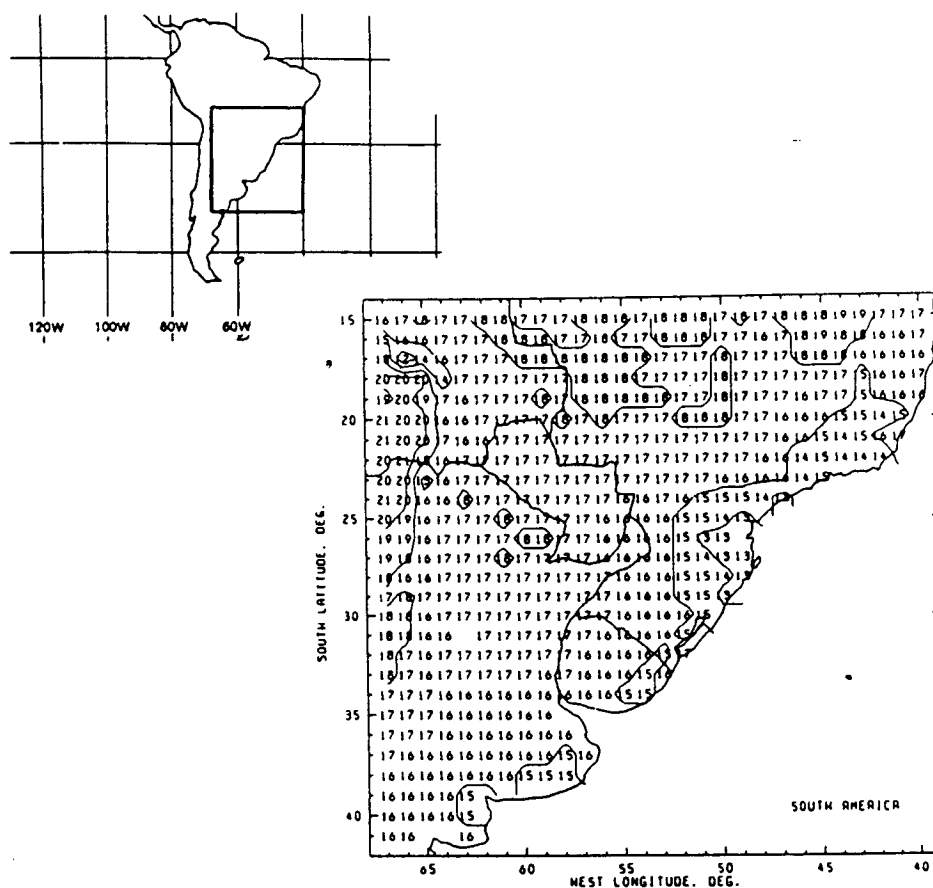


Figure 10. Estimation satellitaire des moyennes journalières de rayonnement solaire global (MJ m^{-2}) pour l'année 1983 sur une partie de l'Amérique du Sud (d'après Justus et al, 1986).

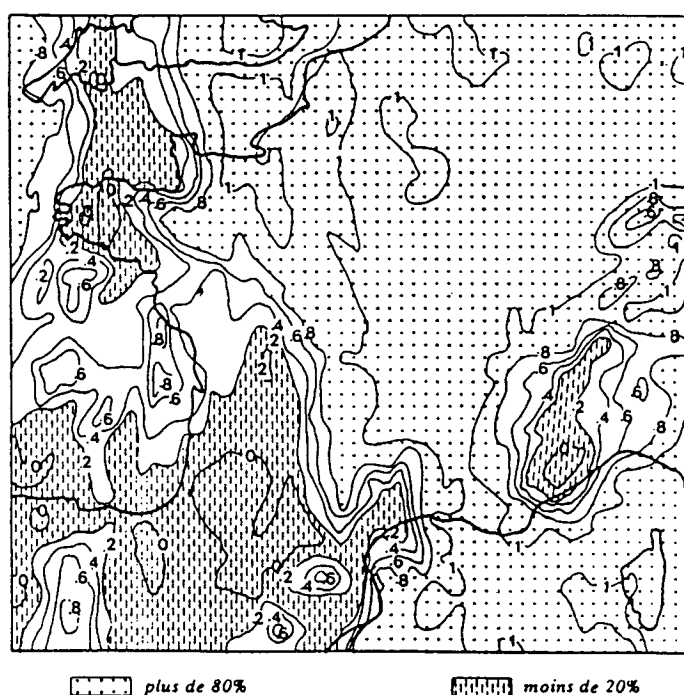


Figure 11. Fraction d'insolation sur la France pour la journée du 6/09/1979 à partir des images Météosat (d'après Pastre, 1981).

où Z_0 est l'angle zenithal, r_0/r le facteur de correction de la distance terre-soleil et F_0 est la constante solaire.

La méthode révisée a été appliquée aux Etats Unis (Figure 9), au Mexique et à une partie de l'Amérique du Sud (Figure 10), sur un pas de temps horaire pour l'estimation journalière, et moyennée ensuite sur le mois et sur l'année. Une analyse de la variabilité spatiale et temporelle est faite dans une optique de cartographie. L'auteur indique une précision d'environ 5% pour les estimations moyennes mensuelles.

Cette méthode ainsi revue a été utilisée par la suite dans une étude comparative de mesures pyranométriques et satellitaires menée en Argentine (Frulla et al, 1988).

Dans les conclusions de l'étude comparative réalisée par le ISCCP en 1986 (Whitlock et al., 1990), il est indiqué que la méthode de Tarpley donne de bons résultats pour les conditions moyennes, mais on souligne également comme facteur limitatif la nécessité d'un réseau au sol fiable.

La méthode Pastre

Pastre (1981) s'est inspiré de Tarpley, mais dans une optique complètement différente. Pour lui, il s'agit en quelque sorte de valider les informations du réseau synoptique concernant la durée d'insolation, et, dans une démarche climatologique, de construire des cartes de la fraction d'insolation, estimée comme une fonction de l'ennuagement, celui-ci déterminé à l'aide des images Météosat.

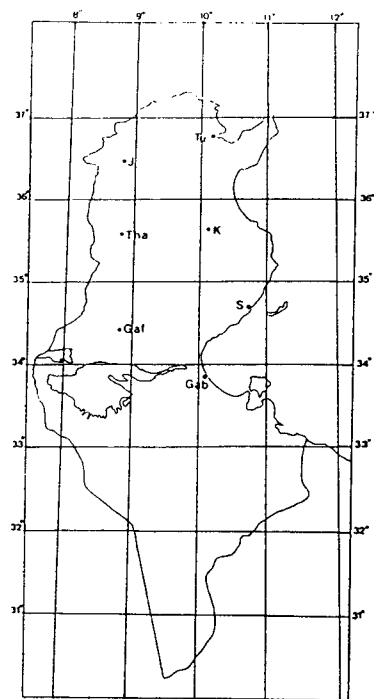
Son objectif est donc de disposer, sur un pas de temps mensuel, d'un estimateur indirect du rayonnement global au sol en utilisant des relations de type Angström.

En utilisant le canal visible de Météosat, il détermine à l'échelle de la demi-journée la valeur moyenne de la nébulosité sur une maille de 3x3 pixels, moyenne qui est en fait la proportion de pixels dont la luminance dépasse un seuil variable en fonction de la hauteur du soleil. Pour ce pas de temps, les résultats peuvent présenter une grande variabilité, mais celle-ci devrait s'estomper à l'échelle du mois, qui est l'unité de temps représentative des estimations.

L'intérêt de cette démarche se justifie si l'on pense à la difficulté, voire l'impossibilité, d'interpoler une information telle que la durée d'insolation, qui demeure l'observation au sol la plus couramment faite concernant l'éclairement solaire. En ce sens les cartes obtenues à partir des images satellitaires sont un bon outil climatologique (Figure 11).

Amado, Delorme, Delorme & Raberanto

Dans une application au Sahel de l'Afrique occidentale (1981), les auteurs utilisent des images Météosat dans le visible pour caractériser l'état du ciel sur la base



..	..	..	44	..	..	..	..	..	..
39	30	48	46	56	..	..	48	..	..
35	38	41	57	55	52	48	..	..	..
29	34	43	46	49	48	..	..	..	..
33	34	40	31	46	55	56	..	..	..
49	33	31	37	39	50	62	62	..	..
50	37	37	32	39	52	50	54	45	..
41	44	54	43	42	57	56	52	..	..
44	44	49	43	34	48	50	..	..	..
50	44	59	56	51	57	..	..	..	..
64	49	56	57	58	63	..	..	..	..
49	51	53	59	55	61	61	64	..	..
52	53	50	53	54	56	61	59	60	63
55	54	48	50	54	56	59	59	53	58
54	51	51	52	52	57	58	62	44	56
49	51	51	51	54	57	59	57	57	56
51	52	52	50	50	50	59	59	59	56

Figure 12. Estimation du rayonnement solaire global journalier en Tunisie pour la journée du 31 juillet 1986. Les carrés entourant des chiffres indiquent les pavés correspondant à la position d'une station de référence au sol (d'après Ben Djemaa et Delorme, 1990).

de cinq situations type, pour chacune desquelles il est couplé un modèle de calcul du rayonnement solaire incident. Sur la base de huit images par jour, et sur un transect de 20 pixels par ligne allant de la Côte d'Ivoire à l'extrême sud algérien, les auteurs s'appuient sur quatre stations météorologiques. Les plus faibles niveaux de gris sur trois jours consécutif, augmentés de 10%, servent à caractériser la situation de ciel dégagé, auquel cas est appliquée la méthode de Delorme & Delorme (1979) pour une atmosphère standard. Les valeurs supérieures correspondent à des situations de ciel couvert et sont divisées en quatre classes, auxquelles sont associées une absorption qui est une fonction linéaire de la hauteur angulaire du soleil. Les valeurs instantanées calculées sont "réduites" à un pavé de 4x4 pixels. Les grandeurs journalières sont obtenues par intégration entre les heures de lever et de coucher du soleil. La comparaison aux données au sol est faite sur un pavé de 50x50 pixels centré sur les coordonnées géographiques de la station de référence.

Cette démarche n'est pas véritablement une méthode statistique, mais nous l'avons citée dans ce groupe du fait de son approche empirique. Par ailleurs, elle se compte parmi les premiers travaux réalisés en France utilisant des images Météosat dans le but de calculer le rayonnement solaire global au sol.

