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

FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET DE L'INFORMATIQUE

DEPARTEMENT D'ELECTRONIQUE

Mémoire de Magister

En vue de l'obtention du diplôme de Magister en électronique

Option télédétection

Présenté par : **M^{elle} MEZIANI Fariza**

Intitulé :

Détermination du gisement solaire par traitement d'images MSG

Jury

M^{r} AMEUR Soltane	Professeur à l'UMMTO	Président
M^{me} AMEUR Née MAZOUZI Zohra	Maître de conférences à UMMTO	Rapporteur
M^{r} LAGHROUCHE Mourad	Professeur à UMMTO	Examinateur
M^{r} BOUCHERF Djamel	Directeur de C.C.N à l'ONM	Invité

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance et ma profonde gratitude à ma directrice de thèse, M^me^ Ameur Zohra, maître de conférences à l'Université Mouloud MAMMERI de Tizi-Ouzou, d'abord pour m'avoir fait confiance, ensuite pour m'avoir donné l'honneur de travailler à ces côtés et pour m'avoir accompagné pour mes premiers pas dans le monde de la recherche, pour son soutien moral, ces remarques, ces encouragements et sa disponibilité permanente.

A monsieur Boucherf Djamel, directeur du centre climatologique national à l'ONM (dar El Beida), j'exprime ma plus grande reconnaissance pour m'avoir accueilli au sein de son équipe à l'ONM, pour avoir mis à ma disposition les données nécessaires et d'avoir accepté de faire partie du jury.

Je tiens à remercier chaleureusement M^R^ Ameur Soltane, professeur à l'Université Mouloud MAMMERI de Tizi-Ouzou, pour l'honneur qu'il me fait en présidant ce jury.

J'exprime ma profonde gratitude à M^R^ Laghrouche mourad, professeur à l'Université Mouloud MAMMERI de Tizi-Ouzou, pour l'intérêt qu'il a apporté à ce travail, et d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

J'adresse mes vifs remerciements à M^elle^ Boulifa Mina, enseignante à l'Université Mouloud MAMMERI de Tizi-Ouzou, pour m'avoir guidé lors de l'élaboration de ce travail, pour son aide, ces orientations, ces conseils et ces encouragements.

Je tiens à remercier également M^R^ Adane Abdelhamid, professeur à l'USTHB, pour ces orientations, ces explications et pour toutes ces réponses à mes questions.

Je remercie enfin toute personne ayant contribué à l'élaboration de ce travail.

SOMMAIRE

Sommaire

Introduction générale…….1

Chapitre I : Le rayonnement solaire et l'imagerie satellitaire

I.1 Préambule……..……. … …..3

I.2 Le rayonnement solaire……3

I.2.1 Position du soleil par rapport à la terre……..…….……..3

I.2.1.1 Repérage d'un site à la surface de la terre (coordonnées géographiques)…….……...…4

a) La latitude θ……...…….4

b) La longitude φ ……...……4

c) L'altitude…….....4

I.2.1.2 La trajectoire apparente du soleil……...……5

a) Les coordonnées équatoriales...…….5

b) Les coordonnées horizontales ……...……...6

I.2.1.3 Le temps…….7

a) Le temps universel (TU)……..…….7

b) Le temps solaire moyen (TSM)……7

c) Le temps solaire vrai (TSV)……..……...……8

d) Equation du temps…….8

e) Numéro du jour de l'année j……...……8

I.2.2 Le rayonnement solaire à la traversée de l'atmosphère……...9

I.2.2.1 L'atmosphère……..9

I.2.2.2 Atténuation du rayonnement solaire……...……10

a) L'absorption atmosphérique…… …….……...10

b) La diffusion…..……10

I.2.2.3 Les nuages……12

I.2.3 Les composantes de l'irradiation solaire…….14

I.2.4 Mesure du rayonnement solaire……..15

I.2.5 Le réseau météorologique Algérien……16

I.3 L'imagerie satellitaire …….....17

I.3.1 Les satellites météorologiques polaires……18

I.3.2 Les satellites météorologiques géostationnaires…….…...18

I.3.2.1 Les satellites météorologiques géostationnaires Météosat Seconde Génération (MSG)……..…..18

I.3.2.2 Le radiomètre SEVIRI……..19

a) Les 12 canaux de SEVIRI……21

I.3.2.3 Collecte et transmission des images MSG……23

I.3.2.4 Le segment sol de MSG…….…….26

I.4 Discussion……..27

Chapitre II : Utilisation des images météosat pour l'esimation du rayonnement solaire

II.1 Préambule…… ……....28

II.2 Les méthodes d'estimation du rayonnement solaire par traitement d'images satellitaires……...…….28

II.2.1 Modèles statistiques…….……..28

II.2.2 Méthodes physiques……..…….……...29

II.2.3 Modèles analytiques …….....33

II.2.3.1 méthodes des bandes d'absorption……..……33

II.2.3.2 Méthodes spectrales…….36

II.2.4 Présentation du modèle GISTEL (gisement solaire par télédétection)…….……37

II.2.4.1 Formulation du modèle GISTEL……39

a) Calcul du coefficient de réflexion…….....39

b) Détermination des deux images de référence……40

c) Détermination de l'indice de clarté……..…….40

d) Comparaison des coefficients de réflexion……...……..40

e) Irradiation horaire globale Gi……..……....41

II.3 Discussion…….....41

Chapitre III : Application du modèle GISTEL aux images MSG pour estimer le rayonnement solaire

III.1 Préambule……42

III.2 Données…….42

III.3 Méthodologie ……...……42

III.3.1 Estimation de l'irradiation solaire globale par ciel clair (Gc)……..45

III.3.1.1 La composante directe…….….45

III. 3.1.2 La composante diffuse …….49

III.3.2 Conversion des comptes numériques en radiance…….……50

III.3.3 Calcul des coefficients de réflexion instantanés de la base.....…..50

III.3.4 Détermination des deux images de référence……..…51

III.3.5 Calcul de l'indice de clarté instantané…….52

III.3.6 Irradiation horaire globale……54

III.4 Discussion ……..…54

Chapitre IV : Résultats et interprétations

IV.1 Préambule……..55

IV.2 Présentation des résultats……..55

IV.2.1 Détermination des indices de clarté instantanés Kt……. .55

IV.2.2 Estimation de la radiance instantanée……60

IV.2.3 Estimation de la radiance journalière moyenne…….63

IV.2.3 Estimation de l'irradiation horaire et journalière……..64

IV.3 Validation de la méthode……66

1V.3.1 Comparaison des valeurs estimées aux valeurs mesurées au sol……66

IV.3.2 Comparaison avec la méthode de Delorme…….68

IV.3 Discussion…….69

Conclusion……70

Annexes

Annexe A Les satellites météorologiques

Annexe B L'interpolation de Lagrange

Bibliographie

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Liste des figures

Fig.1 Coordonnées terrestres……4

Fig.2 Coordonnées solaires selon le repère horizontal ……7

Fig.3 Distribution spectrale du rayonnement solaire……9

Fig.4 Processus de transmission, d'absorption, de diffusion et de réflexion dans l'atmosphère (les chiffres sont des pourcentages)……..…12

Fig.5 les instruments de mesure des différentes composantes de l'irradiation solaire……...16

Fig.6 Le satellite MSG……19

Fig.7 Couverture de l'imagerie MSG pour le canal haute résolution HRV à droite, et pour tous les autres canaux à gauche……..……...21

Fig.8 Distribution du rayonnement dans les 12 canaux de SEVIRI……...21

Fig.9 images prises dans le canal visible HRV à droite et 0.6 µm à gauche……..22

Fig.10 Image prise dans l'IR 10.8 µm……22

Fig.11 images de canal vapeur d'eau 6.2 µm à gauche et 7.3 µm à droite…….23

Fig.12 Principe de prise d'images par le radiomètre SEVIRI……24

Fig.13 Système de collecte et de diffusion de données……..25

Fig.14 Collecte et transmission des données MSG…….27

Fig.15 Echanges radiatifs en ciel clair dans le système atmosphère – terre……...36

Fig.16 La zone d'étude extraite d'une image plein disque prise le 8 février 2011 à 12 UTC……...……43

Fig.17 L'organigramme de la méthode adoptée…….44

Fig.18 Distance terre-soleil au cours d'une révolution……...46

Fig.19 Variation de l'angle de la hauteur solaire au cours de la journée de : 28 Fév 2011 (à droite), 08 Fév 2011(à gauche)…….47

Fig.20 Les deux images de référence à droite : l'image de ciel clair, à gauche : l'image de ciel nuageux…….52

Fig.21 La radiance solaire estimée pour quatre sites le 13, le 17, le 22 et le 27 Février 2011 dans le canal visible VIS006…….60

Fig.22 La radiance solaire estimée pour quatre sites le 13, le 17, le 22 et le 27 Février 2011 dans le canal visible VIS008…….61

Fig.23 Variation des radiances globales et l'indice de clarté au cours de la journée de 09/02/2011 pour le VIS006……...62

Fig.24 Evolution de la radiance journalière moyenne au cours du mois de Février 2011…..63

Fig.25 Irradiances globales journalières estimées dans les canaux VIS006 et VIS008 durant le mois de Février 2011…….65

Fig.26 Comparaison des irradiances horaires estimées et mesurées au sol durant le mois de Février 2011……..67

Fig.27 Comparaison des irradiances journalières estimées et mesurées au sol durant le mois de Février 2011…….67

Fig.28 Comparaison des irradiances journalières estimées par les deux méthodes et mesurées au sol durant le mois de Février 2011……...68

Liste des tableaux

Tableau.1 Numéro caractéristique du début de chaque mois……...8

Tableau.2 Classification des nuages selon l'altitude…….13

Tableau.3 Classification des nuages selon le genre……...14

Tableau.4 Les stations automatiques qui mesurent le rayonnement……..17

Tableau.5 Les caractéristiques de radiomètre SEVIRI……...20

Tableau.6 Correspondance entre les coordonnées géographiques et les coordonnées de l'image……..43

Tableau.7 Valeurs du facteur de trouble de Linke pour les sites considérés dans notre étude……..47

Tableau.8 Les coefficients de calibration correspondant aux canaux visibles VIS006 et VIS008……..50

Tableau.9 Les différents états du ciel observés le 08/02/2011 pour les sites d'Alger, Oran, Béchar et Tamanrasset……..53

Tableau.10 Les états de ciel correspondant à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site de Tamanrasset le 08/02/2011……..……...56

Tableau.11 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site d'Alger le 08/02/2011……..57

Tableau.12 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site de Béchar le 08/02/2011……..58

Tableau.13 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site d'Oran le 08/02/2011……...59

Tableau.14 Coefficients de corrélations obtenus par la comparaison des irradiances horaires estimées et les mesures au sol……...66

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Le soleil, une énergie renouvelable énorme et inépuisable, rayonne sur la terre avec une puissance de $16x10^{15}$ KWh/m^2 par an dans toutes les longueurs d'ondes du spectre de la lumière visible. Cette énergie renouvelable est une préoccupation mondiale et d'actualité surtout si elle est exploitée dans la conversion de l'énergie solaire en électricité, qui est l'un des enjeux de la politique énergétique de notre siècle.

L'Algérie dispose d'un gisement solaire important compte tenu des valeurs de la durée d'insolation enregistrées sur la quasi-totalité du territoire national dépassant les 2000 heures annuellement et pouvant atteindre même les 3900 heures sur les hauts plateaux et le Sahara. Par conséquent, la quantité d'énergie reçue au sol quotidiennement est de 5KWh/m^2 [40], soit près de 700KWh/m^2 par an au nord et de 2263kwh/m^2 au sud, ce qui favorise l'utilisation de l'énergie solaire dans différents domaines tel que la production de l'électricité, le séchage agroalimentaire, etc. La connaissance de ce gisement est d'un intérêt majeur pour concevoir et dimensionner les systèmes énergétiques solaires. Ainsi, un bon dimensionnement n'est possible que si les mesures sont disponibles d'une manière continue dans l'espace et dans le temps. La meilleure manière pour cela est de disposer d'une série de mesures continues du rayonnement solaire arrivant au sol issues des différentes stations météorologiques. Compte tenu de l'étendue du territoire Algérien qui est d'environ 2 millions et demi de km² et de sa position géographique, la densité de son réseau est très insuffisante pour une bonne prise en charge de la mesure du rayonnement solaire. Pour pallier aux insuffisances de ce réseau, nous avons recours à des méthodes d'estimation en exploitant les images satellitaires collectées par les satellites géostationnaires.

Les satellites géostationnaires Météosat Seconde Génération (MSG) fournissent des informations sur la terre et son atmosphère avec une résolution spatiale et temporelle élevée. Ces satellites sont donc, très utiles non seulement pour les prévisions météorologiques, mais aussi pour l'estimation du gisement solaire qui permettent la reconstitution des cycles horaires et journaliers de l'irradiation solaire.

Plusieurs méthodes d'estimation du rayonnement solaire par traitement des images satellitaires sont développées dès la mise en orbite des satellites météosat. Parmi elles, les méthodes physiques qui ont été élaborées en considérant principalement les paramètres caractérisant l'absorption, la diffusion et la réflexion du rayonnement solaire par les nuages, les aérosols et la surface terrestre.

Pour évaluer le gisement solaire atteignant le sol sur plan horizontal par traitement d'images MSG, nous avons mis en œuvre le modèle GISTEL (gisement solaire par télédétection) [1, 2]. GISTEL est un modèle physique basé sur une relation liant l'indice de clarté déterminé à partir des images MSG et le rayonnement global arrivant au sol par ciel clair calculé par le modèle ESRA (European Solar Radiation Atlas) [3].

