MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE UNIVERSITE MOULOUD MAMMERI, TIZI-OUZOU



FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET DE L'INFORMATIQUE DEPARTEMENT D'ELECTRONIQUE

Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du Diplôme d'Ingénieur d'Etat en Electronique

Option : Communication

Thème:

Estimation du Rayonnement Solaire par le Traitement d'Images Satellitaires.

Proposé et dirigé par :

Présenté par :

AIT YAHIA YACINE

M^{elle}.BOULIFA.M

Année universitaire 2008/2009

Avant propos

Ce travail a été effectué sous la direction de M^{me} BOULIFA.M au sein du département de génie électrique et informatique, à l'université Mouloud MAMMERI de Tizi Ouzou. Je tiens à remercier le Docteur M^{me} AMEUR pour avoir accepté la présidence de ce jury, ainsi que les autres membres.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à ma Directrice de thèse, M^{me} BOULIFA.M pour son soutient constant, ses critiques et ses remarques

Je reteins aussi à dédier ce travail à mon Père, pour qui je prie Dieu qu'il le bénisse, à ma très chère maman, à mes sœurs (Rosa et toute sa famille, Nacera et toute sa famille, Samia et toute sa famille, Fariza et Meriem), Mes frères aussi (Ouamer, Brahim et Chabane et sa famille), je ne pourrais jamais les remercier assez.

> Je le dédie Aussi à mes amis (Kader, Saidh, Abdenour, Farid, Rebouh...) Et sans oublier Ghenima.

SOMMAIRE

CHAPITRE I: GENERALITES	
I.1. Le rayonnement solaire	3
I.1.1. Introduction	3
I.1.2.Mouvement Terre-Soleil	3
I.1.3.Spectre du rayonnement solaire	4
I.1.4. Propagation du rayonnement solaire dans l'atmosphère	5
I.1.4.1.L'atmosphère	5
I.1.4.2.L'influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire	6
I.2.Le satellite géostationnaire Météosat	8
I.2.1.Le système Météosat	8
I.2.2.Caractéristiques de Météosat	8
I.2.3.Météosat deuxième génération	9
I.2.4.Le format B2 de données Météosat	10
I.3. Présentation de méthodes d'estimation de l'irradiation solaire par le traiteme	nt
d'images	11
I.4.DISCUSSION	16
CHAPITRE II: PRESENTATION ET APPLICATION DU MODELE AN	ALYTIQUE
DE TRANSFERT RADIATIF	
Introduction	17
II.1.Modèle analytique de transfert radiatif	17
II.2.Les images satellitaires de la base de données	19
II.3.Construction d'image référence	20
II.3.1.Méthode du minimum absolu	21
II.3.2.Méthode du minimum qui apparait au moins deux fois	21
II.3.3.Méthode des minima successifs	21
II.4.Sélection d'images en ciel clair	23
II.5.Présentation des données au sol	26
II.6.Rayonnement solaire capté par le satellite	28
II.7.Méthodologie	29
II.7.1.Calcul des paramètres géographiques	31
II.7.2.Calcul du coefficient de diffusion	31
II.7.3.Calcul du coefficient d'absorption	32
II.8.Discussion	33
CHAPITRE III: PRESENTATION DES RESULTATS ET ETUDE COM	PARATIVE
Introduction	34
III.1.Résultats de calcul du coefficient de diffusion	34
III.2.Résultats de calcul du coefficient d'absorption	35
III.3. Résultats de calcul d'albédo	
III.4.Représentation des données au sol et valeurs estimées	
III.5. Validation et comparaison des résultats	
III.6.Interprétation des résultats	46
CONCLUSION	47
ANNEXE	

Introduction

Ce travail porte sur l'estimation du flux global de radiation solaire à partir d'images METEOSAT, prises au-dessus de l'Afrique du Nord. Une bonne connaissance des caractéristiques du rayonnement solaire dans l'espace et dans le temps, requiert l'analyse des séries de donnée acquises sur des sites, en nombre aussi élevé que possible convenablement reparties à la surface de la Terre et à des intervalles de temps suffisamment rapprochés.

La cartographie du rayonnement solaire ainsi définie, présente alors un intérêt certain pour divers domaines tels que l'agriculture, les économies d'énergie, les prévisions météorologiques, l'environnement, la climatologie et l'ingénierie solaire. Cependant, les données qui servent à élaborer une distribution spatio-temporelle du rayonnement solaire, sont acquises à l'heure actuelle dans des conditions qui sont loin d'être idéales. D'où, pour contribuer à la résolution de tel problème, nous traitons dans ce mémoire la question de l'estimation du rayonnement solaire. Jusqu'à maintenant, les atlas solaires étaient abordés en considérant les mesures effectuées au sol dans diverses stations météorologiques. Pour un bon nombre d'entre elles, ces stations sont équipées de toute une panoplie d'appareils destinés à caractériser le rayonnement solaire. Ainsi, la durée d'ensoleillement, ou d'insolation, est déterminée à l'aide d'un héliographe.

Le Territoire National dans la superficie atteint presque 2.400.000km2, est couvert par prés de soixante dix stations météorologiques. La répartition de ces stations est loin d'être homogène, car une grande partie se trouve disséminée dans le nord de l'Algérie. Toutes ces stations sont capables de fournir des données d'insolation à l'échelle horaire, mais peu d'entre elles mesurent l'irradiation solaire. Heureusement que, même lorsque les mesures pyranometriques ne sont pas disponibles, le flux global d'irradiation solaire peut être évalué en faisant appel à diverses méthodes.

En outre, pour connaître les caractéristiques du rayonnement solaire en des sites où des mesures météorologiques sont inexistantes, on peut procéder par interpolation entre stations météorologiques voisines. Mais, cette façon de procéder demeure peu précise et se base sur des hypothèses de répartition zonale du rayonnement solaire, pour obtenir des atlas solaires plus représentatifs d'une région donnée, on peut utiliser les images prises par des satellites météorologiques..

La surface observée par le satellite, couvre généralement tout le disque terrestre. A la différence des mesures effectuées au sol, l'observation par satellite se fait à des instants bien déterminés avec une cadence d'acquisition qui est de 30 minutes. Comme les images satellitaires sont archivées sous forme numérique, elles se prêtent très bien à un traitement par ordinateur. De ce fait, de nombreuses méthodes ont été élaborées pour étudier la couverture

nuageuse au-dessus de la surface terrestre, pour estimer les caractéristiques du rayonnement solaire ou pour évaluer d'autres paramètres météorologiques tels que le taux de précipitation, l'indice d'ennuagement ou albédo du sol.

Les méthodes d'estimation caractéristiques du rayonnement solaire à partir d'images satellitaires peuvent être classées en deux catégories: les modèles basés sur l'équation du transfert radiatif du système Terre-atmosphère et les modèles qui procèdent exclusivement par traitement statistique et qui, pour la plupart, reviennent à élaborer des relations de régression entre des données météorologiques enregistrées au sol et les mesures satellitaires. Pour déterminer la distribution du rayonnement solaire sur quelques régions du territoire national, nous avons mis en œuvre la méthode basée sur le transfert radiatif dans le système Terre-atmosphère tel qu'établi par C.Gautier. Pour ce faire, nous avons jugé utile de présenter les aspects fondamentaux de la météorologie solaire, le satellite géostationnaire Meteosat et les différentes méthodes d'estimation existantes au premier chapitre. Puis nous avons consacré le second chapitre à l'application directe de la méthode de Gautier. Les résultats et la comparaison entre ceux obtenus avec ceux du sol, ont fait l'objet du troisième chapitre et on finit par une conclusion générale.

Chapitre I: Généralités sur l'estimation du rayonnement solaire

INTRODUCTION

Pour traiter convenablement le problème de l'estimation du flux d'irradiation solaire qui arrive au niveau du sol, il convient de procéder à une étude préliminaire de l'origine du rayonnement solaire et de ses caractéristiques. Ainsi, voir les différentes méthodes d'estimation de l'irradiation solaire.

I.1. LE RAYONNEMENT SOLAIRE I-1.1. Introduction

Le Soleil est une étoile – notre étoile – située à environ 150 millions de kilomètres de la Terre. Vu de notre planète, il se présente sous la forme d'un disque assez homogène et apparaît sous un angle d'un peu plus d'un demi-degré. Il faudrait donc 93 000 soleils côte à côte pour occuper l'étendue de la voûte céleste. Son rayon est 109 fois celui de la Terre (soit 696 000 km) et sa masse 333 000 fois celle de notre planète. La Lune est 400 fois plus petite que le Soleil, mais 400 fois plus près de la Terre, ce qui explique la taille apparente similaire des deux astres dans le ciel, ce dont on peut se rendre compte en particulier lors des éclipses de Soleil.

I-1.2. Mouvement TERRE-SOLEIL

On peut décomposer le mouvement de chacun d'eux en mouvement de rotation et mouvement de translation.

a .Mouvement de rotation

La terre tourne autour de son axe de rotation (Pôle Nord, Pôle Sud) dans le sens trigonométrique. L'alternance des jours et des nuits est une manifestation immédiate de ce mouvement. On définit le jour solaire comme étant la durée moyenne entre deux passages consécutifs au méridien d'un lieu, ce jour est divisé en 24 intervalles égaux appelés heures. La rotation de la terre s'effectue avec une période de : Pr = 23h 56mn 04s $\approx 24h$. Sa vitesse linéaire de rotation à l'équateur est ; $Vr \approx 0,465$ Km/s, elle est variable en fonction de latitude L telle que

$$Vr(L) = Vr(Cos(L))$$

Les saisons n'existeraient pas si la terre se tenait droite sur son orbite, mais le fait que son axe de rotation est penché d'un angle $23°27' \approx 23°45'$ avec un mouvement de révolution de la terre, le pôle Nord et le pôle Sud vont pouvoir successivement se dorer à la lumière.

b. Mouvement de translation

Dans l'univers tout est en mouvement. La terre est en rotation sur elle-même puis elle tourne au tour du soleil en Pt = 365jours 5h 48mn 40s \approx 365,25 jours. Elle décrit une orbite elliptique dont le soleil occupe l'un des foyers. Cette orbite est située dans un plan appelé plan de l'écliptique où le soleil est presque au centre. Elle est légèrement aplatie, elle correspond à un cercle de rayon moyen de 150 millions de Kilomètres. La terre tourne avec une vitesse moyenne Vt \approx 29,77Km/s [vitesse maximale en hiver 30,27 Km/s et minimale en été 29,77 Km/s]. Ce mouvement s'effectue dans le sens trigonométrique et provoque le cycle des saisons.

I-1.3. Spectre du rayonnement solaire

Le rayonnement solaire est la lumière qui provient du soleil sous forme d'onde électromagnétique dont 98% d'énergie est comprise entre $\lambda = 0.25 \mu m$ et $\lambda = 4 \mu m$, le reste représente 1% au-dessus et 1% au-dessus de cet intervalle (Fig. 1).

La répartition d'énergie en fonction de la longueur d'onde est:

 Pour 0,25 μm < λ < 0,4μm : c'est le domaine de l'ultraviolet (invisible), il représente 7 %

de l'énergie totale émise par le soleil.