Par la suite, Delorme a développé cette méthode afin d'automatiser et de simplifier les calculs avec pour objectif la reconstitution de séquences de types de temps permettant la caractérisation de la climatologie d'une région d'après son potentiel solaire (Delorme & Gros, 1987). Dans une étude d'application sur le territoire tunisien (Figure 12), avec trois images par jour dans le visible, du format B Météosat, couvrant la période octobre 1985 à septembre 1986 (Ben Djemaa & Delorme, 1990), il est signalé la possibilité de cartographier le rayonnement solaire global au sol avec une erreur relative de 10%.

La méthode Cano

La démarche de Cano (1982, 1986) est tout à fait équivalente à celle de Pastre énoncée précédemment, à la seule différence que pour lui il s'agit de déterminer l'éclairement au sol en établissant une relation entre l'ennuage, estimé à l'aide du canal visible de Météosat, et un facteur de transmission K_t , qui est le rapport entre le rayonnement global mesuré au sol G et le rayonnement aux confins de l'atmosphère G_0 .

Les hypothèses de base sont que: les comptes numériques (CN) de Météosat sont en relation avec la luminance interceptée par le capteur satellitaire, dont la correspondance exacte n'est pas connue, mais dont la valeur normalisée est assimilée à un facteur de réflectance r

$$r = \text{CN} / (I_{0j}/I_0 \sin h^{1.15})$$

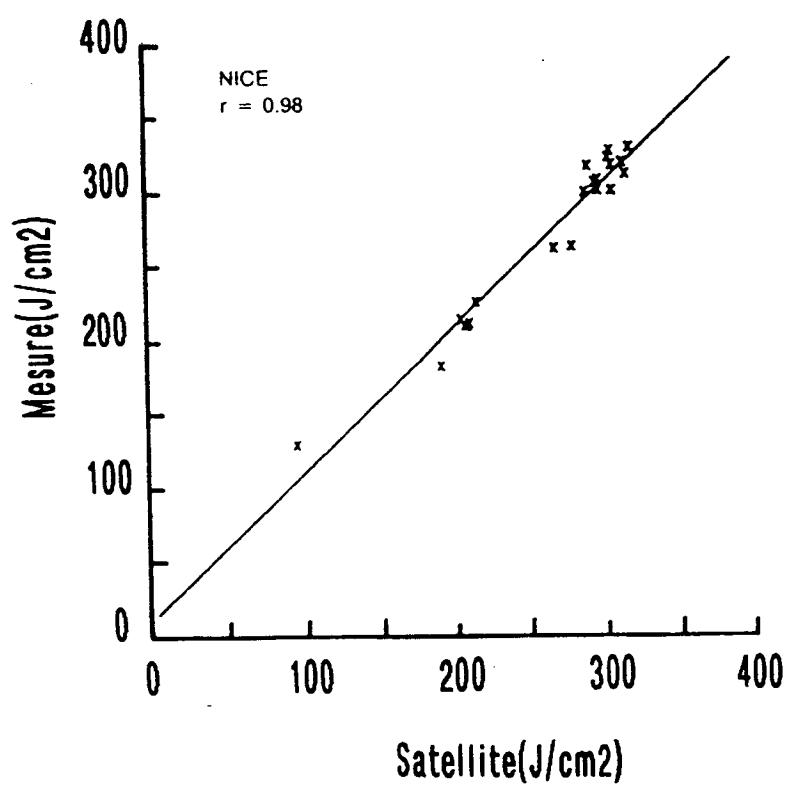
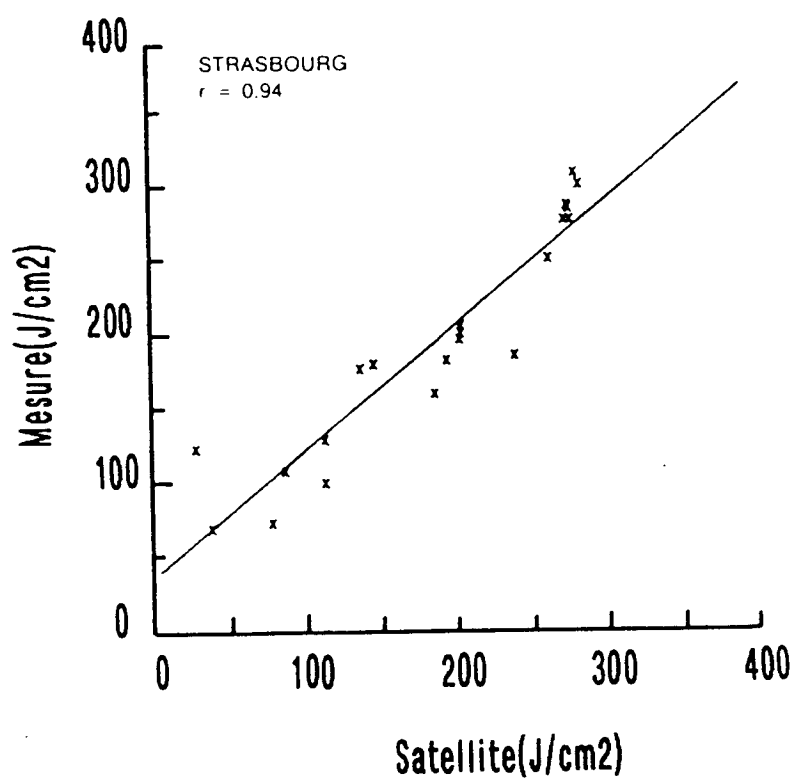


Figure 13. Relation entre les estimations horaires et les mesures au sol (d'après Cano, 1986).

où I_0/I_0 exprime la variation de l'irradiation solaire en fonction de la distance terre-soleil, $\sinh$ la hauteur du soleil, et l'exposant 1.15 un paramètre caractérisant la transmittance atmosphérique.

Les surfaces, à l'exception de l'eau et de la neige, sont supposées lambertiennes, de telle façon que les albedos apparents de la terre par ciel clair (r_t) et par ciel couvert (r_c), représentent les situations extrêmes de variation de la transmissivité de l'atmosphère K_t .

Il est donc possible de calculer à un instant donné t , pour tout point de coordonnées (i,j) , l'ennuagement $n^t(i,j)$ sous la forme d'un indice variant de 0 à 1, par la relation

$$n^t(i,j) = (r^t(i,j) - r(i,j)) / (r_c - r(i,j))$$

où $r^t(i,j)$ est l'albedo caractérisant l'état du ciel sur un pixel à un moment donné et $r(i,j)$ l'albedo de référence par ciel clair du même pixel et au même instant t .

A partir de la définition de l'indice d'ennuagement, le rayonnement global au sol peut être exprimé pour tout point ayant des coordonnées d'espace et de temps définies, comme une combinaison linéaire de l'irradiation par ciel dégagé G_b et par ciel couvert G_c , dont chacune a son respectif facteur de transmission K_b et K_c

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

d'où il est déduit pour une des conditions extrêmes

$$\begin{aligned} K^t(i,j) &= n^t(i,j) K_b(i,j) + (1 - n^t(i,j)) K_c(i,j) \\ &= n^t(i,j) K_b(i,j) - K_c(i,j) + K_c(i,j) \\ &= a(i,j) n^t(i,j) + b(i,j) \end{aligned}$$

a et b étant des coefficients déterminés par la corrélation entre l'ennuagement n et le facteur $K^t = G/G_0$

Finalement, le rayonnement global au sol est déduit, pour chaque unité d'image et de temps, par la relation

$$G_t(i,j) = K_t(i,j) G_0(i,j)$$

Les estimations de Cano ont été faites sur un échantillon limité de deux mois (mai 1979 et avril 1982), qui ont servi, d'une part, à tester la viabilité de la démarche, et d'autre part, à choisir les trois intervalles horaires devant servir à caractériser une journée. A chaque fois, l'échantillon était divisé en deux sous-ensembles, l'un destiné à

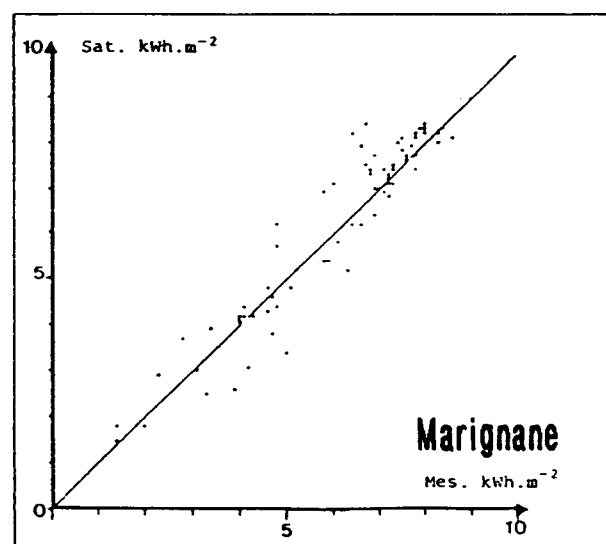
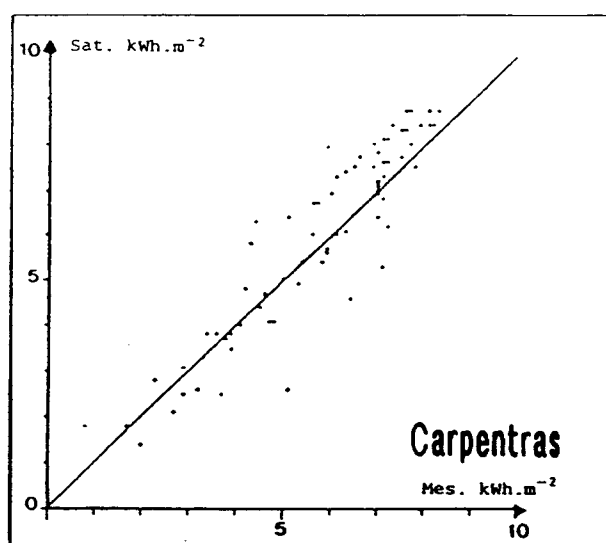
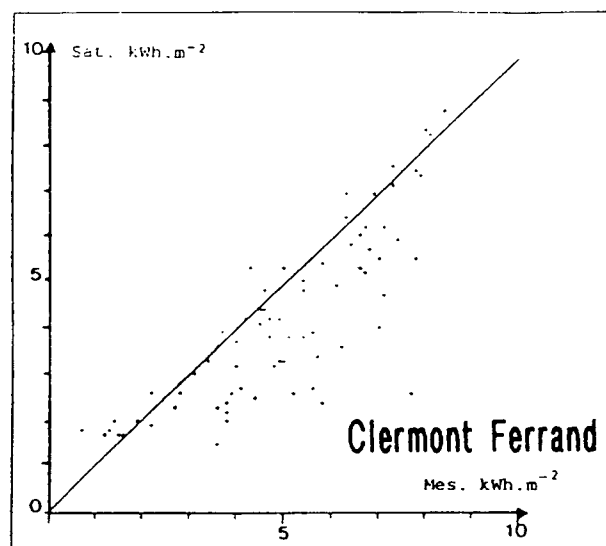


Figure 14. Comparaison entre mesures au sol et estimations à partir des images WEFAX pour la période mars-juin 1990 (d'après Delorme et Gallo, 1990).

déterminer les paramètres de référence, et l'autre utilisé pour calculer et comparer les estimations, les mesures au sol étant essentiellement celles du réseau synoptique de la France (Figure 13).