Pour estimer le gisement solaire par des images satellitaires, il est indispensable de connaitre les caractéristiques du rayonnement solaire arrivant à la surface terrestre en un lieu donné, les atténuations qu'il subit en traversant l'atmosphère, les différents instruments de mesure, les satellites géostationnaires et surtout l'interprétation des images satellitaires. Toutes ces notions indispensables et importantes pour une telle étude ont fait l'objet de notre premier chapitre.

Le second chapitre sera consacré à la présentation des différentes méthodes d'estimation du rayonnement par traitement d'images.

Le troisième portera sur l'explication de la méthodologie adoptée pour évaluer le gisement solaire au sol par traitement d'images MSG.

Dans le quatrième, nous présenterons et commenterons les différents résultats obtenus et nous terminons par une conclusion générale et les perspectives ouvertes par ce travail de recherche.

CHAPITRE I

LE RAYONNEMENT SOLAIRE ET L'IMAGERIE SATELLITAIRE

I.1 Préambule

La source du rayonnement solaire est le soleil âgé de 4,5 milliards d'années. Cet astre est situé à environ 150.10^6 km de la terre. Vue de notre planète, il se présente sous la forme d'un disque assez homogène. Son rayon qui est de 696 000km, est 100 fois supérieur que celui de la terre et sa masse est 333 000 fois celle de notre planète. Le soleil est composé principalement d'hydrogène et d'hélium. Il tire son énergie des réactions thermonucléaires se produisant en permanence dans son noyau, dont la température atteint 20.10^6 degrés, qui décroit vers l'extérieur jusqu'à un palier d'environ 5800°k à la surface du soleil. Les réactions thermonucléaires transforment l'hydrogène en hélium avec une émission d'énergie qui donne naissance à un rayonnement électromagnétique se propageant à une vitesse de 300 000km/s, dont le spectre couvre toutes les fréquences possibles et dont l'intensité est maximum dans la gamme du visible.

La puissance rayonnée à la surface du soleil est d'environ $3,85.10^{26}$ W. Cependant, une infime partie qui est de $1,9.10^{17}$ W est reçue par la terre. Il existe deux types de mesures pour déterminer le rayonnement solaire arrivant à la surface terrestre. Les mesures in-situ sont effectuées dans les stations météorologiques ou radiométriques par contre les mesures indirectes utilisent les images prises par des satellites météorologiques. Pour utiliser cette deuxième voie, il est nécessaire d'extraire les composantes utiles du rayonnement solaire en traitant les images. Pour cela, nous consacrons la première partie de ce chapitre à l'étude du rayonnement solaire et la deuxième à l'imagerie satellitaire.

I.2 Le rayonnement solaire

Le rayonnement arrivant au sol dépend de la réflectance de la surface terrestre et des effets de l'atmosphère qui interviennent dans le double trajet (soleil-terre et terre-satellite) que fait le rayonnement à travers l'atmosphère. Pour connaitre l'énergie reçue à un site donné, il est nécessaire de repérer ce site sur la surface terrestre, de connaitre la position et la trajectoire du soleil dans la voûte céleste et les mouvements de la terre autour du soleil.

I.2.1 Position du soleil par rapport à la terre

Il est possible de déterminer la position du soleil dans la voûte céleste en fonction du temps et de la position de l'observateur sur la terre.

I.2.1.1 Repérage d'un site à la surface de la terre (coordonnées géographiques)

Pour repérer un site donné à la surface terrestre, on définit les grandeurs suivantes :

a) La latitude θ : C'est l'angle θ que fait la verticale du lieu avec le plan équatorial. Si $\theta > 0$, le site se trouve dans l'hémisphère nord, sinon le site est dans l'hémisphère sud.

b) La longitude φ : C'est l'angle φ formé par le méridien de Greenwich et le méridien du lieu considéré. La longitude est comprise entre -180 (vers l'ouest) et +180 (vers l'est). Comme la terre met 24 heures pour faire un tour sur elle même (360°), chaque heure représente 15° d'écart de longitude et donc, chaque degré de longitude représente 4 minutes.

c) L'altitude : C'est la distance verticale exprimé en mètres, séparant le point considéré du relief terrestre du niveau de la mer, pris comme surface de référence.

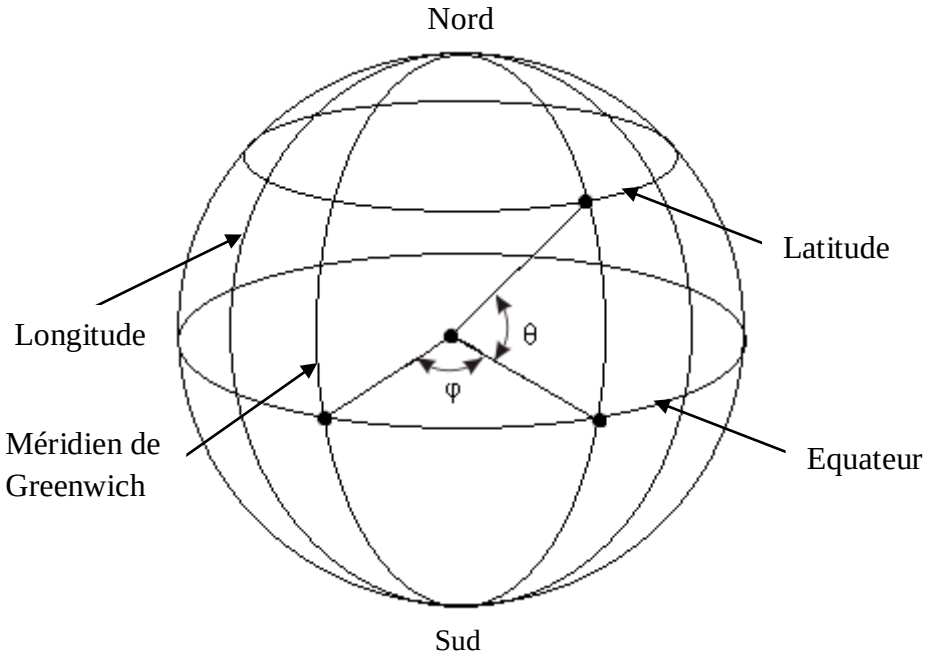


Fig.1 Coordonnées terrestres

I.2.1.2 La trajectoire apparente du soleil

La position du soleil dans la voûte céleste est repérée à tout instant de la journée par deux systèmes de coordonnées:

a) Les coordonnées équatoriales

Les coordonnées équatoriales sont indépendantes de la position de l'observateur sur la terre, mais elles sont lies à l'heure de l'observation. La position du soleil est exprimée par deux angles qui sont :

- **La déclinaison δ**

C'est l'angle que forme la direction du soleil et le plan équatorial. La déclinaison varie de façon sinusoïdale au cours de l'année : elle vaut 0 aux équinoxes et atteint ses deux valeurs extrêmes au solstice d'hiver (-23°,27') et au solstice d'été (+23°,27'). Plusieurs expressions ont été développées pour évaluer la déclinaison, la plus simple est celle utilisée par Cooper [4].

$$\delta = 23.45 sin\left[\frac{360}{365}\,(j + 284)\right] \qquad (I.1)$$

- **L'angle horaire ω (ah)**

L'angle horaire mesure le mouvement du soleil par rapport à midi qui est l'instant où le soleil passe au plan méridien du lieu zénith. Cet angle est formé entre la projection du soleil sur le plan équatorial à un moment donné et la projection du Soleil sur ce même plan au midi vrai. L'angle horaire est donné par la relation suivante [5] :

$$\omega = 15(TSV - 12) \qquad (I.2)$$

Où TSV est le temps solaire vrai qui sera décrit dans les paragraphes suivants.

b) Les coordonnées horizontales

Le soleil est repéré par les grandeurs suivantes :

- **l'azimuth ψ**

L'azimut est l'angle entre le plan vertical contenant le rayon solaire et la direction sud. Il se compte de 0° à 360° à partir du sud dans le sens rétrograde. La relation qui donne l'azimuth est donnée ci-dessous [6]:

$$\cos\psi = (sin\,\gamma\ sin\,\theta - sin\delta)/cos\,\gamma cos\,\theta \qquad (I.3)$$

- **L'angle de la hauteur solaire γ (hs)**

C'est l'angle compris entre la direction du soleil et le plan horizontal. γ varie de 0° à 90° vers le zénith et de 0° vers - 90° vers le nadir. L'angle de la hauteur solaire est donné par [6].

$$\sin\gamma = sin\theta\sin\delta + \cos\theta\cos\delta\cos\omega \qquad (I.4)$$

- **La distance zénithale z**

C'est l'angle entre la direction du soleil et la verticale du lieu (zénith). L'angle z est complémentaire de γ [6].

$$cos\ z = sin\,\delta\ sin\,\theta + cos\,\delta\,cos\,\theta\,cos\,\omega \qquad (I.5)$$

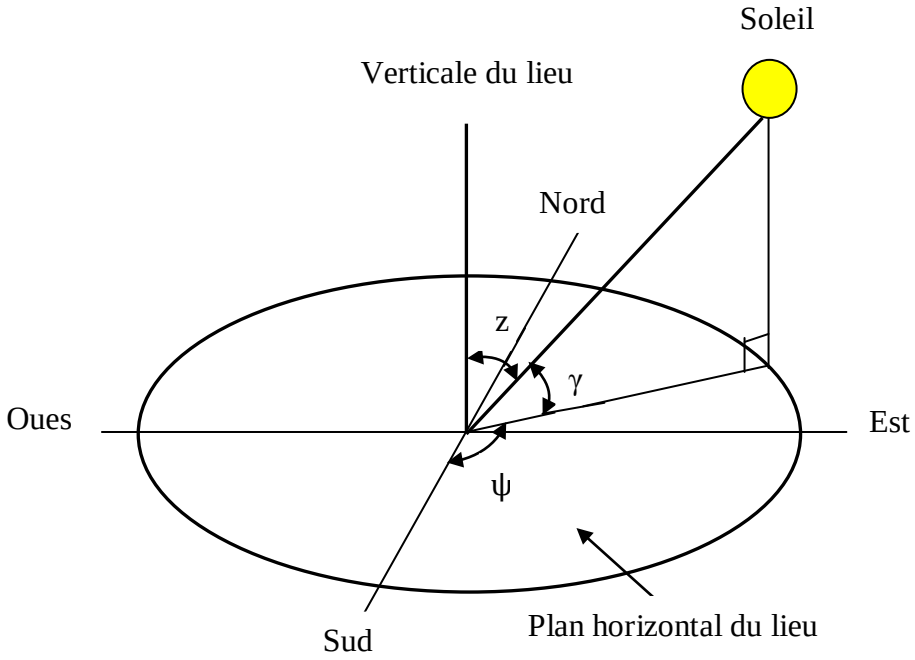


Fig.2 Coordonnées solaires selon le repère horizontal

I.2.1.3 Le temps

La terre subit deux types de déplacement : la rotation de la terre autour de l'axe des pôles et sa révolution autour du soleil. Le mouvement de la terre sur elle-même définit la notion de journée solaire. Une rotation complète s'effectue en 24 heures. Elle amène ainsi la définition du temps, puisque chaque heure correspond à un écart angulaire de 15°. La rotation de la terre autour du soleil définit les saisons et amène à distinguer le temps solaire vrai.

a) Le temps universel (TU)

C'est le temps solaire moyen du méridien de Greenwich GMT (Greenwich Mean Time) qui est le méridien central du fuseau horaire. Pour en déduire le temps légal ou local (TL), il convient d'ajouter au temps universel le décalage du fuseau horaire.

$$TL = TU + décalage \qquad (I.6)$$

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

$$TSM = TU + \varphi/15 \qquad (I.7)$$

Avec TSM en heure.

c) Le temps solaire vrai (TSV) : C'est le temps défini par les coordonnées angulaires vraies du soleil.

$$TSV = TSM + Et \qquad (I.8)$$

Où Et est l'équation du temps.

d) Equation du temps

Le temps Et varie de -14,5 minutes (du 10 au 15 Février) à +16,5 minutes (du 25 au 30 Octobre) [7]. Une bonne approximation du temps Et est donnée par l'équation suivante :

$$\mathrm{Et} = 9.9\sin[2(0.986\,\mathrm{j} + 100)] - 7.7\sin(0.986\,\mathrm{j} - 2) \qquad (I.9)$$

Où Et est exprimé en minutes et j est le numéro du jour dans l'année à partir du 1er Janvier.

e) Numéro du jour de l'année j

Le calcul du numéro du jour dans l'année consiste à ajouter le numéro du jour dans le mois (quantième) au numéro caractéristique de chaque mois. j varie de 1 (1er janvier) à 365 (31 décembre) ou 366 pour une année bissextile. Le tableau ci-dessous donne les numéros caractéristiques de chaque mois.

Mois	**J**	**F**	**M**	**Av**	**M**	**J**	**Jt**	**At**	**S**	**O**	**N**	**D**
Numéro caractéristique de chaque mois	0	31	59	90	120	151	181	212	243	273	304	334

Tableau.1 Numéro caractéristique du début de chaque mois

I.2.2 Le rayonnement solaire à la traversée de l'atmosphère

Le rayonnement solaire se compose de radiations électromagnétiques émises par le soleil, dont le spectre s'étend des plus petites longueurs d'ondes (rayons gamma) vers les grandes ondes radioélectriques. Les parties de ce spectre qui jouent un rôle dans l'interaction du rayonnement solaire avec l'environnement terrestre sont essentiellement les bandes infrarouge, visible et ultraviolette, ainsi que la gamme radioélectrique et celles des microondes. La distribution spectrale de ce rayonnement est donnée par la fig.3.