• Pour 0,4 μ m < λ < 0,8 μ m :c'est le domaine du visible, il représente 47,5 % de l'énergie

totale émise par le soleil.

• Pour 0,8 μ m < λ < 4 μ m : c'est le domaine de l'infrarouge (invisible), il représente 45,5 %

de l'énergie totale émise par le soleil.

Le rayonnement solaire est assimilable à celui d'un corps noir à la température T = 2800K dans l'intervalle du spectre [0,25 μ m \rightarrow 4 μ m].

L'énergie rayonnée par le soleil n'est pas uniformément répartie pour toutes les longueurs d'onde, elle passe par un maximum pour une longueur d'onde donnée par la loi de WIEN :

$$\lambda m.T = 2898 \ \mu mK$$
 /

Pour : T = 2800 K $\lambda m \approx 0.5 \mu m$. (T:temperature en kelvin ; λ :longueur d'onde)



Figure (1) : Spectre du rayonnement solaire au sol I-**4.1. L'atmosphère**

La terre est entourée d'un océan d'air. Les météorologistes appellent cet océan d'air l'atmosphère. Les scientifiques l'ont divisée en quatre couches, en utilisant comme l'un des critères la température et la façon dont elle s'élève ou s'abaisse en fonction de la hauteur.

 La troposphère est la couche la plus près de la terre. La troposphère est plus mince que les autres couches. Son épaisseur varie de six à sept kilomètres, au-dessus des pôles Nord et Sud, à 20 kilomètres, dans les tropiques. Normalement, plus on s'élève dans cette couche, plus les températures diminuent, pour atteindre environ -50 °C aux limites extérieures. La troposphère est cette couche qui est responsable du temps qu'il fait.



Figue I-1.montrant la courbe de la température en fonction de l'altitude.

2. La stratosphère se situe à environ 11 à 50 kilomètres au-dessus du sol. Plus on s'élève dans cette couche, plus les températures augmentent, passant d'environ -50 °C, au bas, pour atteindre 0 °C, au sommet. L'ozone, le gaz qui absorbe la plupart des rayons nocifs

ultraviolets du soleil, se trouve dans cette couche. Certains aéronefs volent dans la stratosphère.

3. La mésosphère se situe de 50 à 80 kilomètres au-dessus du sol. Comme dans la troposphère, les températures diminuent à mesure que l'on s'élève, passant d'environ 0°C à -80 °C dans les régions supérieures de la couche.

4. La thermosphère est la couche la plus éloignée de la surface de la terre. Cette couche commence à environ 80 kilomètres au-dessus du sol, où la température est d'environ 0°C. La température passe à environ 2 000 °C aux confins de la thermosphère.

Il existe des zones de transition entre les couches de l'atmosphère. La zone de transition entre la troposphère et la stratosphère s'appelle la tropopause; entre la stratosphère et mésosphère, elle s'appelle la stratopause; et entre la mésosphère et la thermosphère, elle s'appelle la mésopause.

I-4.2. L'influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire

Lors de son passage dans l'atmosphère terrestre, le rayonnement solaire est considérablement atténué. Il n'est donc pas aussi évident de déterminer la valeur du rayonnement solaire à la surface de la Terre que de connaitre celle atteignant une surface horizontale au sommet de l'atmosphère. En effet, le rayonnement solaire piégé par notre planète est en partie "utilisé" lors de transformations photochimiques dans les hautes couches atmosphériques (ozone), en partie absorbé par les gaz atmosphériques (vapeur d'eau, oxygène, gaz carbonique,...), diffusé par les molécules (azote et oxygène), ou diffracter par les gouttelettes nuageuses et aérosols.

Ainsi, l'énergie solaire disponible au sol est le résultat d'une série de transformations détaillées

ci-dessous.

* Absorption atmosphérique

L'absorption par les gaz atmosphériques est dite sélective: elle concerne des bandes de longueur d'onde répartie de façon discrète dans le spectre solaire. L'absorption atmosphérique est due essentiellement à l'ozone (O3), l'oxygène (O2), le gaz carbonique (CO2) et la vapeur d'eau (H2O); Et en moindre partie à l'azote (N2), le monoxyde de carbone (CO), les hydrocarbonés (CH4, C2H4, C2H6, C3H8), les oxydes d'azotes (N2O, NO2, N2O4, N2O5), et les gaz rares. Si l'azote, l'oxygène, le gaz carbonique, les gaz rares et les oxydes d'azote (par ordre décroissant de concentration) sont repartis uniformément dans l'atmosphère, il n'en est

pas de même pour la vapeur d'eau et l'ozone, dont les concentrations varient en fonction du lieu et du moment considérés.

A l'origine de l'absorption, on distingue plusieurs phénomènes physiques, tels que la transition de la molécule d'un niveau d'énergie à un autre, les rotations moléculaires, les transitions électroniques de liaison, ou les vibrations intramoléculaires. Ces processus ne se produisent qu'à certaines longueurs d'onde, l'absorption est donc sélective.

Dans l'ultraviolet: le principal absorbant est l'ozone: il absorbe pratiquement tout le rayonnement

de longueur d'onde inferieure à 3µm. la concentration de l'ozone varie, néanmoins ces variations

n'ont que peu d'influence sur l'intensité du rayonnement solaire au sol.

Dans le domaine des radiations visibles: moins de 1% d'énergie solaire totale est absorbée lorsque le soleil se trouve au zénith. Les molécules responsables de cette faible absorption sont l'ozone et l'oxygène.

Dans l'infrarouge: le rayonnement solaire est absorbé principalement par la **vapeur d'eau** et **le gaz carbonique**, créant des discontinuités sur le spectre solaire dans cette région. L'absorption propre à

La vapeur d'eau représente environ 10%.

Diffusion

L'interaction du rayonnement solaire avec les molécules gazeuses, les particules, les gouttelettes,

Les cristaux et les aérosols entrainent, outre l'absorption et la diffusion.

Physiquement, la molécule agit comme une source d'énergie en renvoyant une partie de l'énergie

Dans différentes directions (dont la direction d'incidence). Cette énergie diffusée par les particules sphériques peut être obtenue en résolvant les équations de MAXWELL en coordonnées polaires sphériques. La solution de cette équation pour une particule de diamètre très inferieur à la longueur d'onde incidente a été trouvée par Rayleigh.

Ainsi, la théorie de Rayleigh est particulièrement utile pour l'étude de la diffusion par les molécules lorsque la taille des particules est due même ordre que la longueur d'onde

incidente, on applique la théorie de Mie, du nom de Gustave Mie qui trouva la solution des équations de Maxwell correspondantes.

I.2.LE SATELLITE GEOSTATIONNAIRE METEOSAT

I-2.1. Le système Meteosat

Dans le cadre de la surveillance météorologique mondiale, cinq agences à travers le monde exploitent les satellites météorologiques. Le système de satellites européens METEOSAT fait partie de se réseau d'observation. Eumetsat assure le maintien de se système Météosat et la disponibilité des données, contribuant ainsi à un système global et offrant de nombreux services aux utilisateurs (prise d'images, dissémination des images numériques, dissémination des images analogiques, relais des images, collecte de données et retransmission, extraction de produits météorologiques, archivage des données).

I-2.2. Caractéristiques de Météosat

Météosat est équipé d'un radiomètre à balayage qui fournit des données dans le visible et le proche infrarouge: de 0.45 à 1.0 μ m, dans une des bandes d'absorption de la vapeur d'eau (infrarouge): de 5.7 à 7.1 μ m, et dans l'infrarouge thermique : de 10.5 à 12.5 μ m.

La résolution spatiale sous-satellite est de 2.5x2.5km pour le canal visible, 5x5km pour les canaux infrarouges. La taille du pixel augmente avec l'angle zénithal: au dessus de l'Europe, la taille du pixel visible couvre une surface de 4 à 6km de coté.

Le satellite balaie la totalité de la surface de la Terre en trente minutes. Le balayage d'une ligne d'Est en Ouest est assuré par la rotation du satellite. Le balayage du sud au nord est assuré par une incrémentation pas à pas de l'inclinaison du télescope par rapport à la Terre. A chaque rotation du satellite, le sous-système de contrôle d'attitude envoie un signal électronique qui a pour effet de faire basculer le télescope d'un angle correspondant à 1.25.10⁻⁴ rad.

Ainsi à chaque rotation du satellite, le télescope balaie une nouvelle ligne de la Terre à quelques 5km plus au nord que la précédente. Pas à pas, le télescope couvre 18° du sud vers le nord, parcourant ainsi en 25 minutes 2500 lignes qui englobent tout le disque terrestre. Le télescope retourne à sa position de départ en 2.5 minutes pendant lesquelles le satellite effectue l'étalonnage de ses canaux infrarouges par référence au rayonnement d'un corps noir. Les 2.5 minutes restantes correspondent à une période de stabilisation destinée à amortir la

nutation induite par le mouvement du télescope avant qu'il ne reprenne le balayage de l'image suivante. Il faut donc en tout une demi-heure pour générer une image dans les trois bandes du spectre. Les données images sont échantillonnées 2500 fois, c'est-à-dire, à chaque fois que le télescope balaie une ligne d'est en ouest. Par conséquent, les images infrarouges et vapeur d'eau contiennent toutes 2500 lignes de 2500 pixels. Du fait de la présence de deux détecteurs visible, le canal visible est échantillonné 5000 fois. L'image visible

comprend donc au total 5000 lignes de 5000 pixels. Les lignes des deux détecteurs sont transmises en alternance. Le traitement d'images Meteosat se fait en deux étapes. Dans un premier temps, les images brutes qui arrivent à la station sol principale de Fucino subissent un traitement préliminaire, correspondant à une mise en format standard, avant d'être transmises au centre de contrôle de la mission (MCC) de Darmstadt. Le prétraitement se termine à Darmstardt, ou les données sont rectifiées pour supprimer les déformations découlant des caractéristiques du radiomètre et du satellite.

La dissémination des images Météosat se fait par prés de 2000 stations d'utilisateurs (recensées en 1995) dans 75 pays. Il existe deux catégories de stations d'utilisateurs qui se servent des images Météosat corrigées au MCC de Darmsdardt. Le premier flux de données disséminées est constitué uniquement de données numériques, il est connu sous le nom de Dissémination d'images haute résolution (HRI). Le second correspond à la dissémination WEFAX, qui contient des images analogiques.

Par ailleurs, Eumetsat contribue au projet international de climatologie des nuages par satellite (ISCCP, Schiffer et Rossow, 1983, 1985), en calculant quelques 80 paramètres de nuages à des intervalles de trois heures, sur une grille de 2.5° de latitude et de longitude. Ce projet, entrepris en soutien des programmes de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et du Programme Mondial de Recherche sur le Climat(WRCP), visé à résumer, à l'échelle du globe, les statistiques de nuages ayant subi un étalonnage croisé, constituées de manière cohérente à partir des données des satellites météorologiques du monde entier. Dans le cadre du projet ISCCP, d'autre produits Meteosat, telles que les images de format B2 sont disponibles. Ce format est expliqué ci-après.