Cette méthode a été reprise et adaptée pour évaluer et cartographier le rayonnement global horaire mois par mois sur une année, à l'aide d'un seul jeu de trois coefficients a et b (un par heure), ce qui diminue considérablement le temps de calcul (Michaud-Regas, 1986).

Applications au format WEFAX

Une adaptation a été faite pour utiliser le modèle de Cano sur ordinateurs de type PC à partir des images analogiques du format WEFAX (Diabaté et al, 1988, 1989).

L'utilisation de ce type d'images peut être contestée, compte tenu de la perte de précision inhérente à la transformation numérique en analogique, et viceversa, si on veut utiliser ce format WEFAX dans des calculs. Cependant, l'attrait exercé par ce produit réside dans le faible coût d'acquisition et de traitement de ce type d'images, comparativement à celui des images numériques à pleine résolution.

Delorme et Gallo (1990) ont adapté leur modèle au traitement des images WEFAX, dans le but d'évaluer leur utilité pour le suivi d'un système énergétique. Les estimations journalières sont déduites de trois estimations horaires (9, 12 et 15 heures TU) et comparées ensuite aux mesures d'une dizaine de stations synoptiques du Midi de la France pour la période mars-juin 1990, avec des résultats plus ou moins mitigés, suivant ses auteurs (Figure 14).

On peut citer finalement, dans la même optique, la démarche de Nunez (1987), qui a numérisé des images analogiques du satellite japonais GMS pour établir une relation empirique entre la transmittance, assimilée à la fraction représentée par des mesures pyranométriques sur le rayonnement aux confins de l'atmosphère, et un niveau de gris qui exprime la fraction de rayonnement incident aux limites de l'atmosphère et réfléchi par le système terre-atmosphère. L'application a été développée en Tasmanie (42° lat. S. et 147° long. E), Australie, sur un échantillon étalé sur dix mois de l'année 1983 (Figure 15). L'auteur signale qu'il est nécessaire de disposer de trois images par jour et d'un minimum de 24 jours pour obtenir des coefficients valables.

D'après les résultats présentés, il semble que l'utilisation des images analogiques ne puisse servir que pour des estimations sur un pas de temps supérieur à la journée, au minimum de la décade, et plutôt de l'ordre du mois, en complément des séries climatologiques, mais qu'elles ne peuvent se substituer aux images numériques.

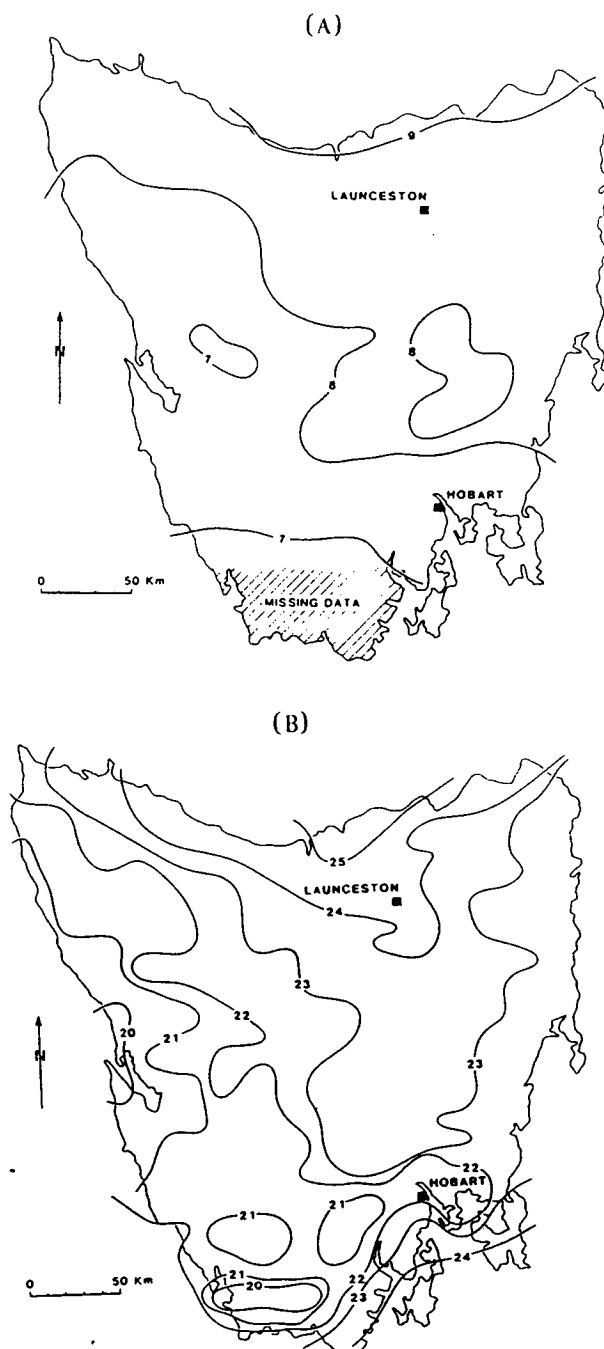


Figure 15. Estimation moyenne journalière du rayonnement solaire global en Tasmanie (Australie), pour les mois d'août (A) et décembre 1983 (B) (d'après Nunez, 1987).

LES METHODES PHYSIQUES

Sous cette appellation on englobe les démarches qui utilisent les données satellitaires comme des indicateurs de certains paramètres relatifs aux nuages. Il s'agit ensuite de définir les caractéristiques de l'atmosphère qui permettent d'expliquer la relation de ces paramètres avec des mesures de rayonnement solaire global par ciel clair et par ciel couvert, en tenant compte des variations naturelles spatiales et en fonction du temps. Ces variations se résument dans la notion de transmittance atmosphérique, qui est en définitive l'inconnue de l'équation à résoudre. Les données satellitaires en entrée étant la luminance captée dans l'angle de visée du radiomètre et le rayonnement solaire incident aux confins de l'atmosphère, qui peut être facilement déterminé pour les mêmes coordonnées spatio-temporelles. Les facteurs déterminants pour la caractérisation des propriétés physiques de la couche d'air traversée par le rayonnement procédant du soleil et capté par le satellite, sont communs aux différentes méthodes. C'est dans la démarche suivie pour y aboutir qu'elles se singularisent.

Par ailleurs, ces méthodes n'excluent pas une certaine dose de statistique, puisqu'il faut déjà traiter des séries d'images pour caractériser les situations extrêmes de ciel clair et de ciel couvert qui serviront de référence pour analyser la distribution spatiale et temporelle de l'albédo des surfaces et du rayonnement solaire incident au sol.

La méthode Gautier

La démarche de Gautier et al (1980) est l'une des premières à développer ce type de méthode à partir des données fournies par des plateformes géostationnaires. Elle utilise le canal visible du satellite GOES, en appliquant une procédure d'étalonnage.

Le calcul du rayonnement incident est fait pour chaque pixel, mais afin de tenir compte, d'une part, du décalage de temps et d'angle de visée dans le balayage et, d'autre part, de la variabilité spatiale de la luminance due en partie à la présence indétectable de nuages de taille plus petite que le pixel, les valeurs sont moyennées par pavés d'images de 8x8 pixels. Les valeurs horaires sont intégrées pour obtenir le rayonnement global journalier.

Deux modèles de calcul alternatifs opèrent selon que le pixel est classé dégagé ou couvert en fonction d'un seuil de brillance. Dans tous les cas, il s'agit de déterminer les fractions de rayonnement interceptées, absorbées ou diffusées par l'atmosphère et par la surface, dans la double trajectoire de l'espace vers la terre et de la surface vers le capteur satellitaire (Figure 16).

Le modèle suppose une paramétrisation:

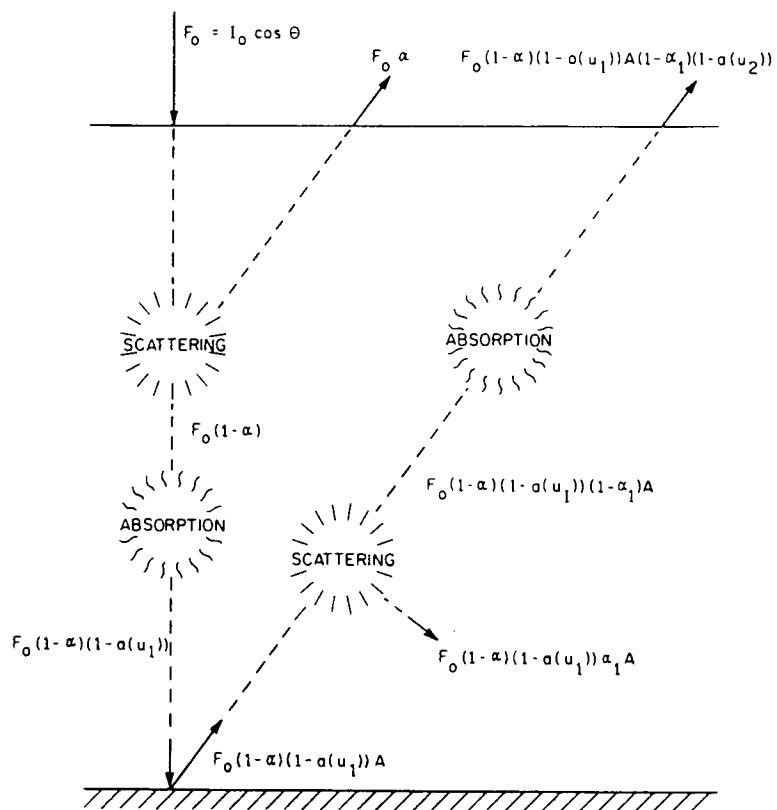


Figure 16. Schéma des flux de rayonnement du modèle de beau temps de Gautier (1980).

- de l'absorption par la vapeur d'eau en fonction de l'épaisseur de la masse d'air traversée,
- une l'estimation de la hauteur d'eau précipitable à partir de la température du point de rosée de surface,
- de la diffusion de Rayleigh, et
- des coordonnées solaires.