Le rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère, dans un plan perpendiculaire aux rayons solaires et pour une distance terre-soleil égale à sa valeur moyenne, est appelée la constante solaire et vaut 1367 W/m^2. Lorsque ce rayonnement traverse l'atmosphère pour atteindre la surface terrestre, il est fortement atténué en raison des phénomènes d'absorption et de diffusion par les différents constituants de celle-ci.

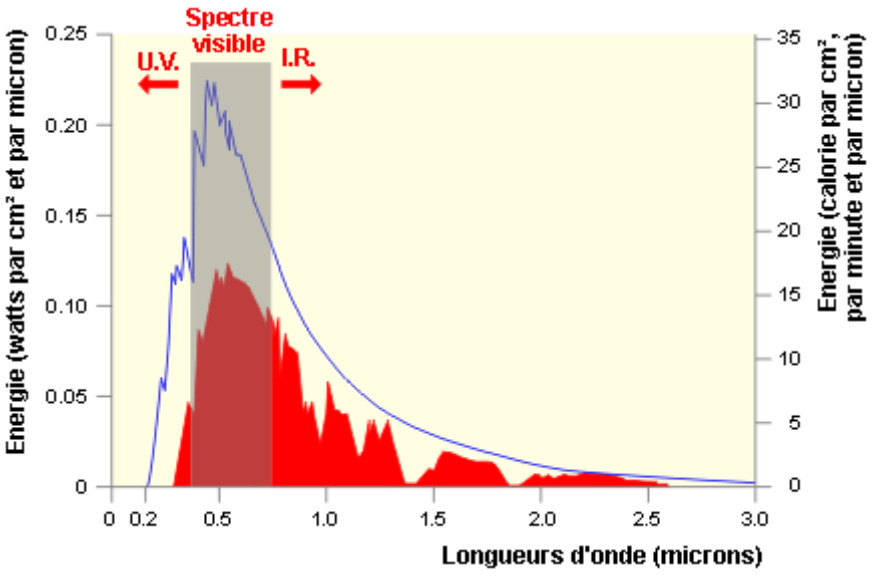


Fig.3 Distribution spectrale du rayonnement solaire

I.2.2.1 L'atmosphère

L'atmosphère est composée de couches superposées les unes sur les autres. Depuis le sol, on distingue la troposphère, la stratosphère, puis la mésosphère, suivi de la thermosphère.

L'air sec est composé de 78% d'azote, de 21% d'oxygène, de 1% d'argon et de 0.033% de dioxyde de carbone (CO2), avec de la vapeur d'eau dans la troposphère et une mince couche d'ozone dans la stratosphère dont le rôle est si important dans l'absorption des rayons ultraviolets les plus durs. On rajoute à cela les aérosols qui sont des particules soit d'origine naturelle, tels que le sable, la suie, les cristaux de glace ou les poussières volcaniques, soit d'origine artificielle telle que celles produites par l'industrie, l'automobile ou le chauffage.

I.2.2.2 Atténuation du rayonnement solaire

L'atmosphère modifie le spectre du rayonnement solaire à travers les processus d'absorption par les différents gaz, la diffusion par les molécules d'air, les aérosols et les nuages.

a) L'absorption atmosphérique

L'absorption par les gaz atmosphériques est dite sélective, car elle n'affecte que des radiations de longueurs bien précises. Elle est due essentiellement à la vapeur d'eau (H_2O), à l'ozone (O_3), à l'oxygène (O_2) et au gaz carbonique (CO_2).

La vapeur d'eau qui est le constituant le plus important après l'air, présente plusieurs bandes d'absorption situées à des longueurs d'ondes supérieures à 0,65 µm [8]. La bande allant de 2,4 à 2,8 µm est la plus large. De plus, à ce niveau, l'absorption est la plus forte. L'absorption propre à la vapeur d'eau est d'environ 10% [9].

L'ozone est le principal absorbant dans l'ultraviolet. Il est caractérisé par une forte bande d'absorption à des longueurs d'ondes inférieures à 0,3 µm et une faible absorption entre 0,45 et 0,7 µm.

L'oxygène a deux bandes étroites de faible atténuation dans le visible à 0,69 et 0,76 µm. Le gaz carbonique absorbe le rayonnement dans cinq bandes se trouvant respectivement à 1,46, 1,60, 2,04, 2,75 et 4,27 µm.

b) La diffusion : La diffusion est une redistribution du rayonnement solaire qui interagit avec les molécules gazeuses, les gouttelettes et les aérosols dans toutes les directions sans changement de longueur d'onde. Selon la taille des particules diffusantes par rapport à la

longueur d'onde du rayonnement incident, on distingue deux types diffusion : la diffusion de Rayleigh et la diffusion de Mie.

La diffusion de Rayleigh affecte surtout les molécules d'air pur et sec comme l'azote et l'oxygène. C'est une diffusion sélective causée par les particules dont le diamètre est très inférieur à la longueur d'onde incidente. En moyenne, en prenant en compte la course du soleil et les différentes longueurs d'onde, environ 13% de rayonnement solaire incident subissent la diffusion de Rayleigh [10]. Le coefficient d'extinction caractérisant ce type de diffusion est donné par la relation suivante :

$$k_r(\lambda) = 0.008735\ \lambda^{-4} \qquad (I.10)$$

La diffusion de Mie désigne la diffusion par les particules dont la taille est de même ordre de grandeur que les longueurs d'onde, comme pour la vapeur d'eau et les aérosols. Le coefficient d'extinction s'écrit [11] :

$$k_a(\lambda) = \beta\ \lambda^{-\alpha} \qquad (I.11)$$

Où α est lié à la taille des particules et varie entre 0 (pour les grosses particules) et 4 (pour les petites particules). La valeur moyenne pour les aérosols étant α = 1,3.

Et β, le coefficient de trouble atmosphérique établi par Angström. Il représente la quantité d'aérosols présente dans l'atmosphère. Il vaut 0.02 pour un ciel très pur (bleu profond) et 0.2 pour un ciel pollué.

Les phénomènes d'absorption et de diffusion par les nuages réduisent considérablement le rayonnement reçu au sol surtout pour les longueurs d'ondes supérieures à 1 µm. Les nuages sont constitués des particules dont les dimensions sont notablement supérieures aux longueurs d'ondes ultraviolets et visibles. C'est ainsi que dans ce domaine du spectre solaire, la diffusion par les nuages est indépendante de la longueur d'ondes [12]. Le taux d'atténuation par les nuages dépend essentiellement de leur épaisseur, leur nature et leur distribution dans le ciel. Une couche de nuages, aussi mince que possible peut renvoyer le rayonnement incident vers l'atmosphère. Quant à l'absorption du rayonnement par les nuages,

elle est moins marquée. Les nuages les plus épais n'absorbent qu'environ 8 % de l'énergie incidente. La contribution de ces différents phénomènes est illustrée par la figure fig.4.

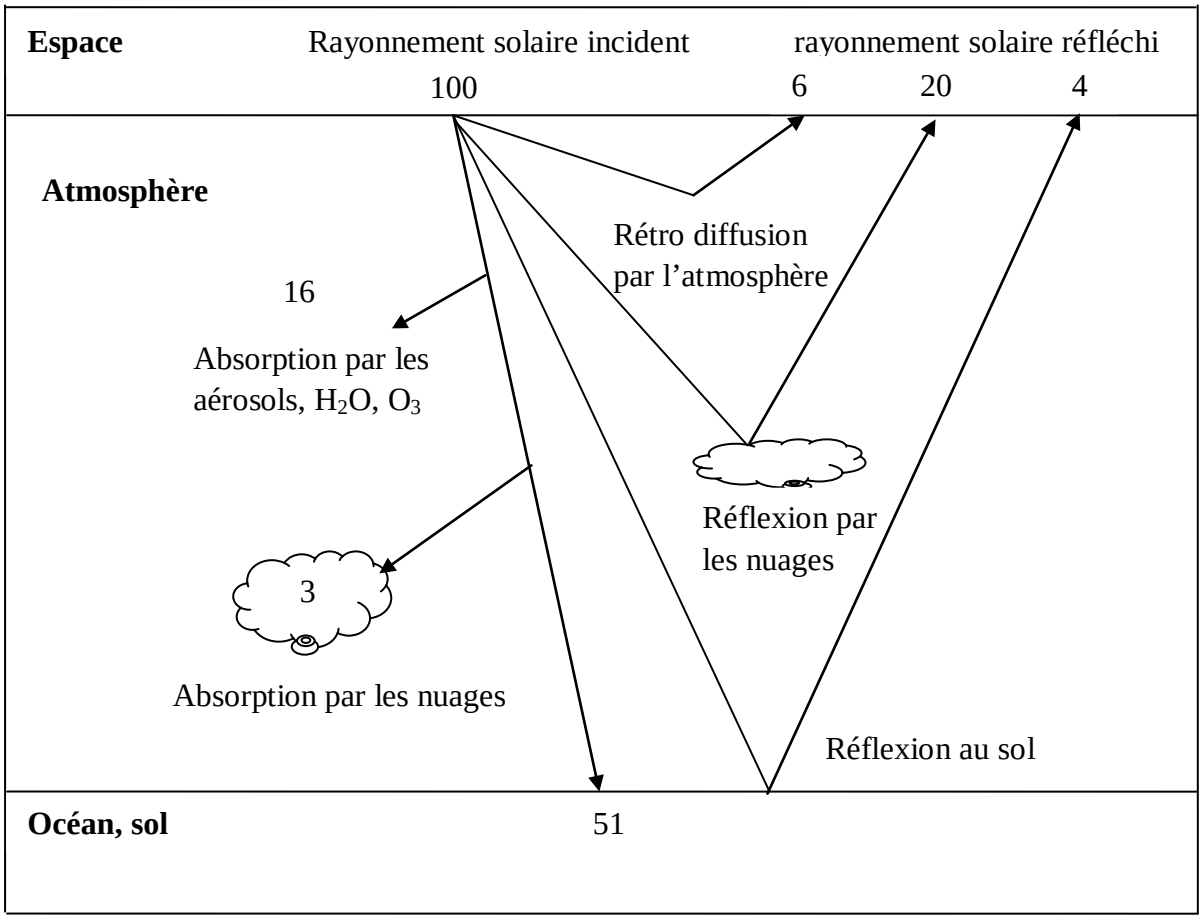


Fig.4 Processus de transmission, d'absorption, de diffusion et de réflexion dans l'atmosphère (les chiffres sont des pourcentages)

I.2.2.3 Les nuages

Un nuage est composé de millions de toutes petites gouttes d'eau ou de cristaux de glace si la température de l'air est très basse, flottant dans l'air. Un nuage se forme lorsque la vapeur d'eau devient liquide, c'est-à-dire lorsque l'air humide se refroidit et que la vapeur condense sur des minuscules particules. Les nuages peuvent être divisés en trois catégories selon le niveau caractéristique d'apparence [13]: nuages bas, nuages de niveau intermédiaire (les nuages d'étage moyen) et les nuages hauts plafonnant à des altitudes avoisinant la dizaine de kilomètres. Les météorologues ont ainsi identifié un nombre limité de formes caractéristiques en fonction de l'altitude et des conditions de formation. Les espèces de nuages se rapportent à une ou plusieurs des caractéristiques suivantes : la forme (nuages en

banc, en couches, en nappes, en voile…), la dimension (surface des éléments constitutifs, extension verticale…). Les nuages peuvent être classifiés selon l'altitude (voir tableau.2), selon le genre (voir tableau.3), selon l'espèce ou bien selon la variété.

Groupe	**Altitude moyenne de la base (m)**	**Préfixe du nom du nuage**
Etage supérieur	6000	Cirr
Etage moyen	2000	Alto
Etage inférieur	Du sol à 2000	Stra
A développement vertical	500	Cum

Tableau.2 Classification des nuages selon l'altitude

Nom	**Description**
Cirrus (Ci)	Nuages détachés sous forme délicats filaments blancs composés de bancs ou d'étroites bandes blanches. Ces nuages ont un aspect fibreux (chevelu), un éclat soyeux ou les deux.
Cirrostratus (Cs)	Voile nuageux transparent et blanchâtre, d'aspect fibreux ou lisse, couvrant le ciel en totalité ou en partie et donnant le plus généralement lieu à des phénomènes de halo.
Cirrocumulus (Cc)	Banc, nappe ou couche mince de nuages blancs sans ombre propre composés de très petits éléments en forme de granules, de ride, etc. soudés ou non et disposés plus au moins régulièrement, la plupart des éléments ont une largeur apparente de moins d'un doigt tenu à longueur de bras.
Altostratus (As)	Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou bleuâtre, d'aspect strié, fibreux ou en uniforme couvrant entièrement ou partiellement le ciel présentant des parties suffisamment minces pour laisser voir le soleil, au moins vaguement, comme au travers d'un verre dépoli.
Altocumulus (Ac)	Banc , nappe ou couche de nuages blancs et gris ayant généralement des ombres propres et composés de lamelles, de galets, de rouleaux, etc., d'aspect parfois partiellement fibreux ou flou, soudés ou non. La plupart des petits éléments ont une largeur apparente comprise entre un et trois doigts tenus à longueur de bras.
Stratus (St)	Couche nuageuse, généralement grise, à base assez uniforme pouvant

	donner lieu à de la bruine, des cristaux de glace ou de la neige en grains. Lorsque le soleil est visible à travers ces nuages, on distingue facilement son contour. Il se présente parfois sous forme déchiquetées.
Stratocumulus (Sc)	Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtre, ou les deux à la fois, ayant presque toujours des parties foncées, formées de dalles, de galets, de rouleaux, etc.,d'aspect non fibreux, soudés ou non ; la plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente de plus de trois doigts tenus à la longueur de bras.
Cumulus (Cu)	Nuages détachés, normalement denses et aux contours bien délimités, se développant verticalement sous forme de dômes et de tours, dont la partie supérieure bourgeonnante a souvent l'aspect d'un chou-fleur. Les parties du nuage éclairées par le soleil sont d'un blanc éclatant ; la base est relativement foncée et horizontale.
Cumulonimbus (Cb)	Nuage dense à extension verticale considérable en forme de montagne ou de tour immense. Sa partie supérieure est presque toujours aplatie, celle-ci prend la forme d'une enclume. Sous sa base, souvent très foncée, on retrouve fréquemment des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle ainsi que des précipitations.
Nimbostratus (Ns)	Couche nuageuse grise, souvent foncée dont l'aspect est rendu flou par des chutes de pluie plus au moins continues, qui, dans la plupart des cas atteignent le sol. Il masque complètement le soleil sur toute son étendue. Sous sa base, on retrouve fréquemment des nuages bas, déchiquetés, soudés ou non avec elle ainsi que des précipitations.