I-2.3. Météosat deuxième génération

En 2002 un premier engin spatial, Météosat Second Génération (MSG), a été lancé. MSG est appelé à générer une imagerie multi spectrale de la surface de la Terre et des systèmes nuageux à un rythme deux fois plus rapide que celui de Météosat ancienne génération, soit, toutes les 15 minutes, en couvrant un nombre beaucoup plus important de canaux de spectre (douze, contre trois pour Météosat ancienne génération). La résolution spatiale de MSG est nettement meilleure, soit 1km pour le canal haute résolution visible et 3km pour les autres. Huit de ces canaux sont situés dans l'infrarouge thermique et fournissent entre autres informations, des données permanentes concernant la température des nuages, de la Terre et de la surface des mers.

I-2.4. Le format B2 de données Météosat

Le format de données ISCCP-B2 (ou "format B2") est dérivé des images Météosat acquises dans les domaines du visible et de l'infrarouge thermique. Le format B2 présente des images de format réduit spatialement et temporellement.

Tout d'abord, un sous-échantillonnage temporel a lieu pour réduire la fréquence des images d'une demi-heure à trois heures. Puis la taille de l'image haute résolution du canal visible est réduite à celles des images infrarouges par un calcul de moyenne spatial, ainsi l'image du canal visible d'un format initial de 5000x5000 pixels de 2.5km de coté au nadir se transforme en une image de 2500x2500 pixels de 5km de coté. En fin, un sous-échantillonnage spatial des canaux visibles et infrarouges réduit finalement la taille des images à 416x416 pixels de 30km de coté. Ce sous-échantillonnage spatial, ou "décimation", se fait en ne gardant qu'un pixel sur 6 dans toutes les directions, la valeur du pixel étant donnée par la valeur radiométrique du pixel sud-est de la fenêtre 6x6. On obtient alors les données de format B2. Les étapes de calcul de moyenne et de sous échantillonnage spatial sont représentées dans la figure (I-2).

5 km



Pixel B2. 30km au nadir

Figure(2). Description du format B2. La première étape, appliquée uniquement sur les images du canal visible, consiste en un calcul d'une moyenne sur une fenêtre 2x2 pour obtenir un pixel de 5 km de coté. La deuxième étape est un sous échantillonnage spatial, ou un seul pixel d'une fenêtre de 6x6 est retenu, soit un pixel sur 36. La valeur du pixel grisé du coin sud-est donnant sa valeur radiométrique Au pixel B2 d'une taille de 30km au nadir.

Le format B2, format réduit, est utile pour des raisons de stockage (place mémoire), car les images fournies par Météosat sont fréquentes et de très grande taille. L'utilisation du format B2 permet de limiter les besoins en ressources informatiques, d'autant plus lorsque les images restent de qualité suffisante pour les besoins de l'étude. Ce format offre un compromis stockage/cout très intéressant pour certains travaux, tels que ceux entrepris dans le cadre d'études climatologiques qui requièrent des données sur de nombreuses années.

I.3. PRESENTATION DES METHODES D'ESTIMATION DE L'IRRADIATION SOLAIRE PAR TRAITEMENT D'IMAGES.

Depuis la mise sur orbite de satellites pour observer le climat qui prévaut à la surface de la Terre, il est devenu possible d'estimer à partir des images prises par de tels satellites, des grandeurs météorologiques telles que le flux global d'irradiation solaire ou le taux de précipitation. Ainsi pour déterminer le flux global d'irradiation solaire au sol, nous disposons maintenant dans la littérature de toute une panoplie de méthodes de traitement d'images. Toutes ces méthodes peuvent être classées en deux groupes, selon qu'elles obéissent à une démarche subjective ou qu'elles soient fondées sur des principes objectives. La table suivante donne une classification des méthodes les plus couramment utilisées dans la littérature. Naturellement, il existe d'autres méthodes qui n'ont pas été citées dans cette table. I.1, car elles peuvent indifféremment être classées dans l'une ou plusieurs des rubriques de cette table.

Approche Subjective	Approche objective					
PEASE(1981	Approche empiriqu	ie	Approche analyt	ique		
) POWELL et	Méthodes statistiques	Méthodes physiques	Méthodes large bande	Méthodes spectrales		
al,(1984)	HANSON(1976) NIMIRA(1980) SHALTOUT et HASSEN(1990) C.PASTRE(1981)	HANSON(1971) TARPLEY(1979) HAY et HANSON(1978)	GAUTIER et MASSE(1980) NIMIRA(1980)	HALPERN(1984) JUSTUS(1984)		

Table I.1. Classification des méthodes de traitement d'images permettant d'estimer le flux de l'irradiation au sol.

- Les approches subjectives : Ces méthodes sont basées sur une interprétation subjective des données satellitaire. Ainsi, la couverture nuageuse peut être évaluée selon le jugement que l'on se fait de celle-ci et ceci à l'aide d'une grille calibrée que l'on place sur les images à étudier. La transparence de l'atmosphère au rayonnement solaire est alors déterminée en se servant des relations statistiques qui relient celle-ci à la couverture nuageuse.
- Les méthodes statistiques : Les modèles de cette catégorie font appel à une multitude de variables indépendantes déduites des données satellitaires à partir desquelles on calcule l'irradiation solaire au sol. Ces variables sont des niveaux de luminances exprimées parfois comme un niveau de gris), l'angle zénithal solaire, la quantité d'eau précipitant et la quantité des nuages existants sur les données satellites, parmi les méthodes statistiques on citera celle élaborées par les chercheurs suivant :
 - Brakke et Kanmasu (1981) ont relié l'irradiation solaire au niveau de gris à l'angle zénithal.
 - Bahm (1981) a utilisé la même approche mais plus tard, il fait intervenir les niveaux de gris et la latitude.
 - Hanson (1976) et de Nimira (1980) ont élaboré un modèle qui met en jeu la relation existante entre l'irradiation solaire et le taux d'ennuagement. Le taux d'ennuagement est déduit de la couverture nuageuse estimé après une nephanalyse des données satellitaires. Ces résultats ont été d'abord appliquées à des données satellitaires typiques des îles se trouvant au large des côtes indiennes dans le but d'avoir une homogénéité des types des nuages et de l'indice d''ennuagement. Ensuite ce modèle a été adapté aux données caractéristiques de l'Afrique.
 - Shaltout et Hassen (1990) ont établi des relations de régression entre la moyenne mensuelle des composantes globales diffuse de l'irradiation solaire et la luminance observée dans les domaines visible, infrarouge et vapeur d'eau. Pour chacune de ces bandes, les relations de régression qui ont été utilisées, sont soit linéaire, soit du deuxième ordre ou du troisième ordre.

- Pastre (1981) a établi un modèle qui se fonde sur le fait que l'indice d'ennuagement défini à partir des niveaux de gris est complémentaire de la fraction d'insolation et que cette dernière peut être utilisée comme prédicteur du rayonnement solaire au sol.
- ✤ Les méthodes physiques : la majorité des algorithmes dans cette catégorie considère les échanges d'énergie sui se produisent lors de la traversée du système atmosphèreterre par le rayonnement solaire. Ces échanges d'énergie sont alors décrits par une équation où intervient principalement le flux d'irradiation solaire Er qui est réfléchie vers l'espace par les couches supérieures de l'atmosphère, la partie E_a du rayonnement solaire absorbée par l'atmosphère, le flux global d'irradiation solaire E mesuré au sol et la valeur hors atmosphère E₀ de ce rayonnement. Cette équation est :

 $E_0-E_r-E_a-E(1-\alpha)=0$

(1-1)

Soient q1=E/E0, la fraction du rayonnement incident transmis par l'atmosphère ;

 $q_a=E_a/E_0$ celle qui est absorbée par l'atmosphère ; $\alpha p=E_r/E_0$, l'albédo planétaire et α l'albédo de la surface terrestre.

En divisant l'équation (1-1) par la valeur de E0on aura la relation suivante:

1 = -----

(1-2)

Les premières études sur les échanges d'energei dans l'atmosphère ont montré que l'albédo planétaire est fortement corrélé à l'irradiation absorbée par le sol.

A partir de cela l'équation sert de base pour de divers modèles physiques.

 Hanson (1971) a développé un modèle basé sur une équation de régression de la forme :

$$A_p = a + b^*q1$$
(1-3)

En comparant celle-ci à l'équation (1-2) on trouve que :

 $A = 1 - q_a$ et $b = -(1-\alpha)$

La constante solaire étant connu, l'albédo est estimé en traitant les niveaux de gris qui composent les images satellitaires. Ensuite la quantité E_a est calculée

en fonction du chemin optique déterminé par l'angle zénithal, de la quantité de vapeur d'eau associée aux précipitations et de l'indice d'ennuagement.

- Ellis et Von Der Haar (1976) ont élaboré une approche dérivé de l'approche de Hanson, mais dont laquelle l'indice d'ennuagement et l'albédo terrestre sont estimés par traitement des données satellitaires, l'albédo planétaire est ensuite calculé en considérant que celle-ci est une fonction linéaire de l'indice d'ennuagement.
- Ramanathan (1986) a remarqué le caractère conservatif de l'absorption atmosphérique. Il a alors établi un modèle qui lie directement la partie du rayonnement solaire absorbée par le sol et celle réfléchi par l'atmosphère vers l'espace. La relation qui en découle est :

$$q1(1-\alpha) = a + b.\alpha p$$

(1-4)

En identifiant cette expression à l'équation (1-2), on voit que les coefficients de régression valent respectivement :

a = (1 - qa) et b = -1

- Les méthodes des bandes d'absorption : le principe de base de ces méthodes est l'équilibre des échanges radiatifs dans le système atmosphère-terre, faisant notamment intervenir l'effet des bandes d'absorption.
 - Gautier et Masse (1980) furent des premiers à développer ce type de raisonnement, qui est comme ce qui suit. Dans une première étape, l'analyse est restreinte à un ciel sans nuage, c'est-à-dire, le rayonnement reçu par le satellite est limité au rayonnement diffusé et le rayonnement absorbé par l'atmosphère et le rayonnement solaire observé au niveau du sol est la somme des composantes directe et diffuse. Dans le cas d'un ciel couvert, les équations précédentes deviennent plus compliqué à formuler ; ainsi l'énergie rayonnée vers le satellite, se compose de trois termes qui représentent respectivement, le rayonnement diffusé de l'atmosphère vers le satellite, l'énergie solaire réfléchie par les nuages vers le satellite et celle traversant les nuages puis réfléchie par l'atmosphère vers le satellite.