Les mêmes hypothèses sont appliquées pour les calculs au dessus du couvert nuageux, mais l'albedo calculé pour un pixel classé couvert sert à estimer l'absorption, la réflexion et la diffusion dues aux nuages. L'absorption par les nuages est estimée comme une fonction linéaire de la brillance, variant de 0, pour le ciel clair, à 0.2 dans les cas de nuages très développés.

Le flux de courte longueur d'onde vers le satellite (SW_h) est décrit sous la forme

$$SW_h = F_0 r + F_0 (1-r) (1-a(u1)) (1-a(u2)) (1-r_1) A$$

avec

$$F_0 = I_0 \cos Q \text{ exprimé en } W m^{-2}$$

r et r_1 sont, respectivement, un coefficient de reflexion du rayonnement, fonction de l'angle zénithal du soleil, et un coefficient de reflexion diffuse suivant l'étude de Coulson (1959), en supposant une diffusion isotropique.

$a(u1)$ et $a(u2)$ sont des coefficients d'absorption de la vapeur d'eau dans la trajectoire du soleil et du satellite, respectivement, qui sont fonction de la hauteur d'eau précipitable, et qui ont été paramétrés d'après la formule de Smith (1966)

Z = angle zénithal du soleil

A = albedo de surface, défini comme étant le rapport entre le flux vers le haut (SW_h) et le flux incident (SW_i)

L'albedo est déterminé à partir de l'équation précédente, et s'exprime

$$A = (SW_h) / \{F_0 (1-r) (1-a(u1)) (1-a(u2)) (1-r_1)\}$$

ce qui permet de calculer le flux incident à la surface

$$SW_i = F_0 (1-r) (1-a(u1)) (1-A r_1)$$

Par ciel couvert, il faut tenir compte de l'albedo des nuages A_c ; de l'absorption du rayonnement incident au dessus ($a(u1)_t$) et au dessous ($a(u1)_b$) des nuages; de l'absorption par les nuages (abs); et de l'absorption dans la trajectoire vers le satellite, aussi bien en dessous ($a(u2)_b$) que au dessus ($a(u2)_t$) des nuages.

Les flux vers le haut s'écrit alors

Tableau 3

Jour	Ottawa		Montréal		Toronto	
	Sat.	Pyr.	Sat.	Pyr.	Sat.	Pyr.
103	274	335	512	470	244	268
104	467	486	348	281	241	279
110	115	99	199	162	124	106
114	633	636	580	564	668	672
115	595	645	578	591	681	660
116	649	651	656	641	668	676
117	669	656	659	615	681	682
118	669	659	652	606	672	664
194	547	532	666	648	371	392
198	595	643	637	544	736	729
199	712	699	726	696	702	600
200	190	229	132	147	506	471
201	636	489	558	475	630	573
202	252	255	347	357	291	263
240	99	52	92	68	307	242

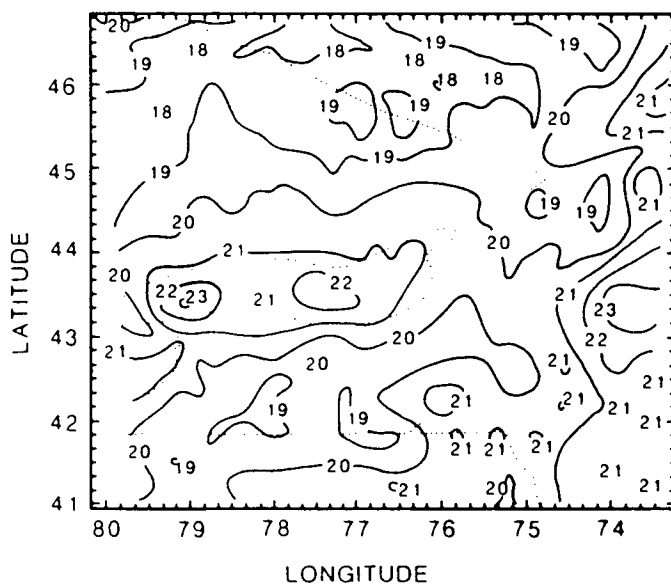


Figure 17. Carte de distribution des moyennes de rayonnement solaire global du mois de mai 1978 dans la région du lac Ontario, Canada (d'après Diak et Gautier, 1983).

$$\begin{aligned}
SW_h = & F_o r + F_o(1-r)(1-a(u1)_t)(1-r_1)Ac(1-a(u2)_t) \\
& + F_o(1-r)(1-a(u1)_t)(1-Ac)^2(1-a(u1)_b) \\
& A(1-r_1)(1-a(u2)_t)(1-abs)(1-a(u2)_b)
\end{aligned}$$

et le flux incident à la surface

$$SW_i = F_o(1-\pi)(1-a(u1)_t)(1-Ac)(1-abs)(1-a(u1)_b)$$

Les flux instantanés sont moyennés sur un bloc de 8x8 pixels, dont le résultat est assimilé à l'intégration horaire des observations au sol. Les totaux journaliers sont obtenus par une intégration des valeurs calculées entre le lever et le coucher du soleil.

Les résultats préliminaires des estimations réalisées sur un nombre limité de jours ont été comparées à des mesures au sol sur trois sites et les totaux journaliers présentés (Tableau 3) sont concordants à 5% près avec la vérité terrain, précision qui est obtenue, selon l'auteur, au prix de la manipulation d'un grand nombre d'images à pleine résolution (2km à 45° de latitude).

Par la suite, la méthode a été utilisée pour traiter une série de données portant sur 8 mois d'observations (Diak et al, 1982; Gautier, 1982) qui a abouti à la cartographie des moyennes mensuelles et saisonnières d'une zone délimitée entre les méridiens 73 et 80° W et les parallèles 41 et 47° N, qui correspond à la région du lac Ontario (Figure 17). D'après les auteurs, la précision des estimations est de l'ordre de 8% par rapport aux mesures au sol. Les performances de ce modèle ont été vérifiées dans une étude comparative sur la côte ouest du Canada (Raphael & Hay, 1984), dans lequel on regrette l'absence d'indication précise à propos de la définition de seuil d'ennuagement, et on signale pourtant une tendance à surestimer par ciel couvert.

La méthode Möser & Raschke

Möser et Raschke (1982,1983) ont développé leur méthode sur un échantillon d'images Météosat du mois de juin 1979 et du mois d'avril 1982, recouvrant l'Europe et l'Afrique du nord (Figure 18). L'hypothèse de base est que les nuages sont le facteur principal d'atténuation du rayonnement solaire, dont la présence peut être détectée par l'augmentation de la réflectance due aux couches successives de gouttes d'eau et de glace. Ce qui est valable pour des situations où l'albédo de la surface sous-jacente

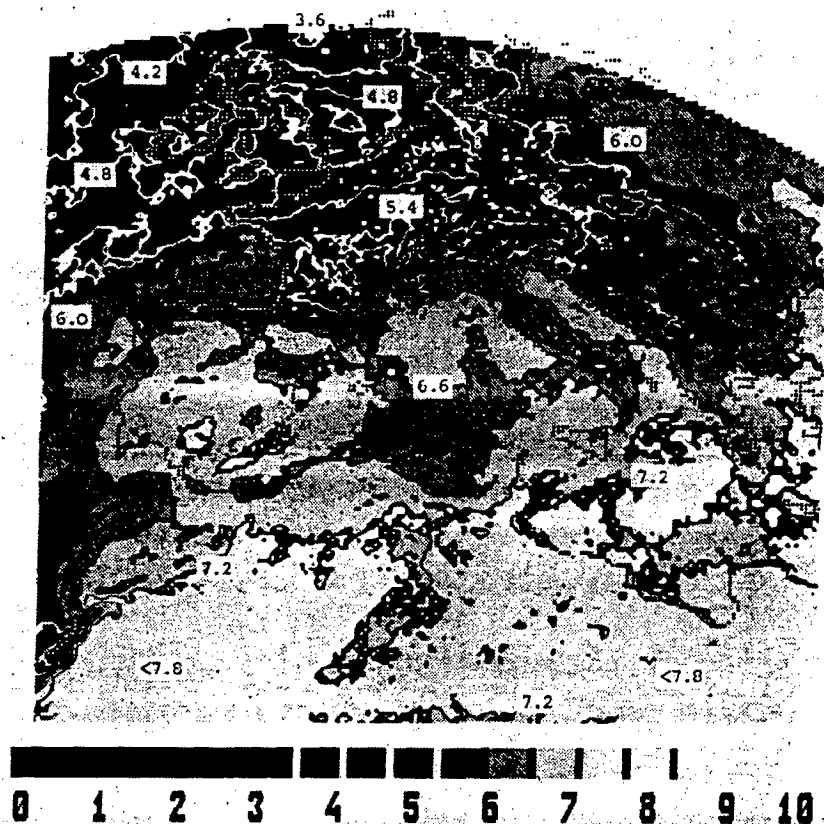


Figure 18. Moyennes journalières mensuelles de rayonnement solaire global du mois de juin 1979 (en kWh m^{-2}) pour l'Europe et l'Afrique du Nord à partir des images METEOSAT I (d'après Möser et Raschke, 1984).

n'atteint ou ne dépasse pas 50%, et pour les courtes longueurs d'ondes. Il s'agit donc de caractériser, sous forme de cartes, pour tout point et pour un instant donnés une situation de ciel clair et une situation perturbée qui délimitent les champs de variation du rayonnement réfléchi pendant une période de un mois, en tenant compte de l'angle zénithal du soleil. Pour chaque pixel il est calculée une *luminance réfléchie normalisée* L_n , en fonction de laquelle on déduira par la suite un coefficient de transmittance atmosphérique

$$L_n = (L_m - L_{\min}) / (L_{\max} - L_{\min})$$

où L_m = est la grandeur instantanée mesurée par le capteur satellitaire à un moment donné;

$L_{\min}$ = est la valeur minimum observée pour le même point, à la même heure et sur une période d'un mois; elle est l'indicatrice d'une situation de ciel clair;

$L_{\max}$ = est la valeur maximum observée pour ce même point, à la même heure et pendant un mois; elle est caractéristique d'un ciel complètement couvert, et pour laquelle on tient compte des variations d'altitude des sommets de la couche nuageuse à l'aide des mesures simultanées dans l'infra-rouge.

Finalement, la valeur du rayonnement global instantané G_i est dérivée de la relation

$$G_i(Z) = (1 - f(L_n, Z)) G_o(Z)$$

où Z indique un angle zénithal du soleil donné, $G_o(Z)$ est le rayonnement solaire global par ciel clair associé à cet angle, calculé d'après un modèle de transfert radiatif; et la fonction dérivée $f(L_n, Z)$ donne la transmittance atmosphérique pour $0 < L_n < 1$.