Tableau.3 Classification des nuages selon le genre.

I.2.3 Les composantes de l'irradiation solaire

Le rayonnement solaire au niveau de sol est constitué principalement du rayonnement direct I_b, provenant directement du soleil, légèrement affaibli par diffusion ou absorption lors de sa traversée de l'atmosphère, et du rayonnement diffus I_d provenant de toute la voûte céleste par suite de la diffusion du rayonnement direct par les molécules et les aérosols.

Ainsi le rayonnement global reçu au sol I_G, est la somme de ces deux composantes :

$$I_G = I_b + I_d = I_b \cos z + I_d = I_b \sin \gamma + I_d \qquad (I.12)$$

Avec z l'angle zénithal et γ la hauteur angulaire.

I.2.4 Mesure du rayonnement solaire

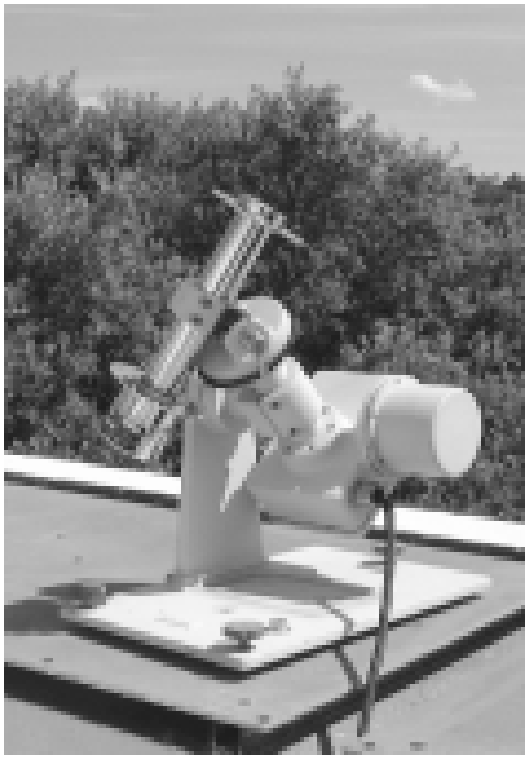
De façon générale, la mesure de flux global d'irradiation s'effectue dans les stations météorologiques sur le plan horizontal à l'aide d'un pyranomètre [7, 14]. Cet instrument collecte le rayonnement arrivant sur une surface horizontale noircie qui convertit le rayonnement reçu en chaleur puis en électricité. La différence de température entre cette surface et le corps de l'instrument est proportionnelle à l'éclairement énergétique du rayonnement global : elle est mesurée par une thermopile constituée de plusieurs thermocouples montés en série. Le pyranomètre de Kipp et Zonen (voir fig.5) est le plus utilisé. Il est constitué d'une thermopile de Moll contenue dans un boitier métallique fermé à sa partie supérieure par deux hémisphères en verre. Ces derniers limitent les échanges par convection ou par conduction moléculaire avec le milieu extérieur.

La composante directe de l'irradiation solaire peut être mesurée par le même instrument en lui ajoutant une large couronne blanche qui protège la thermopile de la lumière diffusée par le sol et qui joue en même temps le rôle d'écran thermique (fig.5), ou bien par un pyrhéliomètre de type Eppley N.I.P (Normal Incidence Pyrhéliomètre). Cet appareil est l'un des plus utilisés dans les stations radiométriques. Il est constitué d'un tube en laiton chromé sur sa partie externe, muni d'une thermopile à sa partie inférieure, d'un diaphragme dans sa partie interne et d'une fenêtre de quartz à sa partie supérieure. Cet instrument étant étanche, est monté en atmosphère sèche. Une monture équatoriale lui est associée pour le garder constamment pointé vers le disque solaire.

En ce qui concerne la mesure de la composante diffuse, le pyranomètre doit être muni d'une bande pare-soleil. Cette bande est munie d'un écran annulaire qui est une bande circulaire axée sur la thermopile et parallèle au plan équatorial. Un simple déplacement axial du pare-soleil tous les deux ou trois jours, permet d'ajuster la position de pyranomètre en fonction de la déclinaison solaire. La précision de pyranomètre de Kipp et Zonen est de 3 à 4%, celle-ci est due essentiellement aux limites de cet instrument imposée par la non linéarité

de la réponse du pyranomètre. En outre, cet appareil est sensible aux variations de température et il nécessite une vérification fréquente de son étalonnage.

Pyranomètre équipé d'un pare-soleil : mesure de la composante diffuse



Pyrhéliomètre Eppley : mesure de la composante directe

Fig.5 les instruments de mesure des différentes composantes de l'irradiation solaire

I.2.5 Le réseau météorologique Algérien

La mesure du rayonnement solaire en Algérie est réalisée par l'Office National de la Météorologie (O.N.M) à travers son réseau constitué de quatre vingt et une (81) stations météorologiques mesurant la durée d'insolation. Parmi celles-ci, seules sept (07) stations ont assuré entre les années 1970 et 1989 la mesure des composantes diffuses et globales reçues sur le plan horizontal. De plus, ces séries de mesures comportent des données manquantes

causées par des périodes plus ou moins longues de non fonctionnement des appareils de mesure.

Les informations récoltées en 2011 indiquaient que seules trois (03) stations à savoir Oran, Tamanrasset et Ksar Chellala assuraient d'une manière régulière la mesure du rayonnement solaire sur le plan horizontal. Huit autres stations automatiques mesurent le rayonnement depuis 2009 et qui sont : Alger (aéroport), Oran (Sénia), In amenas, Ghardaïa, Annaba, Tamanrasset, Tlemcen et Constantine.

Stations	Lat (degrés minutes)	Lon (degrés minutes)	Alt (m)
Alger (Dar elBeida)	36°43	3°15E	25
Annaba	36°50	7°49E	3
Oran	35°16	00°38W	90
Tlemcen Zenata	35°01	01°27W	249
Ghardaia	32°24	3°48E	468
Tam (aéroport)	22°48	05°27E	1362
Ain Amenas	28°03	09°38E	561
Constantine	36°17	06°37E	694

Tableau.4 Les stations automatiques qui mesurent le rayonnement.

I.3 L'imagerie satellitaire

Les images satellitaires sont des mesures du rayonnement solaire réfléchi ou émis par la surface terrestre et les nuages, ou absorbé par l'atmosphère dans différentes bandes spectrales. Ces images sont fournies par différents satellites tel que les satellites météorologiques.

La mission principale des satellites météorologiques est le recueil de données utilisées pour la surveillance du temps et du climat de la Terre. Chaque nouvelle génération de satellite comporte des capteurs plus performants et capables d'effectuer des mesures sur un plus grand nombre de canaux ce qui permet de les utiliser pour différencier les divers phénomènes

météorologiques tels que les nuages, les précipitations, les vents, brouillard, etc. Il existe deux types de satellites météorologiques :

I.3.1 Les satellites météorologiques polaires

Ces satellites sont dits polaires ou défilants car leur orbite circulaire passe par les pôles. Ils se trouvent à des basses altitudes d'environ 800 Km au dessus de la terre, ce qui permet de fournir des informations avec une résolution spatiale élevée. Leur période de révolution d'environ 102 minutes leur permet de balayer la totalité du globe deux fois par jour.

I.3.2 Les satellites météorologiques géostationnaires

Les satellites géostationnaires se trouvent à une altitude d'environ 36 000 kms au-dessus de la terre à 0° de longitude. Ils paraissent immobiles car ils tournent dans le même sens et à la même vitesse angulaire que la terre. Les satellites géostationnaires peuvent donc prendre des informations en continu de la même portion du globe. Plusieurs satellites géostationnaires sont lancés et maintenus à travers le monde (voir annexe A). Parmi eux, les satellites météosat première et deuxième génération.

I.3.2.1 Les satellites météorologiques géostationnaires Météosat Seconde Génération (MSG)

Les satellites météorologiques géostationnaires de la série météosat constituent depuis les années 70 une source de données et d'informations primordiales pour la prévision météorologique ainsi qu'aux études climatiques à l'échelle mondiale. Ces satellites sont conçus par l'organisation européenne chargée de l'exploitation des systèmes opérationnels de satellites météorologiques (EUMETSAT) et l'Agence Spatiale Européenne (ESA) pour l'observation continue de tout le disque terrestre où se trouvent l'Afrique et l'Europe.

Le premier satellite météosat a été lancé en 1977 [7, 15], suivi par le lancement avec succès de six autres de la même génération dont le dernier appelé météosat-7 qui a été mis en orbite en 1997. Cette série de satellite de la première génération est remplacée par une nouvelle génération appelée météosat seconde génération (MSG). Cette nouvelle génération est constituée de quatre satellites (MSG-1 à MSG-4) dont le premier MSG-1 rebaptisé météosat-8, lancé en août 2002 et est déclaré opérationnel depuis le 28 janvier 2004. MSG-2 (météosat-9) qui est le satellite opérationnel actuellement mis en orbite depuis le 21 décembre 2005. Lorsque son exploitation opérationnelle a été commencée en juillet 2006, météosat-7 a

été transféré à 63° Est pour assurer la couverture de l'Océan Indien [16, 17] qui a été assuré par météosat-5.

Les satellites MSG sont stabilisés par rotation (voir fig.6). Avec leur radiomètre imageur SEVIRI doté de 12 canaux spectraux (au lieu de trois sur la première génération) [7, 18, 19], et un cycle de répétition de seulement 15 minutes (30 mn pour météosat première génération). Ils transmettent des images multi-spectrales de la Terre et de son atmosphère deux fois plus vite avec une résolution beaucoup plus fine que ceux de la première génération.

Les satellites MSG ont également à bord le radiomètre bicanal à large bande GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) qui mesure le bilan radiatif de la Terre.

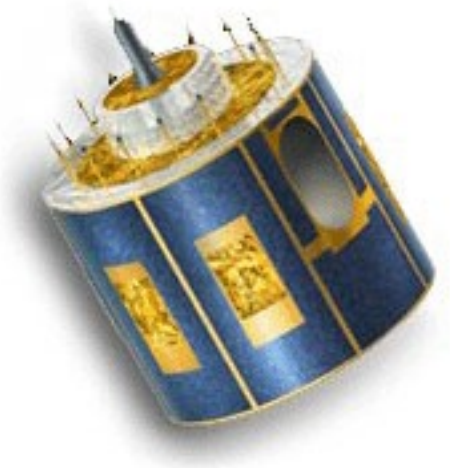


Fig.6 Le satellite MSG

I.3.2.2 Le radiomètre SEVIRI

L'instrument principal dans le satellite MSG est le radiomètre imageur nommé SEVIRI (Spining Enhanced Visble and Infrared Imager) [18, 19, 20], constitué de douze canaux spectraux. SEVIRI transmet des images de tout le disque terrestre à une résolution de 3kms dans tous les canaux, à l'exception du canal visible haute résolution (HRV) qui couvre la moitié de disque avec une résolution d'un km, (Voir fig.7).

Sur les 12 canaux, quatre sont consacrés pour le visible dont un est le HRV qui fournit des images d'une grande utilité pour détecter les situations météorologiques dangereuses ,et huit dans l'infrarouge dans des différentes longueur d'ondes, apportant de très nombreuses informations sur l'état de l'atmosphère, qui était alors difficilement détectable par l'ancienne

génération. Les canaux infrarouges fournissent des informations concernant la température des nuages, de la terre et de la surface de mer, l'ozone, la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone. Le tableau ci-dessous donne plus d'informations sur les caractéristiques des 12 canaux de SEVIRI.

Canal	**Bandes spectrales (µm)**			**Utilisations**
	λ_{cen}	λ_{min}	λ_{max}	
VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Détection, identification et évolution des nuages, observation des aérosols, suivis de la végétation. Albédo de surface
VIS0.8	0.81	0.74	0.88	
NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Différenciation entre neige et nuage, nuages de glace et d'eau liquide, information sur les aérosols.
IR3.9	3.90	3.48	4.36	Détection des nuages bas et le brouillard de nuit, des feux de forêt.
WV6.2	6.25	5.35	7.15	Vapeur d'eau de la moyenne et haute troposphère, suivi de la dynamique atmosphérique, hauteur des nuages semi-transparents
WV7.3	7.35	6.85	7.85	
IR8.7	8.70	8.30	9.10	Détection des cirrus fins, distinction entre les nuages de glace et d'eau liquide.
IR9.7	9.66	9.38	9.94	Radiance de l'ozone pour assimilation en prévision numérique, évolution du champ total d'ozone.
IR10.8	10.80	9.80	11.80	Mesure de la température de surface de la terre et de la mer, détection des cirrus et déduction des quantités d'eau précipitable au-dessus de la mer.
IR12.0	12.00	11.00	13.00	
IR13.4	13.40	12.40	14.40	Amélioration de la détermination du facteur de transmission des cirrus, information sur la température de la basse troposphère dépourvue de nuages pour les évaluations d'instabilité.
HRV	A large bande (0.4 - 1.1)			Détection, identification et un suivi des nuages plus précis. Texture des nuages.