- Il existe d'autres approches similaires à celle de Gautier et Masse. Les principales méthodes qu'on peut citer, sont celle de :
 - Delorme et al (1983)
 - Dedieu et al(1983)
 - Pinker et Lazlo (1989)
 - Nimira (1980)
- Les méthodes spectrales : toutes les méthodes reviennent à résoudre l'équation de transfert radiatif qui décrit l'atmosphère lorsque celle-ci est à la fois absorbante et dissipative. Pour cela le spectre de rayonnement qui s'étend de 0.2 à 4µm incluant le visible et infrarouge est subdivisée en plusieurs intervalle spectraux et la partie basse de l'atmosphère est explorée en décomposant celle-ci en une sécession de couches élémentaires qui viennent s'empiler les unes sur les autres en fonction de l'altitude. Une telle analyse est aussi fondée sur l'hypothèse d'une forte anisotropie de la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols et les gouttelettes d'eau formants les nuages. Parmi les méthodes qui font appel à une analyse spectrale, citons celle de :
 - Halpern (1984) a établi un modèle dont lequel le flux d'irradiation solaire observé au sol et celui mesuré au sommet de l'atmosphère sont estimés en considérant 83 intervalles spectraux de la gamme 0.28-2.5µm et 51 couches atmosphériques se superposant à une altitude qui va de 0 à50 km.
 - Raschke et Preuss (1979) ont établi un modèle pour lequel, la gamme 0.2-3.6µm est subdivisée en 87 intervalles spectraux et l'atmosphère est décomposée en 70 couches ayant chacune une épaisseur de 1 km.
 - Pinker et Ewing (1985) ont mis au point un modèle dans lequel le spectre solaire est decomposé en 12 intervalles et l'atmosphère en 3 couches.
 - Pinker et Laszlo (1989) ont décomposé le spectre solaire en 2 intervalles et l'atmosphère en 3 couches.
 - Darnel et al (1988) ont élaboré un modèle dont l'une des particularités est qu'ils suposent que l'irradiation solaire au sol est le produit de la valeur extraterrestre, de la transparence en ciel clair et de la transparence en ciel couvert.

I-4.DISCUSSION

Les diverses approches qui ont été passées en revue, permettent de calculer le rayonnement solaire à a surface de la terre en employant les données satellites. Les méthodes s'étendent des modèles qualitatifs et subjectifs à des modèles spectraux et ceux basés sur le transfert radiatif. Elles peuvent être statistiques ou théoriques.

Certains de ces modèles permettent d'évaluer les données solaires directement à partir des données satellitaires alors que les autres modèles nécessitent la spécification de données supplémentaire comme par exemple la hauteur d'eau précipitable mesurées ou calculées à l'aide d'expressions empiriques. Pour valider les données ainsi estimées, il faudrait les comparer aux données mesurées effectivement au sol.

Chapitre II: Présentation et application du modèle Analytique de Transfert Radiatif

Introduction

La méthode basée sur le transfert radiatif dans le système terre-atmosphère tel qu'établie par C.Gautier, nous semble plus rigoureuse et présente d'excellentes performances en comparaison des autres méthodes. D'où nous avons choisi d'appliquer cette méthode à des images Meteosat de format B2 et ce chapitre sera consacré à l'élaboration de ce modèle et aux résultats obtenus.

II.1. MODELE ANALYTIQUE DE TRANSFERT RADIATIF:

Le modèle de GAUTIER(1980) est l'approche analytique la plus robuste pour l'estimation du flux de rayonnement solaire à partir de données satellitaires. Dans ce modèle, sont explicitement décrits presque tous les processus physiques mis en jeu dans l'atmosphère. Les coefficients d'absorption et de diffusion intervenant lors de la traversée de l'atmosphère par le rayonnement solaire sont pris en considération. Ce modèle est initialement développé pour des images du satellite GOES, ce sont des images prises toutes les heures avec une résolution spatiale très élevée soit prés de 2km à la latitude 45°. Grace à la cadence d'acquisition de ces images, on peut savoir s'il y a des nuages ou pas. Le modèle de GAUTIER est alors formulé de façons différentes dans le cas ciel clair et ciel couvert.

Dans une première étape, l'analyse est restreinte à un ciel sans nuages, c'est-à-dire en ciel clair. Supposant que l'effet des réflexions multiples soit limité au premier ordre et que la dispersion atmosphérique se produise avant l'absorption. Le rayonnement reçu par le satellite se compose de deux termes.

$$SWsat = F_0 \alpha + F_0(1-\alpha)[1-q(u_1)][1-q(u_2)](1-\alpha_1)A$$
(2.1)

 $F_0=I_0\cos\theta$ / F_0 : est le rayonnement solaire hors atmosphère .

 $I_0=1367W/m^2$ / I_0 : constante solaire.

 α : est le coefficient de réflexion dû au rayonnement direct (il dépend de l'angle zénithal θ),

 α_1 : est le coefficient de réflexion dû au rayonnement diffusé (constant car on suppose que la diffusion par la surface terrestre est isotrope.),

 u_1 : est le chemin parcouru par les rayons solaires dans l'atmosphère, lorsqu'ils vont dans le sens Soleil-Terre.

u₂:est trajet accompli par le rayonnement solaire dans le sens Terre-Soleil, lors de la traversée de l'atmosphère.

 $q(u_1)$ et $q(u_2)$ sont les coefficients d'absorption atmosphérique rencontrés au cours des trajets respectifs u_1 et u_2 . A : c'est l'albédo de la surface terrestre.



Figure II.1. Echange radiatif en ciel clair dans le système atmosphere-terr

La première cause de l'atténuation du rayonnement solaire par absorption en l'absence des nuages est la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les effets des aérosols sont également importants mais ne sont pas traités parce qu'ils sont complexes, variable et difficilement identifiés. Paltrige(1975) a donné des expressions analytiques pour déterminer les relations entre les valeurs des coefficients d'absorption par la vapeur d'eau et la hauteur d'eau condensable. Grâce à de telles expériences toutes les grandeurs qui interviennent dans le second membre de l'équation (2.1), peuvent être évaluées, sauf l'albédo de la surface terrestre, tandis que la radiation solaire SW_{sat} peut être directement déduite des mesures effectuées par le satellite.

Alors:

 $A = [SW_{sat}-F_0\alpha] / [F0(1-\alpha)[1-q(u1)][1-q(u2)](1-\alpha1)]$ (2.2) Comme le montre la figure(II.1), le rayonnement solaire observé au niveau du sol est la somme des deux composantes directe et diffuse. Il est alors égal à:

$$SW_{ter} = F_0(1-\alpha)[1-q(u1)](1+A\alpha 1)$$
(2.3)

Dans le cas d'un ciel couvert, les équations précédentes deviennent plus compliquées à formuler. Ainsi l'énergie rayonnée vers le satellite, se compose de trois termes qui représentent respectivement le rayonnement diffusé de l'atmosphère vers le satellite, l'énergie solaire réfléchie par les nuages vers le satellite et celle traversant les nuages, puis réfléchie par la terre.

II.2.Les images satellitaires de la base de données

Les images dont nous disposons ont été prises par le satellite Meteosat-2, pendant la période allant du mois d'aout 1986 jusqu'au mois d'aout 1987, à raison de trois images par jours, c'est-à-dire, à 9h00, 12h00 et à 15h00. Le format de ces images est de 170x150 pixels. Elles sont extraites d'images de format B2 (416x416 pixels) acquises dans le domaine du visible, représentant le Sud de l'Europe et l'Afrique du Nord.les figures (II.2) et (II,3) illustrent les images de notre base de données satellitaires.



Figure (II.2). Image visible collectée par Meteosat-2 le 09/08/1987 à 12h



Figure (II.3). Image visible collectée par Meteosat-2 le 14/08/1986 à 15h

II.3.Construction d'image de référence :

Dans ce qui suit, nous présenterons certaines méthodes qui nous permettront d'élaborer une image sans nuages et de façon qui nous permettra de s'affranchir des effets d'ombres portés par les nuages.[10]

II.3.1.Méthode du minimum absolu:

D'une façon générale, une image sans nuages peut être obtenue avec une série plus ou moins grande d'images dont on ne conserve que les luminances les plus faibles, en chaque point sur une image composite. Il faut savoir que la probabilité d'avoir un point de l'image dégagé de nuages augmente avec le nombre d'images pris en compte. L'image obtenue représente bien la luminance minimale observée sur une série de données temporelle. Le problème dans cette méthode, c'est que, on a constaté la présence d'ombre de nuages.

II.3.2.Méthode du minimum qui apparaît au moins deux fois:

Cette méthode permet à partir d'une séquence d'images brutes d'un mois donné, et d'une heure donnée, de prendre le minimum qui apparaît au moins deux fois, en chaque point de la séquence. Cette méthode permet d'avoir de bons résultats surtout pour l'Afrique du nord, où la probabilité d'avoir un point dégagé de nuages augmente.

II.3.3.Méthode des minima successifs croissants:

Cette méthode consiste à arranger, en chaque point de l'image composite, les comptes numériques du plus faible vers le plus élevé, c'est-à-dire, on prend le même point de notre série d'images, puis on va les mettre dans l'ordre croissant. Ainsi, à partir d'une séquence de 15 images, on aura 15 images des minimums successifs. La première sera, donc, celle du minimum absolu et sur la dernière image, on aura l'image du maximum absolu.

Un traitement supplémentaire est souvent nécessaire pour le choix de l'image minimum, qui va nous permettre d'avoir une image d'albédo de sol sans nuages ni ombres et qui va être nommée image de minimums successifs. Alors le choix est laissé à l'operateur, sachant que généralement la deuxième et la troisième image dans l'ordre croissant des comptes numériques donnent de bons résultats.

D'après les deux images de figure (II.4) et figure (II.5), on constate que sur l'image du deuxième minimum l'effet est peu flagrant, tandis que sur la troisième image du minimum, le phénomène s'annule. Il est important de noter aussi que les deux images sont complètement dégagées de nuages



Figure. II-4.image de rang 2 des minimas successifs, d'une séquence de 12h, prise pendant le mois d'août.



Figure. II-5.image de rang 3 des minimas successifs, d'une séquence de 12h, prise pendant le mois d'août.

II.4.Sélection des images en ciel clair

Avant de commencer tout traitement sur nos images, nous devons nous assurer de la qualité de nos images. En effet, nous avons vérifié si les pixels sont bien représentatifs de la zone étudiée. En particulier, pour Bouzareah et Oran, qui sont les régions étudiées, nous avons contrôlé la valeur du niveau de gris du pixel qui leur est affecté. Nous avons éliminé toutes les valeurs de niveau de gris inferieur à la valeur 16. Cette valeur correspond à la valeur attribuée au niveau de gris de la mer. Ce contrôle a été effectué pour toutes les images de notre banque de données.

Une fois assuré de la qualité de nos données numériques, nous passons à l'application du modèle pour l'estimation du rayonnement solaire au sol. Seul le cas en ciel clair nous intéresse. Il en conclu qu'il faut d'abord trier les images et sélectionner que les images sans nuages.

Pour séparer les images en ciel clair des images en ciel nuageux, on a mis un programme qui compare la valeur du niveau de gris du pixel considéré avec le même pixel de l'image de référence, de même heure, il détecte les images en ciel couvert et pour mieux s'assurer, on a effectué une vérification visuelle, les figures (II.6), (II.7) et (II.8) quelques exemples qui correspond respectivement aux images ciel clair, partiellement couvert, ciel couvert.