Une application ultérieure montre la possibilité d'extrapoler la méthode dans un autre environnement climatique, la région du Sahel (Tuzet et al, 1984), pour laquelle les auteurs analysent la variabilité spatiale et temporelle de l'albedo et du rayonnement global au sol calculé avec un échantillon d'images Météosat de la deuxième moitié du mois de juin 1979 (Figure 19). Une comparaison avec des mesures pyranométriques donne une précision de 9% sur les moyennes journalières et de 5% pour les moyennes sur 15 jours. Dans quelques cas isolés, on observe une dispersion plus importante, pour lesquels l'auteur analyse les sources possibles d'erreur.

La méthode Dedieu

Ce modèle utilise également le canal visible satellitaire, et il est appliqué à une série d'observations à 12 heures TU de Météosat, format B, portant sur trois mois

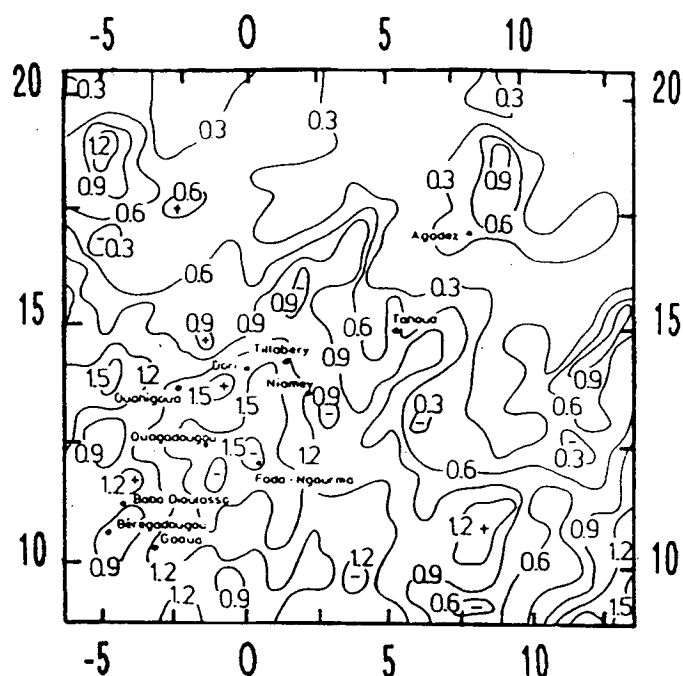
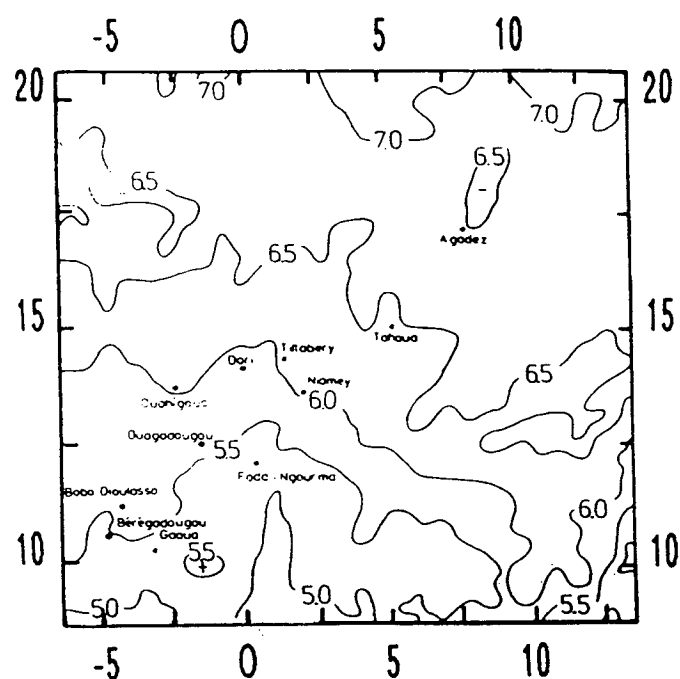


Figure 19. Estimation des moyennes journalières de rayonnement solaire global (en kWh m^{-2}) au Niger et en Haute Volta pour la période du 16 au 30 juin 1979. A droite, les écart-type de la variabilité journalière pour la même période (d'après Tuzet et al, 1984).

(mars, mai et juillet 1979). L'estimation du rayonnement global au sol est basée sur un modèle de transfert radiatif simplifié, dont l'expression par ciel clair est

$$E_s = E_0 d^{-2} \cos Z T Z$$

où $E_0 d^{-2}$ est la constante solaire corrigée par la distance terre-soleil, Z est l'angle zénithal du soleil et T un facteur de transmission de l'atmosphère par ciel clair. Ce dernier est calculé d'après Lacis & Hansen (1974), mais en utilisant des moyennes saisonnières d'hauteur d'eau précipitable et une teneur d'ozone supposée constante.

L'albédo de surface (A_s) est supposé égal à la valeur minimum observée sur une série temporelle. Ensuite, en supposant qu'il n'y a pas de différence dans les propriétés de diffusion et réflexion des nuages et des surfaces; et sur la base de l'hypothèse lambertienne des surfaces, aussi bien du sol que des nuages, et que dans une atmosphère nuageuse il n'y a pas d'absorption ni diffusion moléculaires, la formulation de l'estimation du rayonnement au sol devient

$$E_s = E_0 d^{-2} \cos Z T Z (1 - A)/(1 - A_s)$$

Pour valider la méthode, les valeurs calculées sont comparées à la moyenne des observations pyranométriques faites, à la même période, entre 11 et 13 heures TU, sur un réseau de 26 stations françaises (Figure 20). Sur un ensemble de 1685 couples de valeurs, l'erreur quadratique moyenne est de 109 Wm^{-2} , ce qui représente 19.5% de l'éclairement moyen horaire, mais il diminue de moitié si on ne considère que la variabilité par beau temps. Malgré le fait que ce modèle ne tienne pas compte des différences d'échelle de temps et d'espace, on peut dire que ses résultats sont comparables à ceux de Tarpley et Gautier. Par ailleurs, la transposition de la méthode à une estimation du rayonnement global mensuel fait tomber l'erreur quadratique moyenne à 36.7 W/m^2 , ce qui représente environ 6% de la moyenne.

L'intérêt de cette méthode réside dans la simplifications des calculs, comparativement à celle de Gautier, tout particulièrement avec l'élimination de seuils pour discriminer la couverture nuageuse.

La méthode a été appliquée dans le cadre de l'étude comparative réalisée en 1986 par le ISCCP (Whitlock et al, 1990), dans laquelle est signalé que la méthode de Dedieu s'avèrait performante dans tous les types de couverture nuageuse.

La méthode Le Borgne & Marsouin

La formulation des principes utilisée par Le Borgne & Marsouin (1986, 1988) est la même que celles de Gautier et de Dedieu, précédemment passées en revue. Le contenu d'ozone a été pris constant, et la teneur en vapeur d'eau est tirée des moyennes

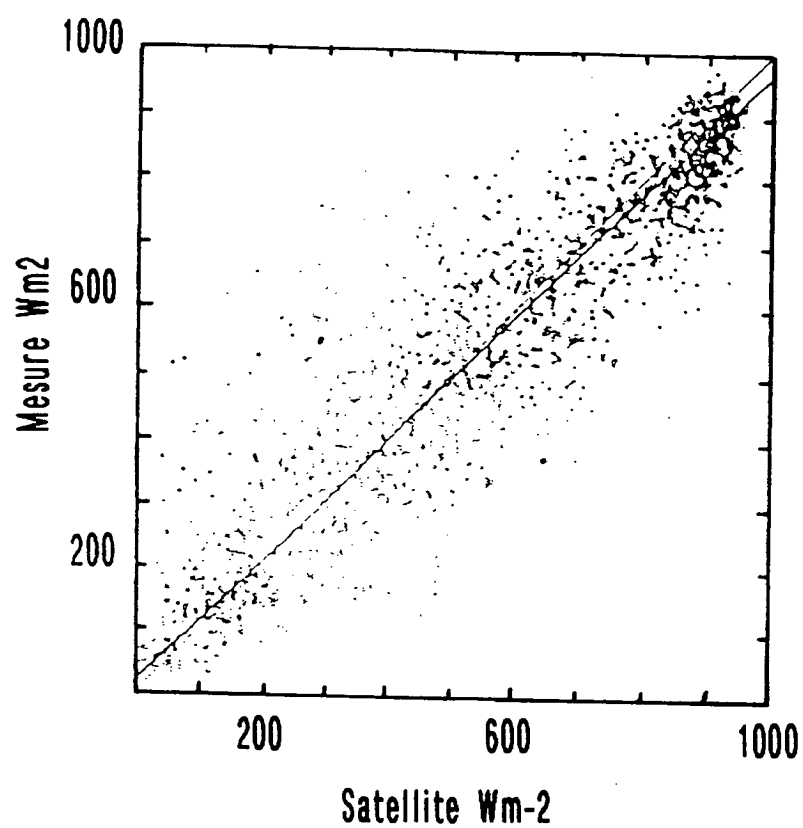


Figure 20. Comparaison des estimations horaires satellitaires Météosat aux mesures de 26 stations françaises, pour les mois de mars, mai et juillet 1979 (d'après Dedieu et al, 1987).

mensuelles des radiosondages. La transmission atmosphérique sous la couche nuageuse est également supposée constante.

Dans la mise en équation, il y a cependant quelques variantes qui lui sont particulières:

- L'introduction d'un coefficient d'absorption a_n des nuages, qui est supposé proportionnel à l'albedo de la couche nuageuse.