Tableau.5 Les caractéristiques de radiomètre SEVIRI

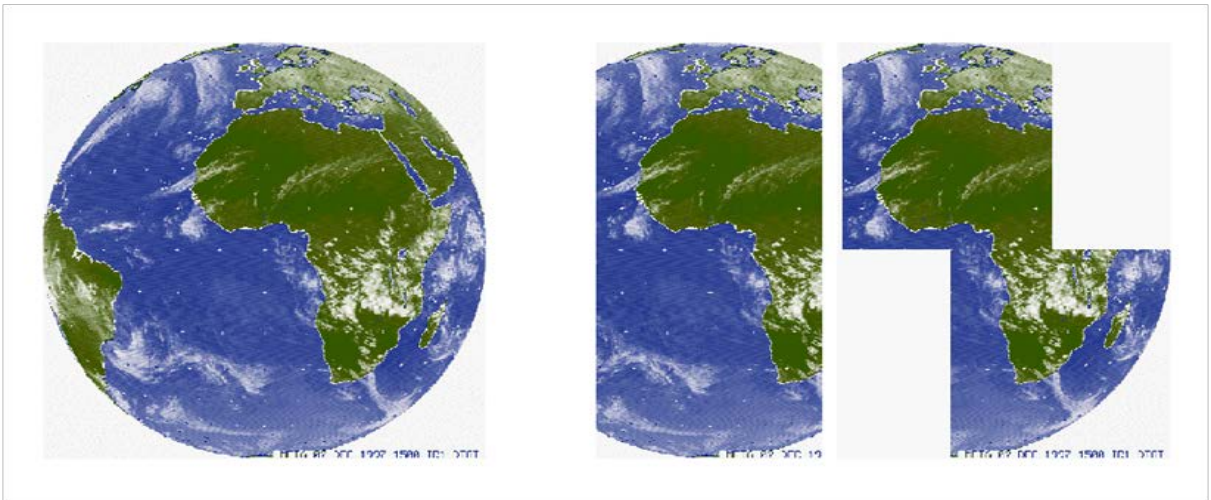


Fig.7 Couverture de l'imagerie MSG pour le canal haute résolution HRV à droite, et pour tous les autres canaux à gauche

a) Les 12 canaux de SEVIRI

Pour chaque pixel, le radiomètre SEVIRI mesure l'énergie radiative dans différentes bandes spectrales. Ces bandes sont la bande visible, vapeur d'eau et l'infrarouge thermique. Le positionnement des 12 canaux de SEVIRI dans ces trois bandes est résumé par la figure suivante :

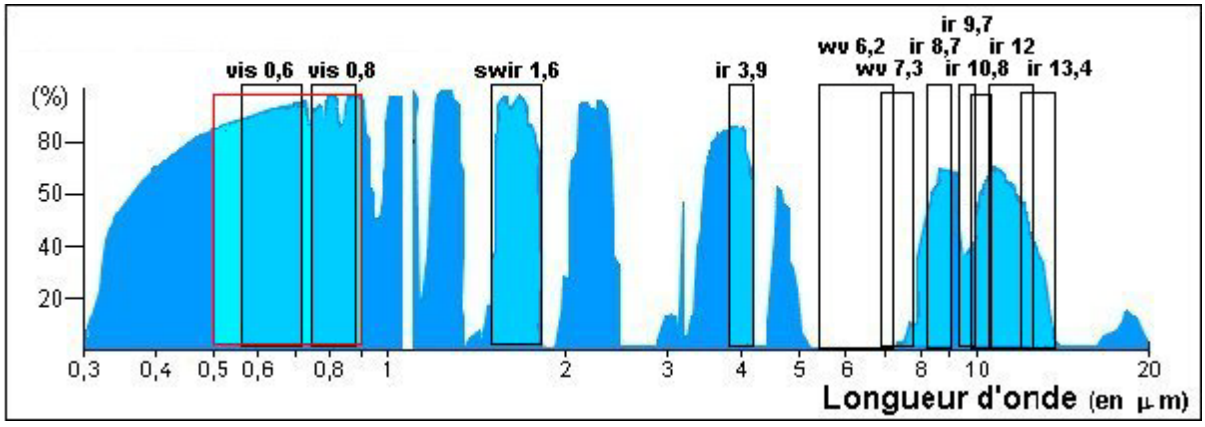


Fig.8 Distribution du rayonnement dans les 12 canaux de SEVIRI

- **Les canaux visibles (VIS 0.6, VIS 0.8, NIR 1.6 et HRV)**

Les images visibles représentent la quantité de lumière visible rétro diffusée par les nuages ou la surface de la terre. Les nuages et la neige apparaissent en blanc et les zones sans

nuages en noir. Les nuages épais sont plus brillants que les nuages fins. Il est difficile de distinguer les nuages bas des nuages élevés. Pour cela, il faut utiliser les images infrarouges. Les images visibles sont complètement noires pendant la nuit et ne peuvent ainsi être utilisées.

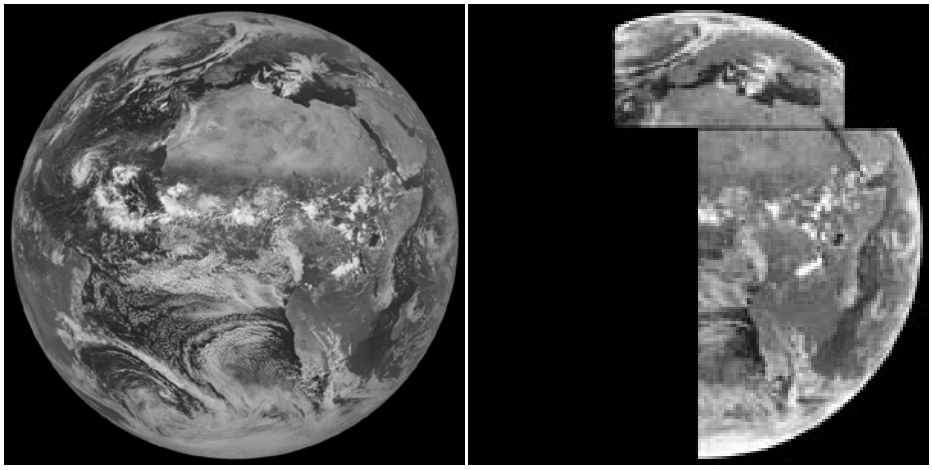


Fig.9 images prises dans le canal visible HRV à droite et 0.6 µm à gauche

- **Les canaux infrarouges (3.9, 8.7, 9.7, 10.8, 12.0 et 13.4)**

Les images infrarouges représentent une mesure du rayonnement infrarouge émis par le sol ou les nuages. Ce rayonnement dépend de la température. En mode inversé, Plus l'objet est chaud, plus il est noir et plus l'objet est froid, plus il est blanc (fig.10). Les nuages élevés apparaissent plus blancs que les nuages bas car ils sont plus froids. Dans les zones sans nuages, plus le sol est chaud, plus il est sombre.

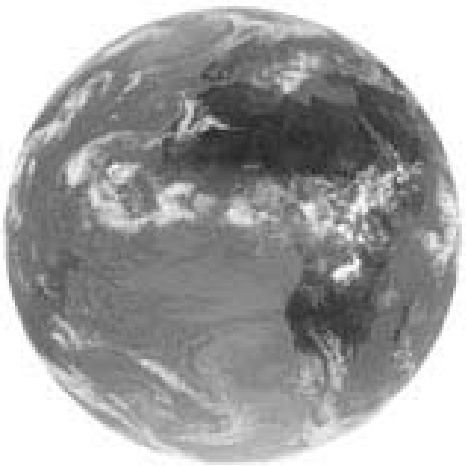


Fig.10 Image prise dans l'IR 10.8 µm

- **Les canaux vapeur d'eau (WV 6.2 et 7.3 µm)**

Les images «vapeur d'eau» représentent une mesure du rayonnement infrarouge influencée par la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cela permet de déterminer les zones sèches et les zones humides. Lorsque l'atmosphère est pauvre en vapeur d'eau, les rayons infrarouges la traversent et parviennent au capteur WV de Météosat Seconde Génération. Au contraire plus l'atmosphère est chargée de vapeur d'eau moins ils la traversent.

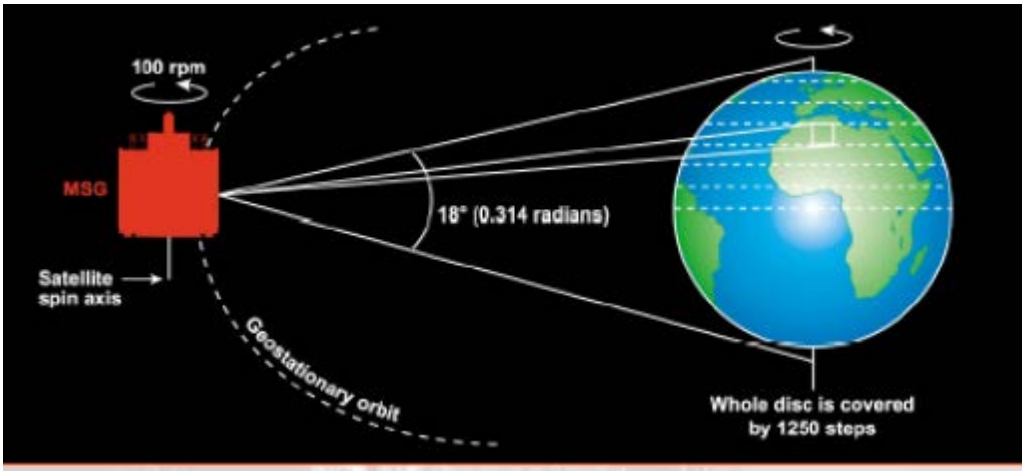
Fig.11 images de canal vapeur d'eau 6.2 µm à gauche et 7.3 µm à droite

I.3.2.3 Collecte et transmission des images MSG

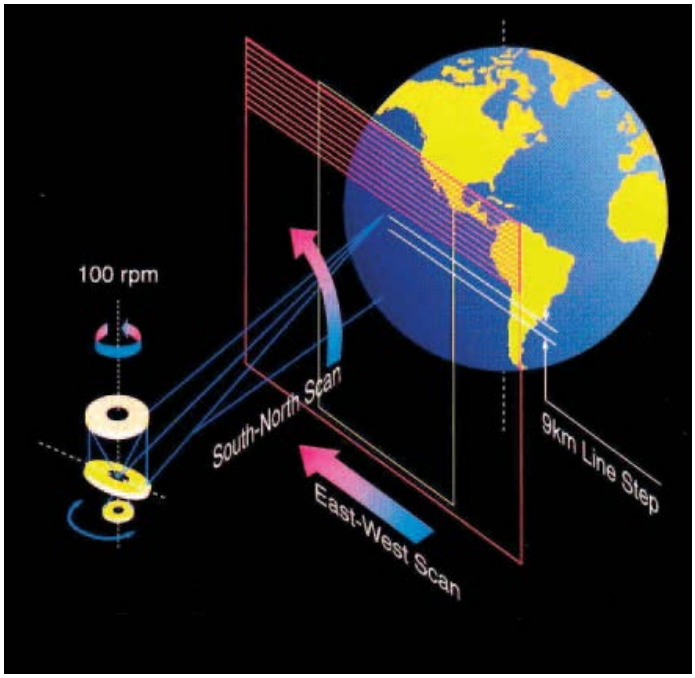
Le radiomètre imageur SEVIRI balaie la surface terrestre ligne par ligne d'est en ouest d'une manière à produire une nouvelle image multi-spectrale toutes les 15mn. L'acquisition des images est assurée en combinant la rotation de satellite auteur de son axe et celle du miroir de balayage.

Le satellite tourne à 100 tours par minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la terre. Le télescope du radiomètre SEVIRI vise la terre par l'intermédiaire d'un miroir et balaie à chaque révolution du satellite une étroite bande de la surface de la terre. L'angle de balayage correspondant à 18°. Il est décrit en 30 ms. Pendant les 570 ms suivantes, le télescope vise l'espace et cette durée est mise à profit pour modifier l'orientation du miroir de façon qu'au tour suivant, il balaie au sol une bande contiguë à la précédente mais plus au nord de 3kms (voir fig.12 a et b). Le balayage d'une ligne d'est en ouest est assuré par la rotation du satellite. Le balayage du sud au nord est réalisé par un mouvement pas à pas d'un miroir de balayage couvrant le disque terrestre d'environ 1250 tours ; ceci fournit 3750 lignes d'image

pour les 11 canaux disposant de 3 détecteurs chacun. Pour le HRV, 9 détecteurs sont utilisés pour le balayage d'une ligne. Pour fournir une image plein disque, le télescope balaie la totalité de la surface de la terre en 12 mn et 30 s. les 2 mn 30s suivantes sont consacrées au retour du miroir à sa position initiale, et il reprend le balayage de l'image suivante. La phase de non acquisition des images est consacrée au calibrage des canaux infrarouges par référence au rayonnement du corps noir inséré dans le chemin optique de télescope. Chaque 15 mn, le satellite produit une image de 3712 lignes et de 3712 pixels codée sur 10 bits dans les 11 canaux, et une image de 11136 × 5568 pixels pour le HRV.