Figure. II.6.Image (ciel clair) visible prise par Meteosat le 09/08/1987 à 12h



Figure II.7. Image (ciel partiellement couvert) visible prise par Meteosat le 29/08/1987 à 12h



Figure II.8.Image (ciel couvert) visible prise par Meteosat le 28/08/1987 à 12h

Et cette même image (II.6) représente l'image albédo car elle nous donne directement la réfléctance du sol.

La table suivante indique les types d'images obtenues au cours du mois d'aout 1987 pour les sites de Bouzareah et d'Oran, l'état ciel clair est représenté par 25 images pour Bouzareah et 24 images pour Oran.

		Pixel de Bouzareah		Pixel d'Oran
N0 du jour	Niveau de gris	Type d'images	Niveau de gris	Type d'images
1	80	Ciel clair	60	Ciel clair
2	84	Ciel clair	60	Ciel clair
3	84	Ciel clair	60	Ciel clair
4	84	Ciel clair	64	Ciel clair
5	84	Ciel clair	56	Ciel clair
6	82	Ciel clair	60	Ciel clair
/	84	Ciel clair	60	Ciel clair Ciel stair
8	80		60	
9	84	Ciel clair	64	Ciel clair
10	80	Ciel clair	60	Ciel clair
11	152	Ciel couvert	194	Ciel couvert
12	84	Ciel clair	62	Ciel clair
13	84	Ciel clair	60	Ciel clair
14	78	Ciel clair	122	Ciel partiellement couvert
15	90	Ciel partiellement couvert	70	Ciel clair
16	84	Ciel clair	64	Ciel clair
17	82	Ciel clair	60	Ciel clair
18	84	Ciel clair	64	Ciel clair
19	86	Ciel clair	64	Ciel clair
20	84	Ciel clair	64	Ciel clair
21	84	Ciel clair	64	Ciel clair
22	84	Ciel clair	64	Ciel clair
23	122	Ciel partiellement couvert	62	Ciel clair
24	82	Ciel clair	66	Ciel clair
25	88	Ciel clair	68	Ciel clair
26	190	Ciel couvert	136	Ciel couvert
27	102	Ciel couvert	152	Ciel couvert
28	142	Ciel couvert	120	Ciel couvert
29	76	Ciel clair	88	Ciel partiellement couvert
30	80	Ciel clair	60	Ciel clair
31	74	Ciel clair	82	Ciel partiellement couvert

Table. II.1 valeurs des niveaux de gris des pixels de Bouzareah et d'Oran et type d'image correspondant pour le
mois d'aout 1987 à 12h.

II.5. Présentation des données au sol:

Les données que nous avons utilisé sont les mesures du flux d'irradiation solaire collectées au centre de recherche de Bouzareah dont la latitude est de 38°48 N et la longitude

est de 3°02 E, à la station d'Es Senia d'Oran dont la latitude 35°38 N et longitude 00°36 W. ce sont des données horaires prises entre 6h00 jusqu'à 17h30, pour quelques mois de l'année 1986/87. Les autres données que nous avons cumulées sont des mesures de température T(°C) et d'humidité H(%) fournies par ces stations.

		Températures		Humidités		
	9h00	12h00	15h00	9H00	12H00	15H00
1	30.0	33.7	33.5	25	31	47
2	28.2	31.8	32.0	41	40	47
3	32.1	35.6	35.1	10	22	47
4	24.0	28.0	29.0	72	58	47
5	24.4	27.6	28.8	78	62	75
6	23.0	25.0	26.6	86	70	80
7	23.8	26.6	27.2	46	45	44
8	26.1	29.0	30.8	28	39	48
9	25.9	29.8	32.6	58	60	28
10	22.0	31.0	33.0	47	36	26
11	23.0	27.0	27.0	78	45	56
12	24.6	28.8	27.6	48	52	74
13	27.2	30.7	32.0	66	53	62
14	31.6	35.7	33.2	22	20	52
15	30.5	33.0	32.4	28	46	67
16	28.2	31.8	34.6	64	63	63
17	29.2	31.0	33.6	72	68	66
18	28.4	34.6	32.4	33	20	34
19	26.0	28.6	29.1	66	58	72
20	29.2	27.3	27.1	83	72	80
21	29.0	32.6	32.0	10	10	66
22	28.0	32.6	35.4	20	10	10
23	30.9	34.2	33.6	20	20	28
24	25.5	23.2	22.8	70	72	80
25	24.4	27.8	28.9	72	68	70
26	25.0	27.8	28.9	66	58	40
27	27.5	29.9	29.5	42	38	57
28	27.5	28.6	27.2	46	50	66
29	22.8	25.1	24.1	86	87	90
30	21.2	21.8	22.7	85	80	77

La table (II.2) représente les moyennes horaires de température et d'humidité fournit par la station de Bouzareah.

Table. II. 2. moyennes horaires de températures (°C) et d'humidités, août 1986, station de Bouzareah

Dans ce qui suit, est représenté les mesures des irradiations solaires au sol pour les heures de 9h, 12h et 15h. la figure (II.8), et (II.9) représentent respectivement les irradiances collectées à la station d'Oran en août 1986 et la station Bouzareah pour le même mois.



II.8.mesures au sol, collectées quotidiennement au moi août 1986, à la station d'Oran.



Figure II.9.mesures au sol, collectées quotidiennement au moi août 1986, à la station de Bouzareah.

II.6.Rayonnement solaire capté par le satellite:

Les capteurs embarqués à bord d'un satellite d'observation, tels que Meteosat, mesurent l'énergie réfléchie ou émise par le système terre-atmosphère. Nous sommes alors amené à calibrer ces données en termes de luminance, c'est-à-dire ces mesures retraduisent par des données exprimées en comptes numériques CN.

Le rayonnement solaire atteignant d'un satellite désigné par le terme SW_{sat} de l'équation de Gautier représente l'emittance de la surface visée par le satellite, c'est-à-dire l'énergie que

rayonne cette surface dans tout le demi-espace qu'elle détermine. Or le détecteur ne reçoit l'énergie que dans une seul direction d'émission, c'est-à-dire une luminance.

Nous admettons dans tout ce qui suit que les surfaces observées sont lambertiennes, ce qui nous donne :

$$SW_{sat} = L_{sat}$$
 (2.4)

Où L_{sat} est la luminance atteignant le satellite

Pour calculer L_{sat} , il faut définir la luminance L_{mes} mesurée per le détecteur et la valeur numérique CN enregistrée sur la bande magnétique du canal visible.

Ces deux quantités étant proportionnelles l'une à l'autre, on a:

$$L_{mes} = k^* C N \tag{2.5}$$

Où k est le facteur de calibration.

L_{sat}=f.k.CN

La luminance mesurée s'exprime en fonction de la luminance captée et de la réponse $\tau(\lambda)$ du détecteur, soit

$$L_{\text{mes}} = \int L_{\text{sat}}(\lambda) . \tau(\lambda) . d\lambda$$
(2.6)

On applique sur toutes les longueurs d'ondes, on obtient la luminance globale

$$L_{sat} = \int Lsat(\lambda). d(\lambda) = f. Lmes$$
(2.7)

D'où

$$SW_{sat} = \pi.f.k.CN$$
 (2.9)

(2.8)

Le produit (f.k) a été calculé par Kopke et Kriebel sur des cibles de nature différentes. Il est très différent pour l'eau et les terres, mais le cas de l'eau ne nous intéresse pas, nous utiliserons la valeur obtenue pour les terres, soit 1.3W/m2/stéradian/unité numérique [kopke,P,1983].

II.7.METHODOLOGIE:

La méthodologie adoptée pour la mise en œuvre effective de ce modèle pour estimer le rayonnement solaire au sol à partir des images de format B2, est donnée sous forme d'un algorithme, dont les principales étapes sont:

- Calcul des paramètres géographiques.
- Construction de l'image de référence.
- Sélection des images ciel clair.
- Calcul des paramètres géographiques (coefficient d'absorption, coefficient de diffusion).
- Conversion des comptes numériques en valeurs de luminance.
- Calcul de l'albédo du sol.
- Calcul du rayonnement solaire reçu au sol sur une surface horizontale.



Figure. II-10.organigramme de calcul du rayonnement solaire au sol en ciel clair.

II.7.1.Calcul des paramètres géographiques:

Pour évaluer le rayonnement solaire à partir des images satellitaires en un site donné sur la terre, il est nécessaire de localiser ce site sur l'image. Un point sur la Terre est repéré par ses coordonnées géographiques à savoir sa latitude et sa longitude. Ce même point sur l'image est repéré par ces coordonnées à savoir son numéro de ligne et de colonne. D'où la nécessité de faire une correspondance entre les coordonnées géographiques du pixel et sa position sur l'image.

II.7.2.Calcul du coefficient de diffusion:

Rappelons que les coefficients α et α 1 représentent les réflexions dues à la diffusion de Rayleigh, respectivement vers l'espace et vers le sol et supposons que la diffusion intervienne avant l'absorption par la vapeur d'eau. Les travaux de Coulson ont permis de déterminer les valeurs de ces coefficients pour différentes inclinaisons solaire. La table (II.3) illustre les valeurs de ces coefficients pour différents angles zénithaux.

Angle zénithal	α	α 1
66.4	0.095	0.076
53.1	0.074	0.076
36.1	0.060	0.076
23.1	0.055	0.076
0.0	0.053	0.076

Table. II.3. coefficients de diffusion de l'atmosphère en fonction de l'angle zénithal[Coulson, 1959].

On remarque sur cette table que le coefficient de réflexion α qui affecte le rayonnement directe dépend de l'angle zénithal, alors que le coefficient de réflexion α 1 qui influence le rayonnement réfléchie par le sol est indépendant de cet angle. Nous faisons donc l'hypothèse de l'indépendance du rayonnement réfléchi avec la direction, c'est-à-dire, l'isotropie du rayonnement. Le coefficient de diffusion α varie exponentiellement avec l'angle zénithal. Compte tenu des valeurs de α , indiquées dans la table II.4, ce coefficient s'écrit:

$$\alpha = 0.05^{*} \exp(-5.81^{*} \cos\theta) \tag{2.10}$$

II.7.3.Calcul du coefficient d'absorption:

Comme nous l'avons vu précédemment, les coefficients q(u1) et q(u2) caractérisent l'absorption par la vapeur d'eau, intégrée sur tout le spectre solaire. Pour calculer ces coefficients, nous avons utilisé les relations analytiques, établies par Paltrige en 1973, à partir des courbes expérimentales de Yamatoto(1962). Ces relations permettent d'exprimer le coefficient d'absorption en fonction de l'épaisseur d'eau condensable. On a donc:

$$q(u) = 0.009.u^{0.34} \tag{2.11}$$

pour u > 0.5 cm

$$q(u) = 0.14.u^{0.44}$$
(2.12)

pour $u \leq 0.5$ cm.