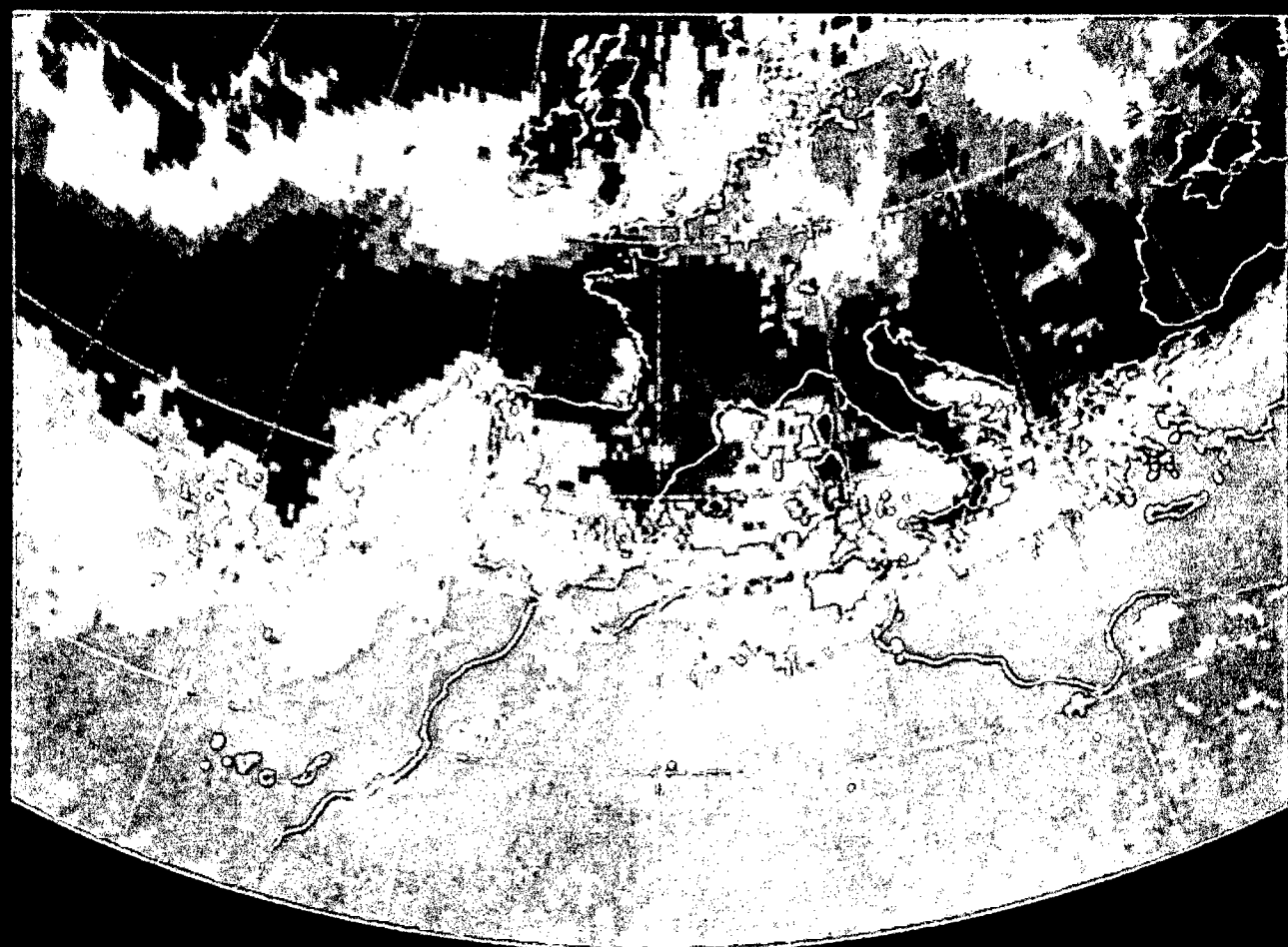
- L'albedo du sol est déterminé pour chacun des mois analysés. Il est égal aux plus faibles valeurs pour les mois de décembre, mais dans les autres cas (mars, juin, septembre), il correspond à une moyenne des plus faibles comptes numériques du radiomètre Météosat.

- L'utilisation d'un jeu de coefficients qui permet de minimiser l'erreur moyenne et l'erreur quadratique moyenne de l'estimation du rayonnement au sol. Ils sont obtenus à partir d'une corrélation entre le compte numérique satellitaire et la mesure pyranométrique associée au sol. En fait, l'éclairement instantané calculé est intégré sur un pavé de 10 lignes par 10 pixels centré sur les coordonnées d'une station témoin au sol.

Le total journalier est obtenu à partir des calculs horaires pour des hauteurs du soleil supérieures à 10 degrés. Pour les valeurs inférieures, il est supposé une linéarité de flux entre le lever du soleil et la première image Météosat utilisée, et entre la dernière image et l'heure du coucher du soleil.

Les auteurs signalent que cet algorithme est utilisé en routine au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion depuis juin 1989, et qu'il peut fournir des cartes sur une base horaire et une résolution de 30x40 km, à l'échelle de la semaine, la décade ou du mois (Figure 21). L'erreur quadratique moyenne est de 26.4 W/m^2 (10.3%) pour les valeurs journalières, et de 63.5 W/m^2 (18.4%) pour les valeurs horaires.

ECLAIREMENT SOLAIRE INCIDENT A LA SURFACE
CHAMP MENSUEL DU 01/09/89 AU 28/09/89



puissance moyenne en watts par metre carre



Figure 21. Carte type des moyennes mensuelles de rayonnement solaire global, obtenue en routine au CMS de Lannion.

DISCUSSION

La plupart des auteurs font état des difficultés que peut présenter la comparaison des estimations obtenues par satellite aux mesures pyranométriques en raison de leur nature différente:

- l'angle de visée satellitaire est limité par rapport à l'ouverture du pyranomètre, qui représente un angle solide de 2π ;
- l'estimation satellitaire est calculée à partir d'une valeur instantanée obtenue à l'heure de la scrutation, tandis que la mesure pyranométrique est intégrée avec un pas de temps horaire, trihoraire et/ou parfois journalier;
- le pyranomètre intègre le rayonnement incident de l'ensemble de la partie visible du spectre solaire, tandis que la luminance captée par les satellites géostationnaires se situe dans la gamme 0.5-0.8 μm ;
- la mesure effectuée par le satellite intègre sur la surface de quelques kilomètres carrés représentée par le pixel, tandis que comparativement le pyranomètre ne représente qu'un point à l'intérieur de cette surface d'intégration;
- par ailleurs, la mesure réalisée par une station au sol est associée à un type particulier de surface, dont les caractéristiques peuvent varier significativement à l'échelle de la surface d'intégration satellitaire;

La question d'étalonnage des capteurs satellitaires a été abordée différemment selon les auteurs, les uns utilisant des procédures permettant d'ajuster la réponse radiométrique dans le visible, d'autres en introduisant un coefficient dérivé de mesures aéroportées dans la même fenêtre spectrale, d'autres encore ont contourné le problème par un ajustement à posteriori entre les comptes numériques du capteur satellitaire et des mesures au sol. Actuellement, il est possible d'obtenir en différé des images METEOSAT déjà traitées et corrigées par des coefficients d'étalonnage établis par rapport aux radiomètres du satellite à défilement NOAA. Cette procédure apporte une amélioration à la précision des estimations satellitaires.

Par ailleurs, il faut tenir compte du fait que la déduction du rayonnement global au sol à l'aide des mesures satellitaires implique l'utilisation d'un certain nombre de paramètres externes pour caractériser l'atmosphère dans les angles d'éclairement du soleil et de visée du satellite, ainsi que l'adoption d'un certain nombre d'hypothèses concernant la composition et le fonctionnement du système terre-atmosphère. Cet ensemble de considérations peut s'avérer juste dans des conditions moyennes, à long terme, mais elles peuvent différer pour un nombre de situations.

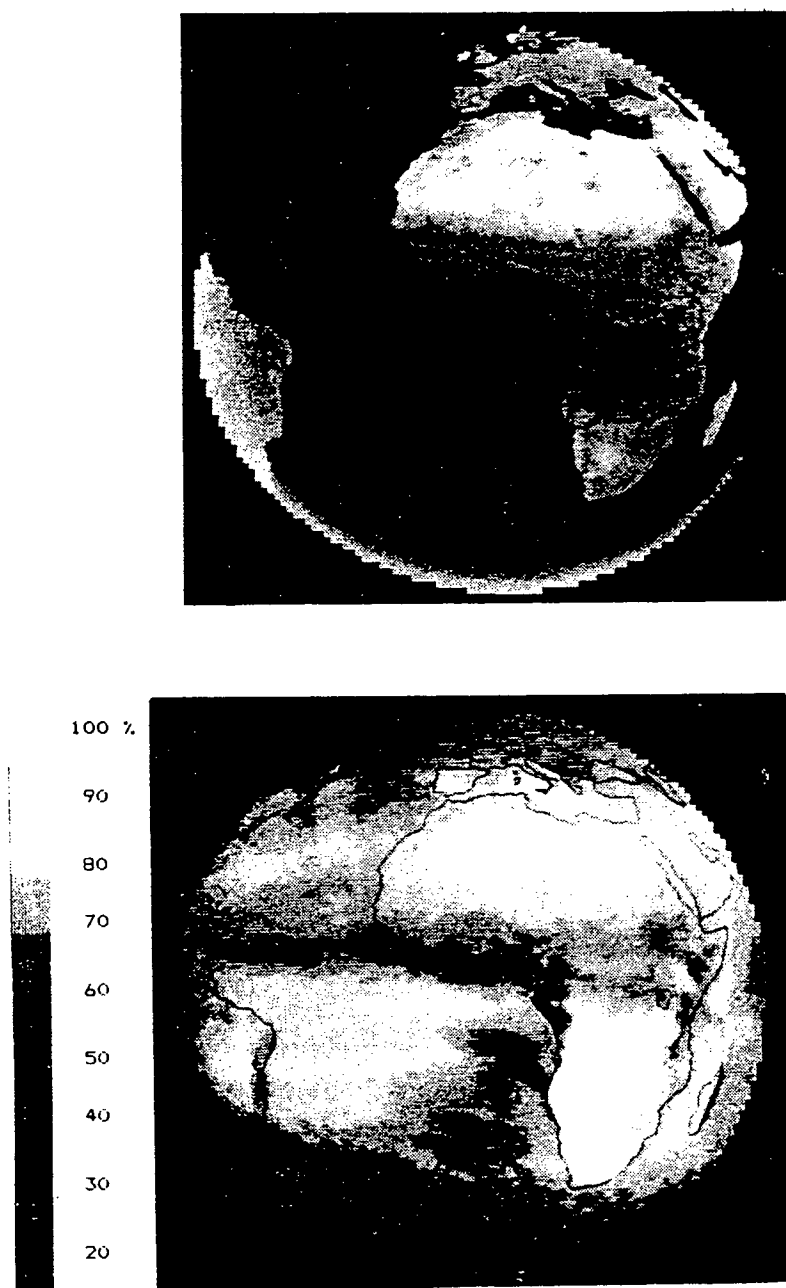


Figure 22. Moyennes mensuelles de rayonnement global du mois de juin 1983, exprimées en pour-cent de la valeur estimée par beau temps, à partir des données Météosat (d'après Raschke et al, 1987)

D'une façon explicite ou implicite, certains modèles passés en revue utilisent des procédures permettant de compenser les différences d'échelle de temps et d'espace entre les mesures au sol et satellitaires. Ainsi, les estimations instantanées dérivées de ces dernières sont moyennées sur des pavés de plusieurs pixels, en assimilant le temps de translation du balayage au temps d'intégration de la mesure pyranométrique. De cette façon, est également résolue la question de l'imprécision relative à la localisation du réseau au sol qui sert éventuellement de référence.