(a)



(b)

Fig.12 Principe de prise d'images par le radiomètre SEVIRI

Les images brutes collectées par le satellite MSG sont des images de niveau-1.0 qui se transforment en images de niveau 1.5, après traitement et correction géométrique de toutes les perturbations introduites par le satellite.

Le satellite MSG reçoit les données envoyées par la plateforme de collection de données (DCP) [21]. Puis, il les transmet à la station au sol (PGS) située à Usingen en Allemagne (voir fig.13). Ces données sont traitées au centre de contrôle spécifique (MCC) au siège d'Eumetsat à Darmstadt en Allemagne, puis retransmises aux utilisateurs, soit via le système mondial de télécommunication (GTS) de l'organisation mondiale de la météorologie (OMM), soit via EUMETCast, le système de distribution de données d'EUMETSAT [18], ou par le service LRIT (Low Rate Information Transmission). Le service LRIT transmet des données de faible débit (128 kb/s) aux stations de réception de faible débit LRUS (Low Rate User Station) qui reçoivent trois à cinq images dans les canaux de SERIVI, par cycle de 30 minutes dans les 15 minutes qui suivent l'observation.

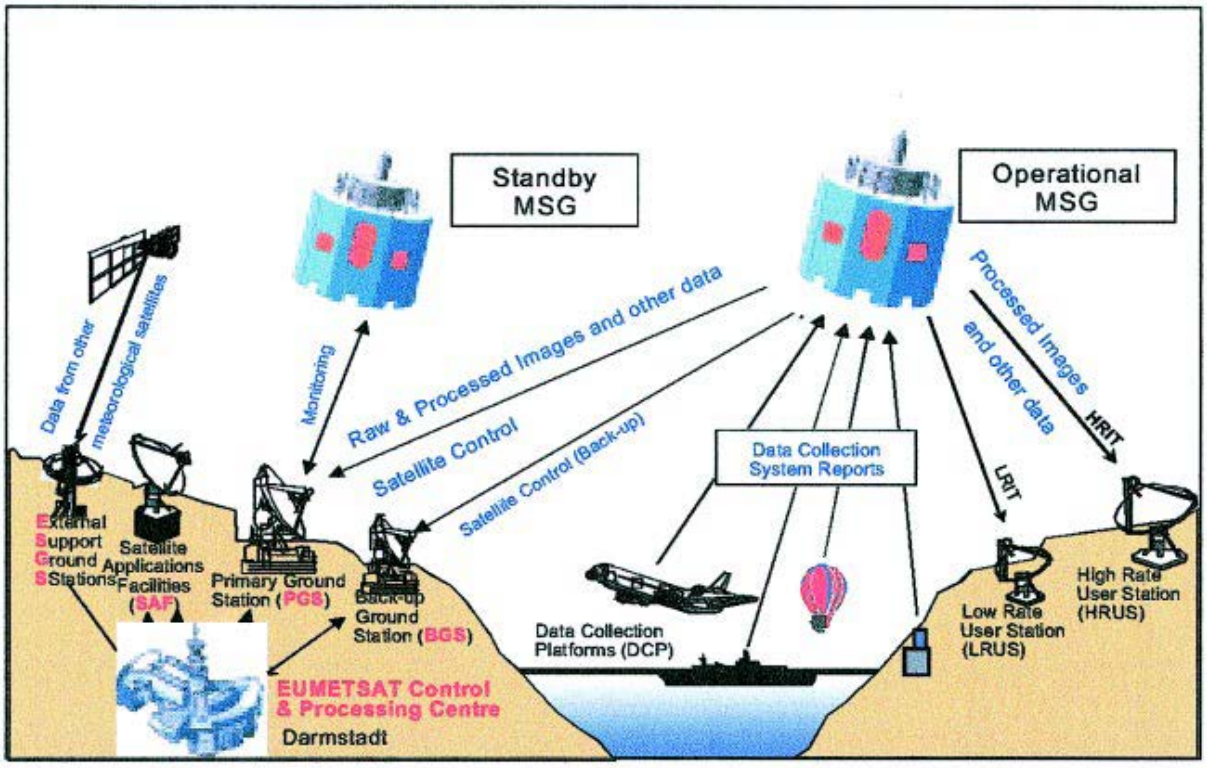


Fig.13 Système de collecte et de diffusion de données MSG

I.3.2.4 Le segment sol de MSG

Le segment sol est nécessaire au contrôle et à la commande des satellites et à la réception des données. Il est constitué d'un centre de contrôle spécifique (MCC) [19], d'une station sol principale (PGS), d'une station de secours et d'orbitographie à Maspalomas en Espagne et d'une deuxième station de réserve à Cheia, en Roumanie, d'un centre d'extraction de produits météorologiques (MPEF), d'un centre d'archivage et de consultation de produits météorologiques (U-MARF) installés à Darmstadt et d'un réseau décentralisé de centres d'applications satellitaires (SAF) (voir fig.14).

Le réseau SAF a été développé par EUMETSAT à travers l'Europe afin de fournir des outils logiciels, produits et données spécialisés à diverses communautés d'utilisateurs. Il existe huit SAFs qui sont [16, 19] :

- SAF OSI (SAF on Ocean and Sea Ice): il produit et dissémine des produits caractérisant la surface des océans et les flux d'énergie à travers la surface de la mer.
- SAF O_3M (SAF on Ozone Monitoring): il est développé pour le traitement des données de l'Ozone, des aérosols et le rayonnement ultra-violet estimé par des observations satellitaires.
- SAF NWP (SAF on Numerical Weather Prediction) : Ce SAF vise à augmenter les avantages aux divers centres météorologiques européens de NWP en développant des techniques avancées pour l'usage efficace des données satellites.
- SAF CLM (SAF on Climate Monitoring) : il produit et archive des ensembles de données de haute qualité pour des domaines d'application spécifiques du climat. Actuellement, il se concentre sur des paramètres de nuage et des produits de l'humidité atmosphérique.
- SAF LSA (SAF on Land Surface Analysis): ce SAF est consacré à l'analyse de la surface terresyre.
- SAF GRAS (SAF on Ground positioning system Receiver for Atmospheric Sounding): ce SAF est consacré aux mesures par radio occultation du satellite.
- SAF-H: est consacré pour l'hydrologie opérationnelle et la gestion de l'eau.
- SAF NWC : la prévision immédiate et à cours terme.

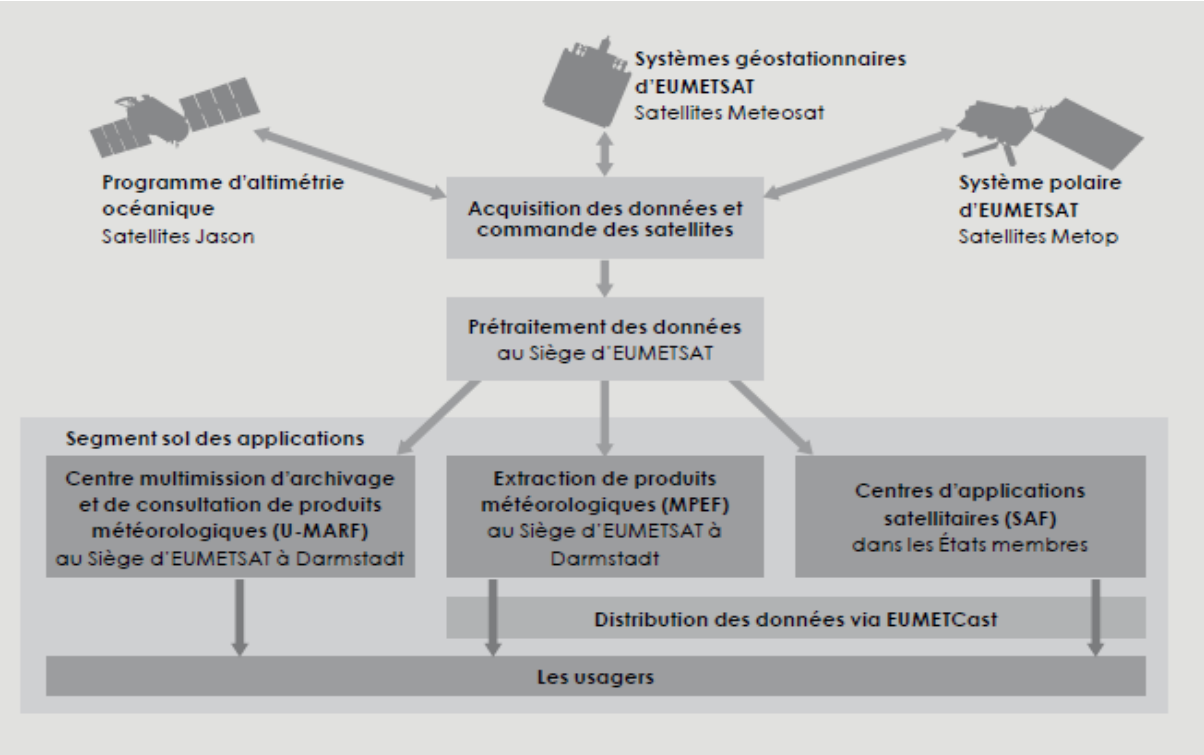


Fig.14 Collecte et transmission des données MSG

I.4 Discussion

Nous avons donné dans ce chapitre des généralités sur le rayonnement solaire et les images satellitaires. Ces différentes notions, définitions vont nous permettre dans le second chapitre à introduire les différentes méthodes d'estimation du rayonnement solaire par traitement d'images.

CHAPITRE II

UTISATION DES IMAGES METEOSAT POUR L'ESTIMATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE

II.1 Préambule

Les réseaux météorologiques couvrent généralement de vaste territoire mais ils ne comportent que peu de stations radiométriques. L'utilisation des mesures au sol disponibles dans les stations météorologiques ne semble donc pas être une solution idéale pour connaitre la quantité du rayonnement arrivant au sol. Une autre possibilité consiste à utiliser des images fournies par les satellites météorologiques géostationnaires. Ces images sont fournies de manière régulière alors que les séries de mesures in-situ présentent parfois des lacunes lors des périodes plus au moins longues, due au non fonctionnement des appareils. Un autre avantage est la densité des points de mesure et l'homogénéité de leur répartition sur de grande surface. Différentes méthodes d'estimation d'irradiation solaire reçue au sol par traitement d'images satellitaires ont été développées. Celles-ci offrent l'avantage d'obtenir des qualités constantes sur toute la zone géographique étudiée. Pour illustrer l'approche satellitaire, quelques modèles sont présentés dans ce chapitre.

II.2 Les méthodes d'estimation du rayonnement solaire par traitement d'images satellitaires

Plusieurs méthodes proposées dans la littérature par divers chercheurs ont démontré la faisabilité de l'extraction du rayonnement solaire incident au sol par traitement d'images satellitaires. Ces méthodes peuvent être classées en trois grandes familles [23] :

II.2.1 Modèles statistiques

Ce sont des modèles qui s'articulent autour de concepts tels que la corrélation entre les données satellitaires et des grandeurs météorologiques représentatives du rayonnement solaire. Les principales méthodes statistiques sont :

- Modèle de Brakke et Kanemasu (1981) : C'est l'expression de l'irradiation solaire en fonction du niveau de gris et l'angle zénithal.

- Modèle de Bahm (1981) : il exprime l'irradiation solaire en fonction du niveau de gris et la latitude.

- Modèles de Hanson (1976) et Nimira (1980) : ces modèles ont mis en jeu la relation existante entre l'irradiation solaire et le taux d'ennuagement. Ce dernier est déduit de la couverture nuageuse estimée après une néphanalyse des données satellitaires. Ces modèles ont été d'abord appliqués à des données satellitaires typiques des îles se trouvant au large des côtes indiennes dans le but d'avoir une certaine homogénéité des types de nuages et d'indice d'ennuagement. Le modèle de Nimira a été ensuite adapté aux caractéristiques de l'Afrique.

- Modèle de Shaltout et Hassen (1990) : les relations de régression sont établies entre la moyenne mensuelle des composantes globale et diffuse de l'irradiation solaire et la brillance observée dans les gammes visible, infrarouge et vapeur d'eau. Les relations utilisées pour chacune de ces bandes sont, soit linéaire, soit du deuxième ordre ou du troisième.

- Modèle de Pastre (1981) : Ce modèle est orienté vers l'estimation des durées d'insolation en France à partir d'images du canal visible du satellite météosat. La méthode, basée sur la détermination du seuil d'albédo, prend comme paramètre la nébulosité et la fraction d'insolation.

II.2.2 Méthodes physiques

Ces modèles reposent sur l'interaction du rayonnement solaire avec les phénomènes physiques prévalant dans l'atmosphère et au niveau de la surface de la terre. Ces phénomènes sont liés aux processus d'absorption, de diffusion et de réflexion observés dans de tels milieux et permettent d'établir le bilan des échanges d'énergie. Ces échanges sont alors décrits par une équation où interviennent principalement le flux d'irradiation solaire G_r qui est réfléchi vers l'espace par les couches supérieures de l'atmosphère, la partie G_a du rayonnement absorbée par l'atmosphère, le flux global d'irradiation solaire G mesuré au sol et la valeur extraterrestre G_0 de ce rayonnement.

Soient $g = G/G_0$, la fraction du rayonnement incident transmis par l'atmosphère, $q_a = G_a /G$, celle qui est absorbée par l'atmosphère, $\rho_p = G_r/G_0$, l'albédo planétaire et ρ_s, l'albédo de la surface terrestre.