L'épaisseur d'eau condensable u peut être exprimée en fonction de l'épaisseur d'eau condensable u_0 , le long du trajet vertical (angle zénithal = 0°) et du rapport m de la couche traversée à la couche verticale d'atmosphère. U et u_0 étant exprimées en cm, on obtient alors:

u = u0*m (2.13) Dans cette expression, m représente la masse d'air dans la direction sol-satellite ou espace-sol suivant le trajet considéré. Dans le cas du rayonnement solaire incident, la masse d'air m se calcule facilement si on néglige la courbure de la Terre. On obtient alors:

$$m = 1/\cos\theta \tag{2.14}$$

Où θ est l'angle zénithal.

La hauteur d'eau condensable dans le sens vertical u_0 est calculée à l'aide de l'équation de Lekner [Iqbal.M,1983]. Cette équation s'écrit:

$$u_0 = 0.493.H_r.P_s/T$$
 (2.15)

(2.16)

avec $P_s = \exp(26.23-5416/T)$

Où H_r est l'humidité relative en % et, T:la température ambiante en Kelvin.

II.8.DISCUSSION:

La suite des opérations à mener consiste à donner les paramètres du modèle analytique tels que les coefficients atmosphériques mis en jeu, l'albédo de la surface terrestre et le rayonnement solaire arrivant au sol.

Et bien sur pour apprécier la validité de nos résultats nous devons les comparer aux données solaires collectées au sol par un pyranomètre aux mêmes instants.

Dans le prochain chapitre, on expliquera comment ces résultats ont été validés, en procédant par une étude comparative entre les mesures au sol et les résultats estimés.

Chapitre III: Présentation des résultats et Etude comparative

Introduction

Dans ce qui suit, nous présentons les résultats obtenus pour l'estimation du rayonnement solaire, par l'application du modèle analytique présenté précédemment. Et pour la validation de nos résultats, il est nécessaire de les comparer aux mesures effectuées au sol par un pyranomètre.

3-1.Résultats de calcul du coefficient de diffusion:

En suivant les équations vues précédemment, nous avons calculé le coefficient α pour les sites de Bouzareah et Oran à l'aide de la relation (2-10). Les courbes des figures (3-1) et (3-2) illustrent respectivement l'évolution du coefficient de diffusion que nous avons obtenu pour le site de Bouzareah pendant les mois d'août 1986 et janvier 1987.



Figure.3-1.Coefficient de diffusion obtenu pour le site se Bouzareah, en août 1986 à 12



Figure.3-2.coefficient de diffusion obtenu pour le site de Bouzareah, en janvier 1987 à 12h.

3-2.Résultats de calcul du coefficient d'absorption:

Après avoir calculé la masse d'air, puis les coefficients d'absorption, nous avons obtenu les courbes des figures (3-3) et (3-4), qui décrivent les variations du coefficient d'absorption pour le site de Bouzareah, pour les mois d'août 1986 et janvier 1987.



Figure.3-

3.coefficient d'absorption obtenu pour le site de Bouzareah, en janvier 1987 à 12h



Figure.3-4.coefficient d'absorption obtenu pour le site de Bouzareah, en août 1986 à 12h

3-3.Résultats de calcul d'albédo du sol:

L'albédo de la surface terrestre étant le rapport de la quantité d'énergie réfléchie sur la quantité d'énergie incidente, on peut déterminer celui-ci à partir d'images de référence.

La table (3-1) donne les valeurs d'albédo pour les pixels représentatifs de Bouzareah et d'Oran, ces valeurs ont été déterminées pour de différent mois de l'année 1986/87, pour l'heure de midi.

	Juin-86	Août-86	Dec-86	Jan-87	Mai-87
Bouzareah(12h)	0.041	0.039	0.23	0.191	0.037
Oran(12h)	0.042	0.04	0.23	0.196	0.038

Table, 3-1. Albédo de la surface terrestre éstimée pour les sites de Bouzareah et Oran.

3-4. Représentation des données au sol et valeurs estimées:

Les figures (3-5) et (3-6) représentent les données au sol mesurées à l'aide d'un pyranomètre kipp-zonen, aux stations de Bouzareah et D'Oran pour le mois d'août 1986 à 9h, 12h et 15h.



Figure.3-5.des irradiances au sol à l'aide d'un pyranometre au site de Bouzareah, au mois d'août 1986 à 09h, 12h et 15h.



Figure.3-6.des irradiances au sol à l'aide d'un pyranometre au site d'Oran, au mois d'août 1986 à 09h, 12h et 15h.

On voit sur les figures (3-5) et (3-6) que, pour 09 heures, l'irradiance varie entre $500(\text{wh/m}^2)$ et $600(\text{wh/m}^2)$, pour 12 heures, elle varie entre $800(\text{wh/m}^2)$ et $1000(\text{wh/m}^2)$ et pour 15 heures, elle varie entre $500(\text{wh/m}^2)$ et $700(\text{wh/m}^2)$. Pour les pics, qu'on remarque sur ces courbes, qui sont dirigés vers le bas nous renseignent sur les journées ciel couvert.

Les figures (3-7) et (3-8) représentent les données au sol mesurées à l'aide d'un pyranomètre kipp-zonen, aux stations de Bouzareah et D'Oran pour le mois de janvier 1987 à 9h, 12h et 15h.



Figure.3-7.des irradiances au sol à l'aide d'un pyranometre au site de Bouzareah, au mois de janvier 1987 à 09h, 12h et 15h.



Figure.3-8.des irradiances au sol à l'aide d'un pyranometre au site d'Oran, au mois de janvier 1987 à 09h, 12h et 15h.

On voit sur les figures (3-7) et (3-8) que, pour 09 heures, l'irradiance varie entre $100(wh/m^2)$ et $200(wh/m^2)$, pour 12 heures, elle varie entre $400(wh/m^2)$ et $600(wh/m^2)$ et pour 15 heures, elle varie entre $300(wh/m^2)$ et $400(wh/m^2)$.

3-5. Validation et comparaison des résultats:

Afin d'authentifier les données mesurées à l'aide d'un pyranomètre et celles estimées à partir des images numériques et les comparer, nous avons construit le nuage de points regroupant les radiances estimées à l'aide du modèle analytique et celles issues de la mesure. Puis nous avons déterminé la droite de régression par la technique des moindres carrés.

Pour le mois d'août 1986 à Bouzareah, la table (3-2) représente les valeurs estimées et mesurées pour les différentes heures (9h,12h et 15h), puis la figure (3-9) qui est le nuage de points formé du couple des radiances estimées et mesurées, ainsi que la droite de régression qui s'ajuste à ce nuage de points.

	09 heures		12 heures		15 heures	
	Estimées	Mesurées	Estimées	Mesurées	Estimées	Mesurées
1	722,4	549	890,5	900	989,4	699
2	716,7	540	883,8	855	979,5	701
3	Ciel couvert	552	Ciel couvert	863	999,5	664
4	Ciel couvert	301	877,7	591	967	590
5	710,9	523	876,8	891	962	328
6	Ciel couvert	294	879,7	976	962	498
7	732,3	924	901,2	953	981	633
8	734,3	598	903,4	918	980	737
9	712,3	426	878,4	839	950	581
10	736	546	Ciel couvert	836	975	466
11	737,7	509	Ciel couvert	285	Ciel couvert	227
12	Ciel couvert	317	896,2	940	Ciel couvert	297
13	Ciel couvert	305	Ciel couvert	874	948	586
14	757,2	526	930,7	808	985	640
15	Ciel couvert	516	896,3	876	945	652
16	714,9	509	882,9	849	927	859
17	714,6	439	Ciel couvert	880	922	653
18	766,6	534	943	871	979	689
19	734,3	59633	906,5	879	937	677
20	728,3	482	900,2	897	926	683
21	800,9	499	983,8	877	1006	670

22	802,7	517	986,5	857	1003	657
23	776,6	522	Ciel couvert	870	969	663
24	747,9	549	925,1	904	931	696
25	738,7	583	915,2	878	916	709
26	749,1	570	927,8	886	923	703
27	766,1	544	948	898	938	704
28	758,1	533	939,6	861	924	673
29	740,8	508	Ciel couvert	161	Ciel couvert	92
30	Ciel couvert	113	Ciel couvert	283	914	665
31	Ciel couvert	360	Ciel couvert	275	907	515

Table.3-2.Comparaison des radiances estimées et mesurées au sol à 9h, 12h et à 15h, au mois d'août 1986 au site de Bouzareah.

ce mois

d'aout 1986 a Bouzarean (9n, 12net 15n), qui egales : r=0.5 (coefficient de correlation) et $d=r^2=0.25$ (coefficient de détermination).



Figure.3-9.Comparaison des radiances estimées et mesurées, à 9h, 12h et 15h au mois d'août 1986 au site de Bouzareah

Pour le mois de janvier 1987 à Oran, la table (3-3) représente les valeurs estimées et mesurées pour les différentes heures (9h,12h et 15h), puis la figure (3-10) qui est le nuage de

points formé du couple des radiances estimées et mesurées, ainsi que la droite de régression qui s'ajuste à ce nuage de points.

	09 heures		12 heures		15 heures	
	Estimées	Mesurées	Estimées	Mesurées	Estimées	Mesurées
1	548	350	586	530	382	219
2	553	336	591	530	Ciel couvert	169
3	Ciel couvert	138	584	477	382	202
4	543	333	580	316	380	205
5	555	344	591	547	390	225
6	549	333	585	527	387	219
7	559	341	595	511	395	244
8	552	277	587	511	391	211
9	557	300	593	394	Ciel couvert	155
10	Ciel couvert	66	587	525	392	213
11	552	269	586	572	394	244
12	555	363	589	344	397	202
13	548	152	Ciel couvert	277	Ciel couvert	44
14	560	244	594	375	404	238
15	Ciel couvert	41	Ciel couvert	61	Ciel couvert	11
16	545	336	578	408	Ciel couvert	111
17	Ciel couvert	91	Ciel couvert	361	Ciel couvert	183
18	540	361	572	569	393	238
19	554	372	587	586	405	261
20	549	366	581	613	Ciel couvert	188
21	Ciel couvert	161	578	522	402	222
22	549	347	Ciel couvert	338	Ciel couvert	172
23	542	341	573	538	401	244
24	544	236	575	541	Ciel couvert	194
25	540	366	571	563	Ciel couvert	150
26	Ciel couvert	138	Ciel couvert	272	Ciel couvert	100
27	537	180	567	425	Ciel couvert	125
28	547	177	577	333	Ciel couvert	130
29	553	447	584	630	Ciel couvert	169
30	532	194	Ciel couvert	155	404	219
31	Ciel couvert	136	Ciel couvert	194	Ciel couvert	152

Table.3-3.Comparaison des radiances estimées et mesurées au sol à 9h, 12h et à 15h, au mois de janvier 1987 au site d'Oran On a calculé le coefficient de corrélation et le coefficient de détermination pour ce mois de janvier 1987 à Oran (9h, 12h et 15h), qui égales : r=0.62 (coefficient de corrélation) et $d=r^2=0.39$ (coefficient de détermination).