Si les premiers modèles ont utilisé des seuils d'albedo planétaire pour discriminer la couverture nuageuse, par la suite la tendance a été de considérer celle-ci comme une proportion qui varie en continu entre une situation de ciel clair et une situation très perturbée (Figure 22). L'hypothèse commune, qui suppose la couche nuageuse comme un plan parallèle infini se comportant comme une surface lambertienne, ne se vérifie pas toujours, et elle est signalée comme une source d'erreur importante dans des cas extrêmes. Mais, comme le soulignent certains auteurs, les situations de réflexion spéculaire correspondent en particulier à la nébulosité fractionnée, qui est difficilement prédictible du fait que normalement elle est d'une échelle inférieure ou égale à la taille du pixel, tandis que les nuages de taille plus grande correspondent à l'hypothèse de plans parallèles.

Sous un autre angle, la question de l'hétérogénéité posée par des pixels contaminés de nuages indécélables, de taille plus petite que l'unité élémentaire d'image, est analysé comme étant en partie responsable des erreurs d'estimation, mais il n'y a pas d'alternative puisque déterminé par les caractéristiques du capteur satellitaire. Dans le cas des modèles utilisés en routine, ce facteur est minimisé par les résultats à long terme, qui impliquent une actualisation permanente des données.

Par ailleurs, un problème majeur soulevé concerne l'identification des couches nuageuses lorsqu'elles se trouvent associées à des surfaces sous-jacentes enneigées, en raison du faible pouvoir de discrimination des signaux radiométriques dans le visible ou le proche infra-rouge.

Les différents modèles utilisant des images satellitaires à pleine résolution donnent des résultats acceptables, avec une précision d'environ 20% pour les estimations horaires, qui s'améliore à 10% pour les moyennes journalières, et qui peut atteindre 5 à 6% pour des moyennes mensuelles.

Les études d'évaluation des différents modèles signalent qu'il est possible d'obtenir une bonne estimation du rayonnement solaire global avec trois images par jour à des intervalles de trois heures autour de midi. Certains ont montré la possibilité de le faire avec une seule image à 12 heures TU et un réseau au sol comme référence.

La réduction du nombre d'images nécessaire pour obtenir une bonne estimation du rayonnement global journalier au sol, a permis d'élargir les traitements à des périodes plus longues, pour valider les résultats.

tableau 4

Intercomparaison ISCCP				
Erreur moyenne quadratique Moyenne (W m^{-2}) sur un pixel				
	1 min	10 min	60 min	jour
Référence	312	301	292	104
Auteur	rms			
Chou	+107	+89	+75	+12
Dedieu	+97	+71	+47	+11
Ellis	+106	+91	+80	xx
Gautier	+98	+78	+56	+11
Pinker	+99	+80	+67	+11
Staylor	+95	+71	+51	+11
Tarpley	+93	+72	+48	+13

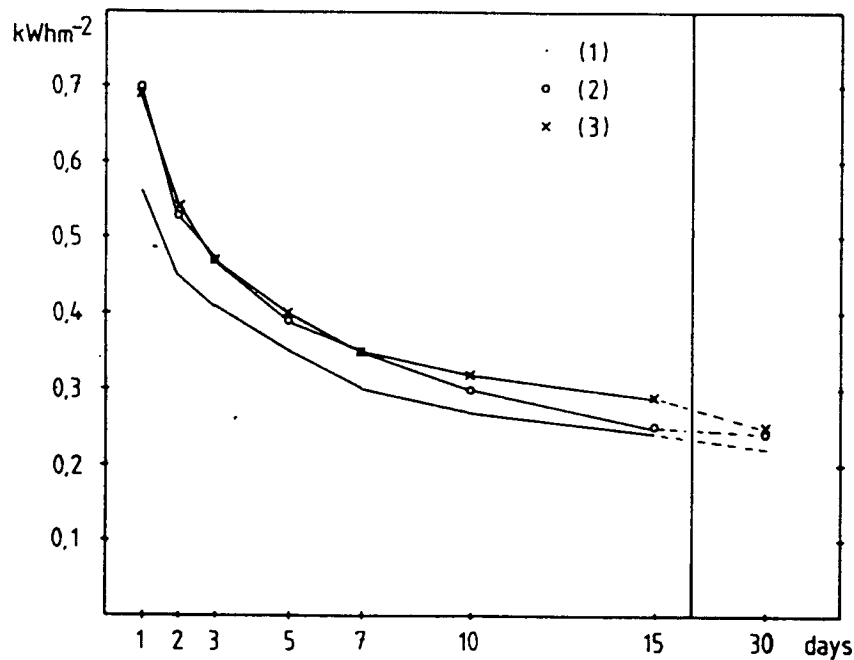


Figure 23. Effet du nombre maximum d'images disponibles par jour sur la précision des estimations journalières et au fur et à mesure de leur intégration temporelle: (1) six images par jour toutes les deux heures; (2) et (3) trois images par jour toutes les 4 heures (d'après Möser et Raschke, 1984).

Finalement, il faut signaler les résultats de l'étude comparative menée dans le cadre du projet international de climatologie de nuages par satellite (ISCCP), auquel ont participé huit équipes (Tableau 4) représentant chacune une méthodologie différente (Whitlock et al, 1990). Les procédures d'application de chaque algorithme étaient normalisées de telle façon qu'il puisse être utilisé pour toute application ultérieure. Parmi ses conclusions générales, cette étude soulignait

- que la précision des estimations du rayonnement solaire global au sol est fortement liée à la précision de l'étalonnage des capteurs satellitaires;
- que les méthodes basées sur une caractérisation moyenne de la couche atmosphérique sont aussi précises que celles basées sur une approche par couches atmosphériques, beaucoup plus lourdes à mettre en oeuvre et en temps de calcul.

CONCLUSIONS

La question échelles de temps et d'espace détermine la précision et la représentativité des grandeurs mesurées au sol et calculées à partir du satellite. Les premières perdent de leurs qualités lorsqu'elles sont extrapolées spatialement, tout particulièrement dans un environnement hétérogène et contrasté. Les deuxièmes prennent toute leur représentativité en renseignant sur la distribution spatiale du rayonnement global au sol.

La précision temporelle pour différents pas de temps est acquise pour les mesures au sol, mais celle des estimations satellitaires est proportionnelle à l'incrément du pas de temps employé (Figure 23). Les études réalisées jusqu'à présent indiquent que ces deux formes de quantification du rayonnement solaire au sol ne sont pas substitutives, mais plutôt complémentaires. Dans des zones de montagne, par exemple, les grandeurs calculées à l'aide du satellite correspondraient aux valeurs de rayonnement global qu'on pourrait mesurer sur une surface horizontale au dessus de la chaîne de montagnes, et pourraient servir de référence pour des modélisations appliquées à une vallée donnée, en tenant compte, évidemment, de leur orientation et des effets d'ombre portée provoqués par le relief.

Techniquement, les critères définissant les grandeurs physiques à déterminer à partir de la mesure satellitaire, ont été normalisés dans le cadre du Projet International de Climatologie des Nuages par Satellite (ISCCP), ce qui a permis de valider des méthodes mises au point dans différents pays et de rendre leurs résultats comparables.

A l'heure actuelle, on peut dire qu'il n'y a pas de difficulté majeure pour obtenir des moyennes climatiques du rayonnement solaire global au sol et de sa distribution spatiale à partir des observations satellitaires. En ce sens, les archives de données satellitaires représentent un volume d'information très important qui peut permettre des études de type climatologique à une échelle régionale ou nationale. Les techniques

dites de 'navigation', qui permettent de corriger les déformations géométriques naturelles des images afin de permettre une superposition des séquences temporelles, autorisent une précision relative de un ou deux pixels, ce qui s'avère suffisant pour des comparaisons des moyennes mensuelles avec des mesures simultanées au sol, qui donnent une précision de 5 à 10%, selon la méthode utilisée.

Ceci dit, pour des applications sur de courtes périodes, la précision des grandeurs estimées est fortement conditionnée par le pas de temps utilisé et par le type de temps dominant au cours de la période d'intégration, mais ces limitations sont compensées par le recouvrement spatial des estimations.

En même temps, la mesure au sol reste un élément indispensable et complémentaire pour la validation des modèles d'estimation satellitaires, ainsi que pour les besoins des études détaillées à la surface.

Finalement, les performances des algorithmes de calcul, qui autorisent une précision des estimations journalières de l'ordre de 10%, font de l'outil satellitaire un élément indispensable pour l'analyse du potentiel solaire, aussi bien par la périodicité de la mesure que par la continuité de son recouvrement spatial, impossible à concevoir avec un réseau au sol.

La mise en valeur de l'important volume d'information constitué par l'imagerie satellitaire suppose du temps et des moyens de calcul adaptés au but recherché. L'utilisation des archives mises en place dans le cadre du ISCCP permettra de revoir la climatologie du rayonnement solaire sur une base plus sûre, tout particulièrement en ce qui concerne sa distribution spatiale, comme le montrent déjà les études régionales basées sur des échantillons d'images et le nombre grandissant de publications dans ce domaine.