En divisant les quantités G, G_r et G_a par G_0, cette équation s'écrit :

$$g = \frac{1 - \rho_p - q_a}{1 - \rho_s} \qquad (II.1)$$

Les premières études sur les échanges d'énergie radiative dans l'atmosphère ont montré que l'albédo planétaire ρ_p est fortement corrélé à l'irradiation solaire absorbée par le sol. C'est pour cela que l'équation (II.1) sert de base à l'élaboration de divers modèles physiques dont on citera :

- Modèle de Hanson (1971) : Ce modèle est basé sur une équation de régression de la forme :

  $$\rho_p = a + bg \qquad (II.2)$$

  En comparant celle-ci à l'équation (II.1), on trouve que : $a = 1- q_a$ et $b = - (1 - \rho_s)$. La constante solaire étant connue, l'albédo ρ_p est estimé en traitant les niveaux de gris qui composent les images satellitaires. Ensuite, la quantité G_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 de l'ennuagement.

- Modèle d'Ellis et Von Der Haar (1976) : Ce modèle est dérivé de celui de Hanson, mais dans lequel l'indice d'ennuagement et l'albédo terrestre sont estimés par traitement des données satellitaires. L'albédo planétaire est ensuite calculé en considérant que celui-ci est une fonction linéaire de l'indice d'ennuagement.

- Modèle de Ramanathan (1986) : Ramanathan a remarqué le caractère conservatif de l'absorption atmosphérique. Alors, il a établi un modèle qui lie directement la partie du rayonnement absorbée par le sol et celle réfléchie par l'atmosphère vers l'espace. La relation qui en découle s'écrit alors :

  $$g(1-\rho_s) = a + b\,\rho_p \qquad (II.3)$$

En introduisant cette expression à l'équation (II.1), on voit que les coefficients de régression valent respectivement : $a = 1 - q_a$ et $b = -1$.

- Modèle de Hay et Hanson (1978) : Dans ce modèle, l'irradiation solaire observée à la surface de la terre et l'albédo planétaire sont liés par :

$$g = a + b\,\rho_p \qquad (II.4)$$

En comparant avec l'équation (II.1), on trouve :

$$a = \frac{1 - q_a}{1 - \rho_s} \qquad et \qquad b = -\frac{1}{1 - \rho_s} \qquad (II.5)$$

- Modèle de Sorapipatana et Exell (1988) : Ce modèle est basé sur les mêmes principes que ceux ayant permis d'établir les deux modèles précédents.

- Modèle de Nunez (1984) : Ce modèle est similaire à celui de Hay et Hanson, mais dans lequel le calcul des coefficients a et b a été amélioré en faisant intervenir des bandes d'absorption typiques des aérosols.

- Modèle de Tarpley (1979) : Pour élaborer son modèle, Tarpley a estimé des irradiations solaires aux échelles horaires et journalières par le traitement des images prises par le satellite GOES dans les grandes plaines des Etats-Unis. Son étude est basée sur une équation de régression multi-variable qui lie les niveaux de gris, mesurés par la brillance B de chaque pixel, à l'angle zénithal z et à l'angle d'azimuth ψ du satellite par rapport au soleil. Cette équation est de la forme :

$$B = a + b\cos z + c\sin z\cos\psi + d\sin z\cos^2\psi \qquad (II.6)$$

Les coefficients de régression a, b, c et d sont estimés en procédant à une classification des niveaux de gris à l'aide de deux seuils. Cette classification fait correspondre respectivement le pixel à un ciel dégagé, à un ciel couvert à 50% ou un ciel totalement couvert.

- Modèle de Delorme (1987) : Delorme a élaboré le modèle GISTEL (gisement solaire par télédétection) pour l'estimation d'irradiation solaire à l'échelle journalière à partir des images B2 (moindre résolution) collectées par le satellite météosat. Ce modèle sera détaillé dans les paragraphes qui suivront.
- Modèle de Cano et al. (1986) : Ils ont élaboré la méthode Heliosat. C'est une méthode qui déduit le rayonnement solaire à partir de la luminance perçue par le satellite. Elle réunit un modèle de calcul du rayonnement par ciel clair en tout point géographique et à tout moment, et un modèle d'extinction du rayonnement obtenu et dû à la présence des nuages. Elle a été développée à l'école des MINES Paris Tech en collaboration de plusieurs partenaires européens et est considérée comme l'une des plus performantes parmi les différentes méthodes utilisant des images du spectre visible des satellites météorologiques [24].

A partir du compte numérique (CN) de chaque pixel (i, j) d'une image météosat donnée, l'albédo apparent$\rho^t\ (i,j)$**,** de l'image au temps t peut être déduit suivant l'équation (II.7) :

$$\rho^t\ (i,j) = \frac{CN - CNo}{G_C^t(i,j)} \qquad (II.7)$$

Où : CNo représente l'offset du capteur et $G_C^t(i,j)$, l'irradiation solaire globale par ciel clair.

A partir de l'albédo apparent, on déduit l'indice d'ennuagement $n^t(i,j)$ qui est le rapport entre ce qui est observé par le capteur $\rho^t(i,j)$ et ce qui serait observé si le ciel était clair $\rho_{ground}^t\ (i,j)$. Cela s'exprime par :

$$n^t(i,j) = \frac{\rho^t(i,j) - \rho_{ground}^t\ (i,j)}{\rho_{cloud}^t\ (i,j) - \rho_{ground}^t\ (i,j)} \qquad (II.8)$$

Où $\rho_{cloud}^t\ (i,j)$ est l'albédo des nuages.

L' indice d'ennuagement est lié à un indice de ciel clair k_c^t(i, j) par :

$$k_c^t(i,j) = 1 - n^t(i,j) \qquad (II.9)$$

L'indice de ciel clair est défini comme le rapport entre l'irradiation solaire globale $G^t(i, j)$ et l'irradiation solaire globale par ciel clair. Ce qui nous permet d'obtenir l'irradiation globale au niveau du sol :

$$G^t(i,j) = k_c^t(i,j) G_c^t(i,j) \qquad (II.10)$$

II.2.3 Modèles analytiques

Ces modèles sont basés sur le transfert radiatif du rayonnement solaire dans le système Terre-Atmosphère. Cependant, les échanges radiatifs dans ce système sont décrits analytiquement par des équations dans lesquelles les grandeurs physiques sont représentées par des paramètres universels répertoriés au niveau des banques de données d'organismes internationaux tels que l'Organisation Mondiale de la Météorologie (O.M.M).

II.2.3.1 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.

- Modèle de Gautier et Mass (1980) : ce modèle se compose de deux équations décrivant les échanges radiatifs dans le système atmosphère-terre dans le cas d'un ciel clair et d'un ciel nuageux.

  Dans le cas d'un ciel clair, l'énergie reçue par le satellite est la somme de deux termes. Comme le montre la figure fig.15, l'un est dû à la réflexion par l'atmosphère et l'autre, à la réflexion par la surface terrestre. Le second terme tient compte des processus d'absorption et de diffusion au cours des trajets : Soleil ⟶ surface terrestre, surface terrestre ⟶ satellite. Le rayonnement reçu par le satellite vaut alors :

$$G_r = G_0\,\alpha_b + G_0\,[1 - \alpha_b]\,[1 - q(u_1)]\,[1 - q(u_2)]\,[1 - \alpha_d)]\,\rho_s \qquad (II.11)$$

Où : α_b est le coefficient de réflexion dû au rayonnement directe,

α_d est le coefficient de réflexion dû au rayonnement diffus,

u_1 est le chemin parcouru par les rayons solaires dans l'atmosphère, lorsqu'ils vont dans le sens soleil – terre,

u_2 est le trajet accompli par le rayonnement solaire dans le sens terre – satellite, 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.

L'albédo de la surface terrestre est alors donné par :

$$\rho_s = \frac{Gr - G0\,\alpha b}{G0[1 - \alpha b]\,[1 - q(u1)]\,[1 - q(u2)]\,[1 - \alpha d)]\,\rho s} \qquad (II.12)$$

Le rayonnement observé au niveau de sol est la somme des composantes directe et diffuse, il est alors égal à :

$$G = G_0\,(1 - \alpha_b)\,(1 - q(u_1))\,(1 + \alpha_d\,\rho_s \qquad (II.13)$$

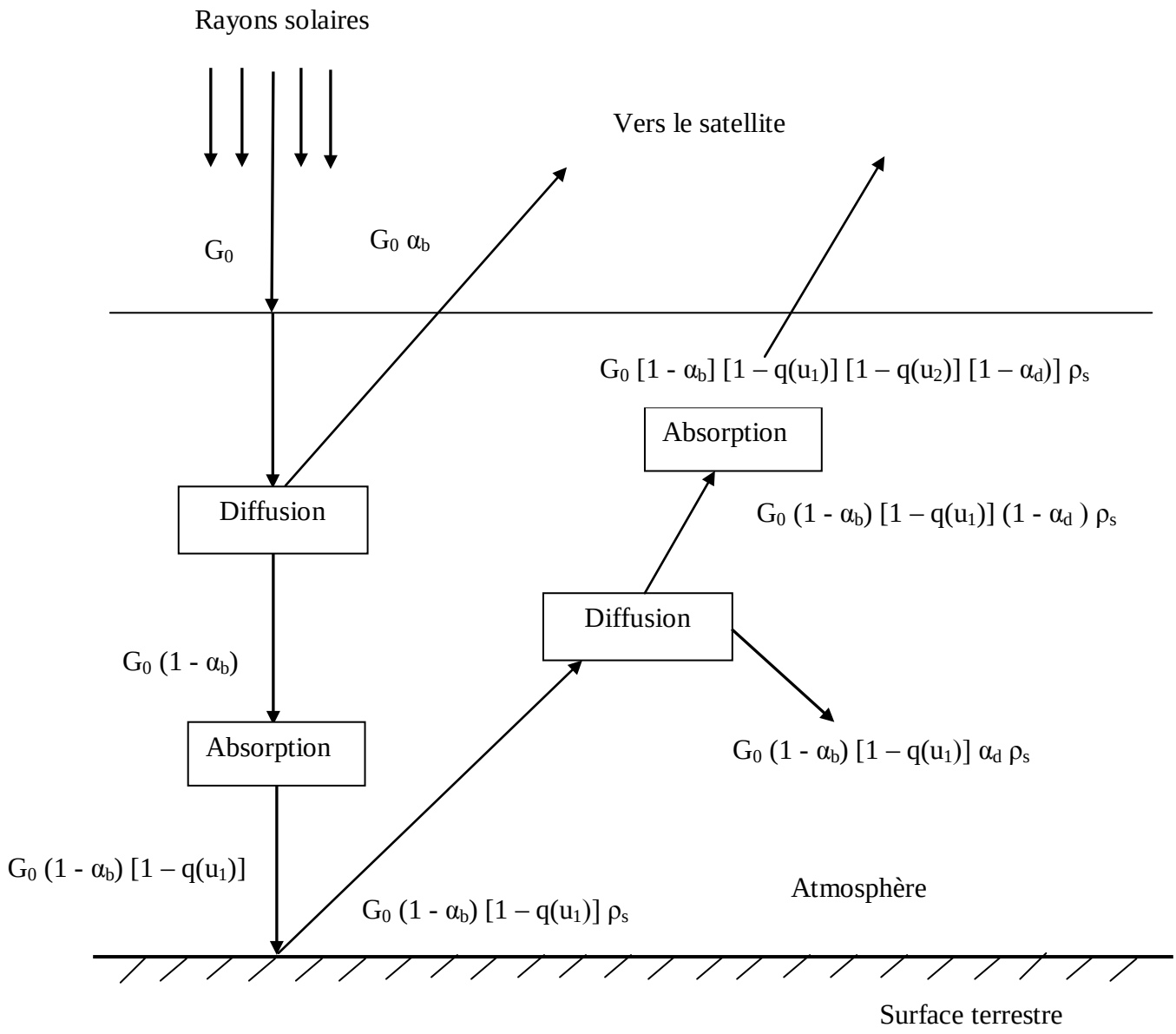


Fig.15 Echanges radiatifs en ciel clair dans le système atmosphère - terre

Dans le cas d'un ciel nuageux, le calcul du rayonnement solaire incident est plus compliqué du fait de l'absorption et la diffusion au dessus et au dessous de la couche nuageuse. Dans ce cas, l'énergie rayonnée vers le satellite, se compose de trois termes représentant 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 Mass dont les principales sont celle de :

- Delorme et al. (1983)
- Dedieu et al. (1983)
- Pinker et Lazlo (1989)
- Nimira (1980)

II.2.3.2 Méthodes spectrales

Toutes ces 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 l'infrarouge est subdivisé en plusieurs intervalles spectraux et la partie basse de l'atmosphère est explorée en décomposant celle-ci en une succession de couches élémentaires qui viennent s'empiler les une sur les autres en fonction de l'altitude. Une telle analyse est fondée sur l'hypothèse d'une forte anisotropie de la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols et par les gouttelettes d'eau formant les nuages, assortie d'une certaine symétrie axiale. Les modèles qui font appel à une analyse spectrale sont essentiellement les suivants :

- Modèle d'Halpern (1984) : Le flux d'irradiation solaire observé au sol et au sommet de l'atmosphère sont estimés en considérant 83 intervalles spectraux de la gamme 0,28 – 2,5 µm et 51 couches atmosphériques se superposant sur une altitude qui va de 0 à 50 kms.
- Modèle de Raschke et Preus (1979) : dans ce modèle, la gamme 0,2 – 3,6 µm est subdivisée en 87 intervalles spectraux et l'atmosphère est décomposée en 70 couches, ayant chacune une épaisseur de 1km.
- Modèle de Pinker et Ewing (1985) : Ce modèle est caractérisé par une division du spectre solaire en 12 intervalles et l'atmosphère en 3 couches.
- Modèle de Pinker et laszlo (1989) : Le spectre solaire est décomposé en 2 intervalles et l'atmosphère en 3 couches.