Figure.3-10.Comparaison des radiances estimées et mesurées, à 9h, 12h et 15h au mois de janvier 1987 au site d'Oran

Pour le mois d'août 1986 et janvier 1987 à 12 heures, au site de Bouzareah, la table (3-4) représente les valeurs estimées et mesurées, puis la figure (3-11) qui est le nuage de points formé du couple des radiances estimées et mesurées, ainsi que la droite de régression qui s'ajuste à ce nuage de points.

	Août 1986 à 12 heures		Janvier 1987 à 12 heures		
	Estimées	Mesurées	Estimées	Mesurées	
1	890,5	900	590	500	
2	883,8	855	595,6	490	
3		863	588,9	316	
4	877,7	591	Ciel couvert	0	
5	876,8	891	596,7	502	
6	879,7	976	591	518	
7	901,2	953	Ciel couvert	131	
8	903,4	918	593,6	466	
9	878,4	839	Ciel couvert	245	
10		836	593,2	464	
11		285	Ciel couvert	202	
12	896,2	940	Ciel couvert	376	
13		874	Ciel couvert	282	
14	930,7	808	Ciel couvert	292	
15	896,3	876	571,7	402	
16	882,9	849	Ciel couvert	296	
17		880	587,7	464	
18	943	871	580,8	440	
19	906,5	879	Ciel couvert	198	
20	900,2	897	590,2	484	
21	983,8	877	587,1	356	
22	986,5	857	589,9	524	
23		870	582,6	514	
24	925,1	904	585,4	492	
25	915,2	878	581	532	
26	927,8	886	Ciel couvert	292	
27	948	898	577,6	324	
28	939,6	861	Ciel couvert	108	
29		161	594,8	390	
30		283	573,2	408	
31		275	Ciel couvert		

Table.3-4.Comparaison des radiances estimées et mesurées, à 12h au mois d'août 1986 et mois de janvier 1987 au site de Bouzareah.

On a calculé le coefficient de corrélation et le coefficient de détermination pour les mois d'août 1986 et janvier à 12heures, qui égales : r=0.94 (coefficient de corrélation) et $d=r^2=0.89$ (coefficient de détermination).



Figure.3-11.Comparaison des radiances estimées et mesurées, à 12h au mois d'août 1986 et le mois de janvier 1987 au site de Bouzareah.

Pour les mois de janvier, février, avril, mais, juin, juillet et août à 12 heures, au site de Bouzareah, la figure (3-12) représente les valeurs estimées et mesurées, puis la figure (3-13) qui est le nuage de points formé du couple des radiances estimées et mesurées, ainsi que la droite de régression qui s'ajuste à ce nuage de points.



Figure.3-12.valeurs estimées et mesurées, des sept mois, à 12h au site de Bouzareah.

On a calculé le coefficient de corrélation et le coefficient de détermination pour les mois d'août 1986 et janvier à 12heures, qui égales : r=0.66 (coefficient de corrélation) et $d=r^2=0.43$ (coefficient de détermination).



Figure.3-13.Comparaison des radiances estimées et mesurées, des sept mois, à 12h au site de Bouzareah Le coefficient de corrélation et de détermination nous renseignent sur la relation entre les valeurs mesurées et estimées, plus ils augmentent et approchent de 1 c'est mieux.

3-6.Interprétation des résultats

Les résultats évaluer au cours de notre travail représentent des radiances estimées par le modèle analytique. Les valeurs estimées à midi, partir des images Meteosat de format B2, sont d'ecartype qui vaut 186W/m² et pour les radiances estimées aux autres horaires sont d'un écartype plus important. Par exemple, si on voit les résultats obtenus pour le mois d'août à 9h, 12h et 15h, figure (3-9), on constate que les radiances estimées et celles mesurées sont liées avec un coefficient de corrélation de 0.5 et un coefficient de détermination de 0.25. Mais par contre, remarquant les résultats de janvier et août à midi, uniquement, on a un coefficient de corrélation qui atteint 0.94 et 0.89 pour le coefficient de détermination.

En résumé, nos résultats sont satisfaisants pour les valeurs de midi, pour la majorité des mois, mais pour les autres horaires, on remarque d'importants écarts entre les radiances estimées et les valeurs mesurées.

Ces écarts s'expliquent, d'une part, de la faible résolution des images et d'autre part, par la cadence d'acquisition des images qui est trop petite.

En effet, rappelant qu'un pixel d'une image Meteosat de format B2 occupe une surface de 36 km² et que ces images sont prises chaque jour toutes les trois heures. Or, pendant un laps de temps de trois heures, l'atmosphère passe par plusieurs états, donc nous ignorons ce qui se passe pendant cette période et les irradiances ne peuvent pas être reproduites.

Aussi, rappelant que pour les valeurs estimées sont des radiances et que pour les valeurs mesurées sont des irradiances. Pour les radiances, c'est l'énergie reçue à un moment précis, par contre pour les irradiances, c'est un cumule d'énergie pendant toute une heure, et que pendant une heure, on peut passer d'un ciel clair à un ciel couvert, ou l'inverse.

En outre, dans les équations utilisées dans ce modèle, y a des paramètres qui sont négligés, citons par exemple, l'effet des aérosols qui n'est pas pris en considération, car même la négligence de ces paramètre influence sur les résultats.

Finalement, on peut dire que cette méthode reste applicable pour les heures de 12h mais elle doit être améliorée pour les heures de 09h et 15h.

Conclusion

L'approche que nous avons développée au cours de notre travail a permis d'estimer le flux global d'irradiation solaire, cette approche est le modèle analytique faisant intervenir l'équation de transfert radiatif.

A partir des images Meteosat de format B2 collectées en ciel clair dans le canal visible, nous avons obtenu des résultats satisfaisants pour certains horaires et mois. En outre, quand on compare les mesures au sol avec les valeurs estimées, effectuées aux mêmes instants, on trouve qu'elles sont liées avec un coefficient de corrélation qui atteint 0.9 pour certains mois.

Cependant, les écarts importants entre les valeurs estimées et les mesures au sol observées dans les autres cas sont plus importants, l'erreur a varié de 10% à 50%, ce pourcentage élevé de l'erreur s'explique, en premier lieu, les images sont de faibles résolution, en second lieu, l'insuffisance de la cadence de prise d'images.

En effet, la résolution des images B2 est de 36km² /pixel, ceci implique alors que des situations de ciel couvert soient intégrées avec des situations de ciel clair dans le même pixel. De plus, ces images étant produites toutes les trois heures, elles donnent peu d'information sur l'évolution de la couverture nuageuse ou du trouble atmosphérique pendant ce laps de temps. Aussi, les données extraites des images satellitaires sont des radiances alors que celles mesurées au sol sont des irradiances. Or, avec un intervalle d'une heure entre les images de notre banque de données, on ne peut pas savoir les variations de radiances pendant ce laps de temps.

Malgré toutes ces difficultés, on a pu quand même obtenir des résultats satisfaisant tout au moins pour certaines heures et certains mois et il reste à voir comment améliorer ces résultats et diminuer le pourcentage d'erreur là ou c'est important, pour que cette méthode soit applicable le long de l'année. Car cette perspective est très intéressante en matière d'exploitation de l'énergie solaire.

Comme les images que nous avons utilisées, ont été collectées par un satellite Meteosat de l'ancienne génération, il serait intéressant de poursuivre cette recherche avec des images Meteosat nouvelle génération. L'intérêt de ce type de données est qu'elles sont produites tous les quarts d'heure, dans ce cas, il faudrait aussi disposer de données au sol prises aux mêmes instants.

Références

[1]: Attaf . Y : Estimation de l'irradiaton solaire globale par imagerie satellitaire Meteosat, thèse de magister en automatique industrielle, université de Mouloud MAMMERI, Tizi ouzou, Algerie, 1998.

[2]: Pierre.B et Jean.O: Le rayonnement solaire et sa composante ultraviolette, physique atmosphérique, Météo-France, centre d'exploitation de la météorologie

[3]: RIGOLLIER C., 2000 : Vers un accès à une climatologie du rayonnement solaire :

Estimation de l'irradiation globale à partir d'images satellitaires, Thèse de Doctorat,

Université de Nice.

[5]: HUARD.F: Utilisation de Meteosat et de méthodes statistiques pour le contrôle des données de rayonnement global, INRA. Annales de l'Association Internationale de Climatologie, vol 2, 2005.

[6]: CABOT.F : Estimation de l'albédo de surface à l'echelle globale, à l'aide de mesures satellitaires. Thèse présentée pour obtenir le grade Docteur de l'université d'Orsay-Paris Sud.

[7]: Coulson, K.L: Caracteristics of the radiation emerging from the top of a Raleigh atmosphère, land 2, planet Space Sci.vol1, 256-284, 1959.

[8]: Iqbal.M: An introduction to solar radiation. Academic Press, New York, 1993.

[9]: Paltrige, G.W: Direct measurement of water vapor absorption of solar radiation in free atmosphere. J.Atmos.sci, vol30, 156-160, 1973.

[10]: Drif.N, Segmentation d'image Météosat en ciel calir en vue de la construction d'une image de référence. Thèse pour l'obtention du diplome Magister en éléctronique, option: Télédetection, UMMTO.
[11]: Kopke.P,: Calibration of the vis-channel of Meteosat-2m Advances in space research vol 2. n06m pp.93-96, 1983.

[12]: BOULIFA.M, Estimation du rayonnement solaire par le traitement d'images satellitaires. Thèse pour l'obtention du diplôme de Magister en Electronique, Option Télédetection. Université de Mouloud MAMMERI.
[13]: Gautier.C, G.Diak, and S.Masse: A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data, journal of applied meteorology, vol 19, pp1005-1012, 1980.
[14]: Cautier C : Massengle insolation variability derived from catallite data, investo de from Constant.

[14]: Gautier.C : Mesoscale insolation variability derived from satellite data, journal of applied meteorology. Vol 21, pp56-58, 1982.

[15]: Pastre .C: développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire global à partir des données Meteosat.Meteorology Vle Ser 24, pp5-15, 1981.

[16]: Yamatoto.G: Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxideand molecular oxygen. J.Atmos,sci. vol 19, 182-188, 1962.

[17]Doniaux.R: *Estimation of solar radiation in the countries where measured data are note available*. Institut Royal Météorologique de Belgique. Miscellanea serie c-n°23

[18]Ait Boudaoud.Y.et Belabesse.N.: *Détermination des caractéristiques du rayonnement solaire à Bouzareah*, mémoire de fin d'étude, Ingénieur d'état en électronique. Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene, Algérie 1997.

[19]Hay.J.E. Satellite based estimates of solar irradiance at the earth's surface. Modelling approaches, Renewable Energie vol3.n_4/5 .pp 381-393, 1993.

Annexe

Généralités sur l'étude du rayonnement solaire (rappels et définitions)

La connaissance de la position du soleil dans le ciel à tout instant et en tout lieu et nécessaire pour l'étude de l'énergie interceptée. Les heures du levé et du couché ainsi que la trajectoire du soleil dans le ciel au cours d'une journée permettent d'évaluer plusieurs grandeurs astronomiques telles que la durée maximale d'insolation, l'irradiation hors atmosphère.