REFERENCES

- ADAMSON J., KERR G.W., JACOBS G.H.P., 1988. Rectification quality assessment of METEOSAT images. *ESA Journal*, 12: 467-482.
- AMADO J., DELORME C., DELORME C. & RABERANTO P., 1981. Méthodologie d'utilisation des images du satellite METEOSAT pour la détermination du gisement solaire. COMES-GDTA, GISEMENT SOLAIRE. GDTA/81.877, Août 1981.
- ARKING A. & CHILDS J.D., 1985. Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 24: 322-333.
- ARKING A. & LEVINE J.S., 1967. Earth albedo measurements: july 1963 to june 1964. *J. Atmos. Sci.*, 24: 721-724.
- ATWAKER M.A., BALL J.T., 1978. Intraregional variations of solar radiation in the eastern United States. *J. Appl. Met.*, 17: 1116-1125.
- ATWATER M.A. & BROWN P.S., 1974. Numerical computations of the latitudinal variation of solar radiation for an atmosphere of varying opacity. *J. Appl. Met.*, 13: 289-297.
- BEN DJEMAA A. & DELORME C., 1990. A comparison between one year of daily global irradiation from ground based measurements vs METEOSAT images from seven locations in Tunisia. *Comm. pers.*
- BERIOT N., 1984. Rapport sur l'évaluation de la ressource énergétique solaire à l'aide de satellites météorologiques. I.C.S.U. - W.M.O., WCP-80. 82 p.
- BLACK J.N., BONYTHON C.Q. & PRESCOTT J.A., 1954. Solar radiation and duration of sunshine. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 80 (344): 231-235.
- BLACK J.N., 1956. The distribution of solar radiation over the Earth's surface. *Arch. Met. Geophys. Bioklim.*, 7: 165-189.
- BRIEGLEB B.P., MINNIS P., RAMANATHAN V., HARRISON E., 1986. Comparison of regional clear-sky albedos inferred from satellite observations and models computations. *J. Clim. Appl. Met.*, 25: 214-226.
- BRISSE A., LE BORGNE P. & MARSOUIN A., 1990. La restitution des flux radiatifs incidents à la surface à partir des données de Météosat. *Comm. au Colloque de Climatologie de Lannion*, 20-22 juin 1990, 4 p.
- CANO D., MONGET J.M., ALBUISSON M., GUILLARD H., REGAS N. & WALD L., 1986. A method for the determination of global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy*, 37(1): 31-39.
- CHAHINE M.T., HASKINS R.D., SUSSKIND J., REUTER D., 1987. Satellite observation of atmosphere and surface interaction parameters. In: COSPAR-ICSU. *Advances in Space Research. Remote sensing from space*, 7(11): 111-119. Pergamon Press.
- CHAHINE M.T., MCCLEESE D.J., ROSENKRANZ P.W., STAELIN D.H., 1975. Interaction mechanisms within the atmosphere. In: *Manual of Remote Sensing*, Vol. I, pp. 165-234. Falls Church, The American Society of Photogrammetry.

- CHOU M.D., 1985. Surface radiation in the tropical Pacific. *J. Clim. Appl. Met.*, 24: 83-92.
- DAVIS J.M., COX S.K., MCKEE T.B., 1979. Total shortwave radiative characteristics of absorbing finite clouds. *J. Atmos. Sci.*, 36: 508-518.
- DEDIEU G., DESCHAMPS P.Y. & KERR Y.H., 1983. Estimation du rayonnement solaire global au niveau du sol à l'aide des données METEOSAT dans le visible. 8^{ème} Colloque Canadien de Télédétection, Montréal, 3 au 6 mai 1983.
- DEDIEU G., DESCHAMPS P.Y. & KERR Y.H., 1987. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 26: 79-87.
- DELORME C. & GROS N., 1987. A propos de GISTEL: discussion sur les méthodes d'estimation du Gisement Solaire à l'aide des images numériques de METEOSAT. *Veille Climatique Satellitaire* 18: 24-30.
- DELORME C. & GALLO A., 1990. Irradiations solaires chaque jour à partir d'images WEFAX traitées sur PC. Comm. aux 3^{èmes} Journées Scientifiques du Réseau de Télédétection U.R.E.F., Toulouse, 13-16 Novembre 1990.
- DIABATE L., DEMARCO H., MICHAUD-REGAS N. & WALD L., 1988. Estimating incident solar radiation at the surface from images of the earth transmitted by geostationary satellites: the heliosat project. *Int. J. Solar Energy*, 5: 261-278.
- DIABATE L., MOUSSU G. & WALD L., 1989. Description of an operational tool for determining global solar radiation at ground using geostationary satellites images. *Solar Energy*, 42(3): 201-207.
- DIAK G.R., GAUTHIER C., MASSE S., 1982. An operational system for a mapping insolation from GOES satellite data. *Solar Energy*, 28: 371-376.
- DRUMMOND A.J., HICKEY J.R., SCHOLLES W.J., LANE E.G., 1968. New value for the solar constant of radiation. *Nature*, 218: 259-261.
- E.S.A., 1978. Introduction to the METEOSAT system. E.S.A., Darmstadt. 54 p.
- FRITZ S., 1949. The albedo of the planet earth and of clouds. *J. Meteor.*, 6: 277-282.
- FRITZ S., KRISNA RAO P. & WEINSTEIN M., 1964. Satellite measurements of reflected solar energy received at the ground. *J. Atmos. Sci.*, 21: 141-151.
- FRULLA L.A., GAGLIARDINI D.A., GROSSI H., LOPARDO R., TARPLEY J.D., 1988. Incident solar radiation on Argentina from the geostationary satellite GOES: comparison with ground measurements. *Solar Energy*, 41: 61-69.
- GAUTIER C., 1982. Mesoscale insolation variability derived from satellite data. *J. Appl. Met.*, 21: 51-58.
- GAUTIER C., DIAK G. & MASSE S., 1980. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. Appl. Met.*, 19: 1005-1012.
- GRIGGS M., 1979. Satellite observations of atmospheric aerosols during de EOMET cruise. *J. Atmos. Sci.*, 36: 695-698.
- HANSON K.J., VONDER HAAR T. & SUOMI V., 1967. Reflection of sunlight to space and absorption by the earth and atmosphere over the United States during spring 1962. *Mon. Wea. Rev.*, 95: 354-361.

- HAURWITZ B., 1948. Insolation in relation to cloud type. *J. Meteor.*, 5: 110-113.
- HISER H.W. & SENN, H.V., 1980. Mesoscale mapping of available solar energy at the earth's surface by use of satellites. *Solar Energy*, 24: 129-141.
- HOUGHTON J.T., 1979. The future role of observations from meteorological satellites. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 105: 1-23.
- JACOBOWITZ H., SMITH W.L., HOWELL H.B., NAGLE F.W., HICKEY J.R., 1979. The first 18 months of planetary radiation budget measurements from Nimbus 6 ERB Experiment. *J. Atmos. Sci.*, 36: 501-507.
- JUSTUS C.G., PARIS M.V., TARPLEY J.D., 1986. Satellite-measured insolation in the United States, Mexico and South America. *Remote Sensing Environment*, 20: 57-83.
- KAUFMAN Y. J., 1987. The effect of subpixel clouds on remote sensing. *Adv. Space. Res.*, 7(11): 207-210.
- LE BORGNE P. & MARSOUIN A., 1988. Détermination du flux de rayonnement ondes courtes incident à la surface: mise au point d'une méthode opérationnelle à partir des données du canal visible de Météosat. *La Météorologie*, 20: 9-19.
- LONDON J., 1962. The use of satellite observations for atmospheric radiation studies. *Archiv. Meteor. Geophys. Bioklim.*, 12: 64-77.
- MICHAUD-REGAS, N., 1986. Mise en oeuvre et validation d'une méthode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaires en Europe à l'aide de mesures satellitaires Météosat (Années 1983, 1984 et 1985). Thèse Doctorat es Sciences, Université de Paris VII. 191 p.
- MOSER W. & RASCHKE E., 1984. Incident solar radiation over Europe estimated from METEOSAT data. *J. Clim. Appl. Met.*, 23: 166-170.
- NUNEZ M., 1987. A satellite-based solar energy monitoring system for Tasmania, Australia. *Solar Energy*, 39 (5): 439-444.
- O.M.M., 1987. Aspects météorologiques de l'utilisation du rayonnement solaire comme source d'énergie. Note Technique N° 172. Genève, O.M.M. 2 v.
- PASTRE C., 1981. Développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire global à partir des données Météosat. *La Météorologie*, 24: 5-15.
- PINKER R.T., 1987. Simulations of the METEOSAT visible sensor response to changing boundary conditions. In: COSPAR-ICSU. *Advances in Space Research. Remote sensing from space*, 7(11): 211-216. Pergamon Press.
- RAPHAEL C. & HAY J.E., 1984. An assessment of models which use satellite data to estimate solar irradiance at the earth's surface. *J. Clim. Appl. Met.*, 23: 832-844.
- RASCHKE E., 1987. Radiation budget at ground. Applications of remote sensing to agrometeorology. ISRA Courses, april 6-10, 1987.
- RASCHKE E. & BANDEEN W.R., 1970. The radiation balance of the planet earth from radiation measurements of the satellite Nimbus II. *J. Appl. Met.*, 9: 215-238.
- RASCHKE E., GRATZKI A., RIELAND M., 1987. Estimates of global radiation at ground from the reduced data sets of the International Satellite Cloud Climatology Project. *J. Clim.*, 7: 205-213.

RIMOCZI-PAAL A., 1983. Determination of global radiation from satellite pictures and meteorological data. *Solar Energy*, 31: 79-84.

SHERR P.E., 1966. Suggested procedures for operationally integrating meteorological satellite and conventional data for extratropical regions. *J. Appl. Met.*, 5: 64-80.

SMITH W.L., 1966. Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. *J. Appl. Meteor.*, 5: 726-727.

TARPLEY J.D., 1979. Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *J. Appl. Met.*, 18: 1172-1181.

THEKAEKARA M.P., 1976. Solar radiation measurement: techniques and instrumentation. *Solar Energy*, 18: 309-325.

TUZET A., MÖSER W. & RASCHKE E., 1984. Estimating global solar radiation at the surface from METEOSAT data in the Sahel region. *J. Rech. Atmos.*, 18(1): 31-39.

VONDER HAAR T.H. & HANSON K.J., 1969. Absorption of solar radiation in tropical regions. *J. Atmos. Sci.*, 26: 652-655.

VONDER HAAR T.H. & SUOMI V., 1969. Satellite observations of the earth's radiation budget. *Science*, 163: 667-668.

VONDER HAAR T., RASCHKE E., BANDEEN W., PASTERNAK M., 1973. Measurements of solar energy reflected by the earth and atmosphere from meteorological satellites. *Solar Energy*, 14: 175-184.

W.C.P., 1984. Report of an international meeting of experts on satellite systems to measure the earth's radiation budget and climate change signals. Igls, Austria, 29 august- 2 september 1983. WCP - 70, Feb. 1984.

W.C.P., 1984. Cloud analysis algorithm intercomparison. ISCCP. WCP - 73. March 1984.

WENDLING P., 1977. Albedo and reflected radiance of horizontally inhomogeneous clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34: 642-650.

WITLOCK C.H., STAYLOR W.F., DARNELL W.L., CHOU M.D., DEDIEU G., DESCHAMPS P.Y., ELLIS J., GAUTHIER C., FROUIN R., PINKER R.T., LASLO I., ROSSOW W.B., TARPLEY D., 1990. Comparison of surface radiation budget satellite algorithms for downwelled shortwave irradiance with Wisconsin FIRE/SRB surface-truth data. 7th Conference on Atmospheric Radiation, July 23-27, 1990, Sanbko) Francisco, Calif., U.S.A. Publ. by Am. Met. Soc., Boston, Mass., pp. 237-242.