Nous allons définir certaines grandeurs solaires qui nous seraient utiles à savoir:

- Les grandeurs astronomiques
- L'irradiation hors atmosphère

Grandeurs pour le repérage d'un site à la surface terrestre

Pour repérer un site donné S à la surface terrestre, on définit deux grandeurs angulaires: la latitude L et la longitude ϕ .

L:est la distance angulaire du site par rapport au plan de l'équateur.

φ: est l'angle du plan méridien du site S et du plan méridien origine de Greenwich.

La trajectoire de la terre

La terre subit deux types de déplacement : la révolution de la terre autour du soleil (ellipse ayant pour foyer le soleil) et la rotation de la terre sur elle-même autour de l'axe des pôles, le plan équatorial étant incliné à 23°27 sur le plan de l'écliptique.

• Déclinaison du soleil δ

Le mouvement de rotation de la terre autour du soleil nous amène à définir la déclinaison du soleil. C'est l'angle formé par la direction du soleil et le plan équatorial terrestre. Elle varie de façon sinusoïdale au cours de l'année entre -32°27 et +23°27, pour être nulle aux équinoxes. Plusieurs formules permettent d'approcher de façon suffisamment précise la variation de la déclinaison au cours de l'année.

$$\delta = 23.45 \sin \left[360(j + 284)/265 \right]$$
 (A-1)

 δ : est exprimé en degrés.

• Le temps

Le mouvement de la terre sur elle-même définit la notion de jour en faisant succéder des périodes d'ombre et de lumière. Une rotation complète s'effectue en 24 heures et amène ainsi la définition du temps, puisque chaque heure correspond à un écart angulaire de 15°.

Le temps universel (TU, anciennement GMT) est le temps solaire moyen du méridien de Greenwich, pour en déduire le temps légal ou local (TL), il convient d'ajouter au temps universel le décalage du faisceau horaire

$$TL=TU + décalage$$
 (A-2)

Le temps solaire moyen (TSM) se déduit de l'équation suivante:

 $TSM=TU+\phi/15 \tag{A-3}$

Avec TSM est en heure.

Ou φ est la longitude en degrés (φ >0 si à l'Est du méridien de Greenwich, sinon <0)

Enfin, les variations saisonnières, dues au fait que la terre décrit une ellipse autour du soleil, amène à distinguer le temps solaire vrai (TSV). Le temps solaire vrai est lié au temps solaire moyen (TSM) par l'équation du temps (Δt) et en diffère que de 16.5 minutes au maximum.

$$TSV = TSM + \Delta t \tag{A-4}$$

Avec TSV est en heure

A la notion de temps vrai, se rattache celle d'**angle horaire du soleil** ω , qui est l'arc de la trajectoire solaire compris entre le soleil et le plan méridien du lieu. En 24 heures, l'angle horaire décrit par le soleil est de 360°. Celui-ci augmente donc de 15° par heure. La valeur 0° de l'angle horaire est donnée au passage du soleil dans le plan méridien, il est compté négativement avant midi TSV et positivement après. Pour une longitude φ donnée, il existe une correspondance directe entre le temps vrai et l'angle horaire du soleil:

$$\omega = 15(TSV-12) = 15(TU+\phi/15+\Delta t-12)$$
(A-5)

La trajectoire apparente du soleil

A tout instant, il est possible de déterminer la position du soleil dans la voûte céleste, en fonction de sa déclinaison, de son angle horaire et de sa géométrie.

La géométrie du soleil est définie par deux angles: sa hauteur angulaire au dessus de l'horizon et son azimut géographique.

La hauteur angulaire du soleil γ_s est l'angle formé par le plan horizontal au lieu d'observation et la direction du soleil. La hauteur angulaire du soleil peut varier de 0° lorsque le soleil est sur l'horizon et 90° lorsque le soleil est au zénith. L'angle complémentaire de la hauteur du soleil définit l'angle zénithal du soleil θ.

La hauteur angulaire du soleil est souvent abrégée par "la hauteur du soleil", et elle est donnée par l'expression suivante:

Sinγs=sinL sinδ+cosL cosδ cosω (A-6)

Ou L: est la latitude du lieu

δ: est la déclinaison du soleil

ω: est l'angle horaire du soleil

L'azimut du soleil Φ est l'angle compris entre le méridien du lieu etle plan vertical passant par le soleil. L'origine 0° des azimuts correspond à la direction Sud dans l'hémisphère Nord et la direction Nord dans l'hémisphère Sud. Les azimuts sont comptés positivement vers l'Ouest et négativement vers l'Est.

L'azimut du soleil est donné par la relation suivante:

 $\tan\Phi = \sin\omega / (\sin L \cos\omega - \cos L \tan \delta)$ (A-7)

Irradiation solaire hors atmosphère

La constante solaire: on appelle constante solaire I0 le flux énergétique reçu par une surface d'un mètre carré, normale aux rayons solaires, situés en dehors de l'atmosphère et à une distance moyenne séparant la terre du soleil. Elle était le sujet de nombreux travaux pendant une longue période. Des progrès ont été accomplis pour définir une valeur précise de cette constante. La valeur retenue actuellement est une moyenne sur plusieurs valeurs obtenues par différentes techniques:

$I0=1367\pm1.6 \text{ W/m2}$

C'est cette valeur que nous avons adopté dans notre travail.

Cependant, cette constante solaire varie au cours de l'année à cause de la trajectoire elliptique de la terre autour du soleil. La correction à lui apporter se traduit par l'équation suivante:

$$Ioc = 1367[1 + 0.034cos(0.986(j-3))]$$
(A-8)

Où Ioc est la valeur corrigée exprimée en W/m2, j représente le numéro du jour de l'année à compter du 1^{er} janvier.

Flux solaire: le flux solaire d'un plan horizontal en dehors de l'atmosphère, pour un site et une hauteur angulaire x données est définit comme du flux normal sur ce plan horizontal.

$I_{oh} = I_{oc} sin(\gamma_s) dt$

 $Sin(\gamma_s)$ est donné par l'équation (A-6)

II. Généralités sur l'extinction atmosphérique

Lors de la traversée de l'atmosphère, l'éclairement solaire est atténué par absorption et diffusion par les molécules gazeuses, la vapeur d'eau et les particules solides ou liquides atmosphériques appelées aérosols. Cette atténuation est fonction du nombre, de taille et de nature des molécules et des particules rencontrées. Elle varie aussi avec la longueur de la trajectoire des rayons solaires à travers l'atmosphère. La longueur de cette trajectoire est caractérisée par la masse d'air atmosphérique m appelé "masse d'air optique".

II.1.notion de masse atmosphérique

Pour une atmosphère stratifiée horizontalement, la masse atmosphérique m est définie par le rapport de la longueur h de trajectoire du rayon solaire à l'épaisseur moyenne h0 de l'atmosphère au dessus de la mer.

Or

$$-=\sin(\gamma s)$$
 et $-=-$

Avec P est la pression réelle du lieu mesurée en mbar, et P0 est la pression au niveau de la mer (1013 mbars)

La masse atmosphérique est donnée par

$$m = (1 - 0.1z) / sin(\gamma_s)$$
 (A-10)

z est la latitude du lieu considéré en km.

Cette expression de la masse d'air optique m n'est pas utilisable pour les petites valeurs de l'angle γ_s car la courbure de la terre n'est négligeable. Elle est acceptable pour une hauteur angulaire du soleil $\gamma s > 20^\circ$.

Pour une valeur de γ_s <20°, il faut tenir compte de la courbure de l'atmosphère, liée a la courbure de la terre.

II.2. atténuation de la radiation solaire par diffusion

II.2.1.diffusion par les molécules d'air

La diffusion par les molécules d'air décrite par la theorie de Rayleigh est due aux particules sphériques de diamètre inferieur à 0.2λ (λ est la longueur d'onde de la radiation incidente). La transmission par la diffusion de Rayleigh est :

$$\tau_{r\lambda} = \exp[-0.008735\lambda^{-4.08}.m]$$
 (A-11)

m est la masse atmosphérique.

La diffusion par les aérosols ou la diffusion par la vapeur d'eau obéissent à la théorie de Mie, elles sont plus ou moins fortement dépendantes de la longueur d'onde et sont déterminées par les caractéristiques de la population des particules essentiellement leur dimension. Si la taille des particules est proche de la longueur d'onde du rayonnement, la diffusion est proportionnelle à λ^{-1} , donc beaucoup moins sélective que la diffusion de Rayleigh.

II.2.2.diffusion par la vapeur d'eau

Le coefficient de transmission par diffusion de la vapeur d'eau est donné

 $\tau_{w\lambda} = \exp[-0.008635\lambda^{-2}.w.m]$

w est l'épaisseur d'eau condensable et m la masse atmosphérique.

II.2.3.diffusion par les particules solides

Le coefficient de transmission par diffusion des particules solides (poussières) est donné:

(A-12)

$$\tau_{d\lambda} = \exp[-0.008128\lambda^{-0.75}]$$
 (A-13)

avec d est la densité des particules par cm3.

Généralement une atmosphère contenant moins de 200particules/cm3 est dite propre, elle est polluée si elle contient plus que 800 particules /cm3.

En comparant les trois coefficients définis par les équations (A-11), (A-12) et (A-13), il apparait que τ_r est plus sensible au longueur d'onde que τ_w et τ_d .

II.3.Atténuation par absorption

L'atténuation de la radiation solaire par absorption par ciel claire est due principalement à l'Ozone, la vapeur d'eau, les gaz et les aérosols.

II.3.1.Absorption par l'ozone

L'ozone absorbe la quasi-totalité de l'irradiation pour les longueurs d'onde <0.3 μ m. la transmission de l'ozone est donnée par

$$\tau 0 = \exp[k0z(\lambda).l.m] \tag{A-14}$$

koz est le coefficient d'absorption spectrale pour 1cm d'O3; 1(cm), l'épaisseur d'ozone dans une colonne verticale rapportée à pression et température normale.

II.3.2. Absorption par la vapeur d'eau

La vapeur d'eau absorbe le rayonnement solaire dans la bande allant de λ =1.32µm à λ =1.45µm, avec un maximum à 1.40µm. dans les bandes (0.85-0.98µm) et (1.1-1.18µm) l'absorption existe avec un pourcentage très faible.

Le coefficient de transmission pour la vapeur d'eau est donné par :

$$\tau_{iw} = \exp\left[-\frac{\cdot \ast \ast}{(\cdot \cdot \cdot \cdot)}\right]$$
(A-15)

Xw est la masse effective de la vapeur d'eau (gr.cm-2); Ki: le coefficient d'absorption pour Xw=1gr.cm-2.

II.3.3.absorption par les gaz

Le coefficient de transmission des gaz est donné par:

$$\tau_{ig} = \exp\left[-\frac{\cdot \ast \ast}{(\cdot \cdot \ast \cdot \cdot)}\right]$$
(A-16)

Xg=1.71km, la longueur effective du trajet du rayon lumineux solaire dans les gaz; Kig(km-1): le coefficient d'absorption spectrale des gaz pour un trajet d'un km.