- Modèle de Darnelle et al. (1988) : Ce modèle suppose 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.

On peut citer d'autres approches analogues aux précédentes :

- Modèle de Moser et Raschke (1983)
- Modèle de Justus (1984)
- Modèle de Justus et Tarpley (1984).

II.2.4 Présentation du modèle GISTEL (gisement solaire par télédétection)

Gistel est un modèle d'estimation du rayonnement solaire arrivant au sol sur une surface horizontale à partir des images satellitaires prises dans le canal visible. Le modèle Gistel a été appliqué initialement en France sur des images B2 collectées par météosat2 [25]. Il a été ensuite testé sur des images Wefax, collectées de mars à Juin 1990, à raison de quatre images par jour [26, 27]. Ce modèle a été aussi validé en Tunisie en considérant diverses stations météorologiques en l'appliquant sur des images B2 [1], HR [28] et des images Wefax [29]. Par la suite, il a été appliqué en Algérie à des images HR à raison de 9 images par jour, et des images wefax (5 images par jour) durant la période 1994/1995 [8].

Son principe général est d'établir une correspondance entre la brillance $Bi(x,y,j,h)$ de chaque pixel de position (x, y) sur l'image du jour j à l'heure h et l'irradiation globale $Gi(x,y,j,h)$ reçue au point de coordonnées géographiques (X, Y) au sol au même moment de prise de l'image. Cette brillance est comparée avec deux images de référence : l'une caractérise le ciel clair et l'autre un ciel couvert par des nuages opaques.

La modélisation de la brillance est complexe car elle dépend des conditions atmosphériques au moment de l'acquisition de l'image, de la nature du pixel et de sa position par rapport au soleil et au satellite. Pour cela, des hypothèses simplificatrices [1] ont été faites pour établir le modèle Gistel. Ces hypothèses sont :

1ère hypothèse :

La brillance *Bi* des pixels est une somme de deux composantes : l'une est la composante de base *Bib* due à la réflexion du rayonnement solaire sur la base, qui est soit maritime ou terrestre par ciel clair, nuageuse par ciel totalement couvert ou mixte par ciel partiellement couvert. L'autre est la composante atmosphérique *Bia*, due essentiellement à la diffusion de Rayleigh.

La brillance *Bi* est donnée par l'équation suivante :

$$Bi(x, y, j, h) = Bia(x, y, j, h) + Bib(x, y, j, h) \qquad (II.14)$$

2ème hypothèse :

Si nous assimilons la base à une surface lambertienne qui rayonne comme un corps noir, la brillance *Bib* s'écrit :

$$Bib(x, y, j, h) = K.Rib(x, y, j, h).Gc(x, yj, h).Ti(x, y, j, h) \qquad (II.15)$$

Avec *K* est un facteur numérique qui tient compte du coefficient de calibration du détecteur du canal visible de satellite météosat.
Gc(x,y,j,h) et *Ti(x,y,j,h)* sont respectivement le rayonnement global au sol obtenu en ciel clair et le coefficient de transmission du rayonnement direct entre la base et le satellite.
Rib(x,y,j,h) est le coefficient de réflexion de la base.

3ème hypothèse :

- L'effet négligeable de la réflectivité de l'eau calme par ciel clair devant celle du sol, c'est-à-dire que la brillance observée sur des pixels marins est égale à la composante atmosphérique (12 est la valeur fréquemment observée quelle que soit la latitude [1]).
- Dans le cas d'une couverture nuageuse opaque : à partir d'un seuil caractéristique de coefficient de réflexion, le rayonnement solaire atteignant le sol vaut en moyenne 20% de la valeur qu'il aurait eu en ciel clair au même endroit et au même instant.

II.2.4.1 Formulation du modèle GISTEL :

a) Calcul du coefficient de réflexion :

Les coefficients de réflexion traduisent la réflexion du rayonnement solaire sur la base (surface découpée par le cône visé du satellite). Ils s'obtiennent en transformant la brillance de chaque pixel (x,y,j,h) en coefficients de réflexion Rib. Ces coefficients se calculent en remplaçant l'équation (II.15) dans l'équation (II.14) :

$$Bi(x, y, j, h) = Bia(x, y, j, h) + K.Rib(x, y, j, h).Gc(x, yj, h).Ti(x, y, j, h) \quad (II.16)$$

D'où :

$$Rib(j,h) = \frac{Bi(x,y,j,h) - Bia(x,y,j,h)}{K.Gc(x,y,j,h).Ti(x,y,j,h)} \quad (II.17)$$

Les coefficients *Gc* et *Ti* sont calculés par un modèle synthétique adopté par l'O.M.M et sont donnés par les équations suivantes :

$$Gc = \varepsilon\,(1300 - 57T_L)[\sin(hs)]^{[(36+T_L)/33]} \quad (II.18)$$

Avec

T_L : Facteur de trouble de Linke;

ε : Facteur de correction de la distance terre-soleil

$$\varepsilon = 1 + 0{,}034 \cos(0{,}986(j - 3)) \quad (II.19)$$

j : numéro de jour de l'année à partir du 1er Janvier.

hs : angle de hauteur solaire

$$Ti = \frac{(1390 - 31T_L)}{1367}\ exp\left[-\frac{T_L}{12.6sin(hv + 2)}\right] \quad (II.20)$$

Avec

hv : est l'angle de la hauteur du satellite, donné par :

$$hv = arcsin\left(\frac{1.826cos(\varphi)cos(\theta) - 0.274}{\sqrt{3.41 - \cos(v)\cos(\theta)}}\right) \qquad (II.21)$$

b) Détermination des deux images de référence

Les images de référence sont celles de coefficient de réflexion correspondant au ciel clair et celle représentant le ciel couvert.

L'image de coefficient de réflexion en ciel clair $\boldsymbol{R_C}$ est construite en calculant la valeur minimale de ce coefficient de chaque pixel dans une séquence d'images prise à la même heure pendant une durée suffisamment longue dans le canal visible. Et celle du coefficient de réflexion en ciel nuageux $\boldsymbol{R_N}$ est déterminée en suivant la même procédure mais en attribuant à chaque pixel la valeur maximale du coefficient de réflexion.

c) Détermination de l'indice de clarté

L'indice de clarté est le rapport de la valeur horaire du flux global d'irradiation solaire $Gi(x, y, j, h)$ par sa valeur maximum$G_C(x, y, j, h)$, il est donné par l'équation suivante :

$$K_t = \frac{Gi(x, y, j, h)}{G_C(x, y, j, h)} \qquad (II.22)$$

d) Comparaison des coefficients de réflexion :

Cette étape consiste à comparer les coefficients de réflexion décrivant chaque image de la base de données, pixel par pixel et heure par heure de chaque image aux deux images de référence pour les classer dans l'un des trois états du ciel :

Cette comparaison se fait comme suit :

- **Ciel clair :** $Rib \leq R_c$: $k_t = 1$ *(II.*23)
- **Ciel partiellement couvert :** $R_c < Rib < R_N$: $k_t = 1 - (1 - K_o)\frac{(Rib - Rc)}{(R_N - R_c)}$ *(II.*24)
- **Ciel totalement couvert** : $Rib \geq R_N$: $k_t = K_o$ *(II.*25)

e) Irradiation horaire globale Gi

On obtient l'irradiation solaire globale pour chaque pixel à partir de l'équation (II.26) :

$$Gi(x, y, j, h) = K_t . G_c(x, y, j, h) \qquad (II.26)$$

II.3 Discussion

Nous avons présenté dans ce chapitre quelques méthodes d'estimation du rayonnement solaire par traitement d'images satellitaires. Ces méthodes considérées de base pour développer d'autres modèles. Parmi ces modèles, nous avons choisi le modèle GISTEL qui nous permet d'évaluer le rayonnement solaire pour les différents états du ciel. Le chapitre trois porte sur l'application de la technique GISTEL aux images MSG.

CHAPITRE III

APPLICATION DU MODELE GISTEL AUX IMAGES MSG POUR ESTIMER LE RAYONNEMENT SOLAIRE

III.1 Préambule

Plusieurs méthodes d'estimation du rayonnement solaire arrivant au sol par traitement d'images existent dans la littérature. Pour notre travail, nous avons choisi le modèle Gistel qui a été élaboré par Delorme en 1987 pour estimer l'irradiation solaire globale en France [25]. Ce modèle permet la reconstitution de l'évolution du rayonnement solaire à l'échelle horaire et journalière en un lieu quelconque.

Dans ce travail, nous avons appliqué le modèle GISTEL à des images MSG acquises toutes les quinze minutes à partir de 7 h UTC jusqu'à 16 h UTC dans le but d'évaluer les valeurs horaires et journalières du gisement solaire atteignant le sol sur plan horizontal.

III.2 Données

Les données utilisées sont des images météosat seconde génération (MSG), provenant de l'office national de la météorologie (ONM) qui est équipé d'une station de réception de telles images. Les images sont prises par le satellite géostationnaire MSG-2 tous les quarts d'heure. Ces images qui couvrent tout le disque terrestre se composent de 3712 x 3712 pixels codés sur 10 bits, représentant donc des niveaux de gris allant de 0 à 1023. Elles ont été collectées dans les deux canaux visibles (VIS006 et VIS008) pendant le mois de février 2011. Dans ce travail, nous nous intéressons à déterminer le gisement solaire en Algérie. Pour cela, nous avons découpé chaque image en 603x696 pixels représentant l'Algérie. Notre base de données est constituée alors de 1554 images collectées entre 8h et 17h dans les canaux VIS006 et VIS008.

III.3 Méthodologie

La méthodologie adoptée pour estimer le rayonnement solaire global au sol consiste à extraire dans un premier temps la zone d'étude de chacune des images constituant notre base de données. Cette zone qui représente l'Algérie est localisée sur les images en faisant une correspondance entre le point de coordonnées géographiques (latitude et longitude) au sol et les coordonnées du pixel (N° de ligne et N° de colonne) sur les images satellites. Géographiquement, l'Algérie est située dans la zone de coordonnées 18° et 38° Nord et 10 ouest et 12 est. En introduisant ces coordonnées, et à l'aide d'un programme de conversion

des coordonnées géographiques en coordonnées de l'image [41], nous avons obtenu les numéros de ligne et les numéros de colonne correspondant. Notre zone d'étude est alors une image de 603x696 pixels située entre les lignes 2500 et 3102 et entre les colonnes 1441 et 2136 (voir fig.16). Nous avons localisé dans un deuxième temps tous les sites faisant l'objet de l'étude sur les images en suivant la même procédure. Le tableau.6 donne un exemple de correspondance entre les coordonnées géographiques et les coordonnées sur l'image pour quatre sites en Algérie.

Une fois, les images déterminées, on procède au calcul des différents paramètres constituant le modèle GISTEL. La méthodologie adoptée est résumée par l'organigramme de la fig.17.

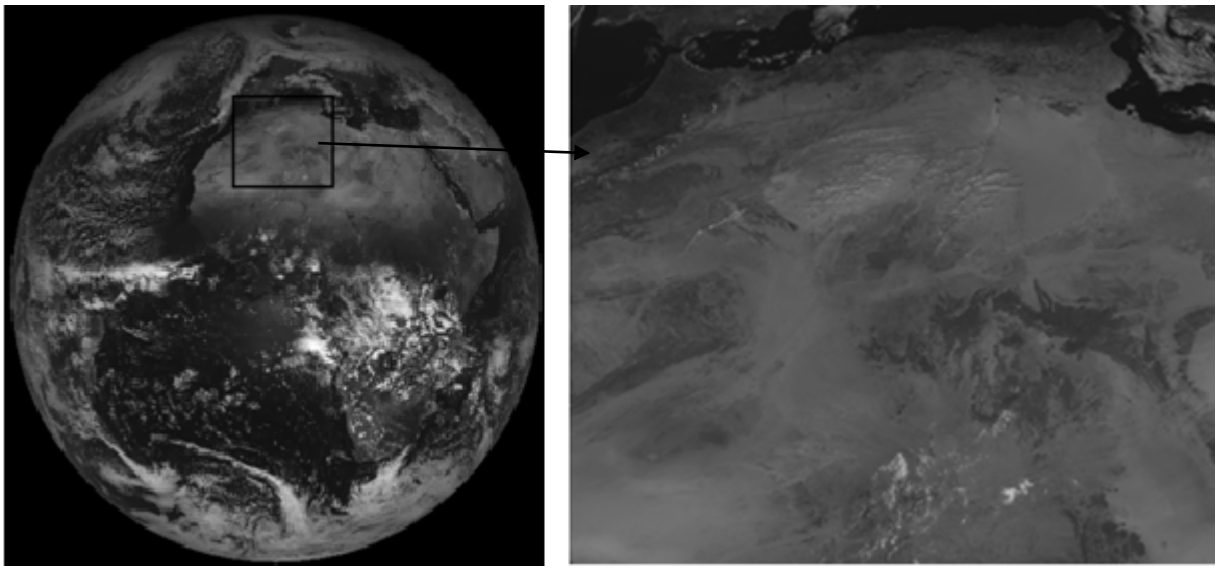


Fig.16 La zone d'étude extraite d'une image plein disque prise le 8 février 2011 à 12 UTC

Sites	Altitude (m)	Latitude (degrés déc)	Longitude (degrés déc)	N° ligne dans l'image dans la zone d'étude	N°colonne dans l'image dans la zone d'étude
Alger	25	36.71	3.25	31	374
Oran	90	35.63	-0.60	59	263
Béchar	807	31.61	-2.23	171	212
Tamanrasset	1362	22.78	5.51	442	467

Tableau.6 **C**orrespondance entre les coordonnées géographiques et les coordonnées de l'image

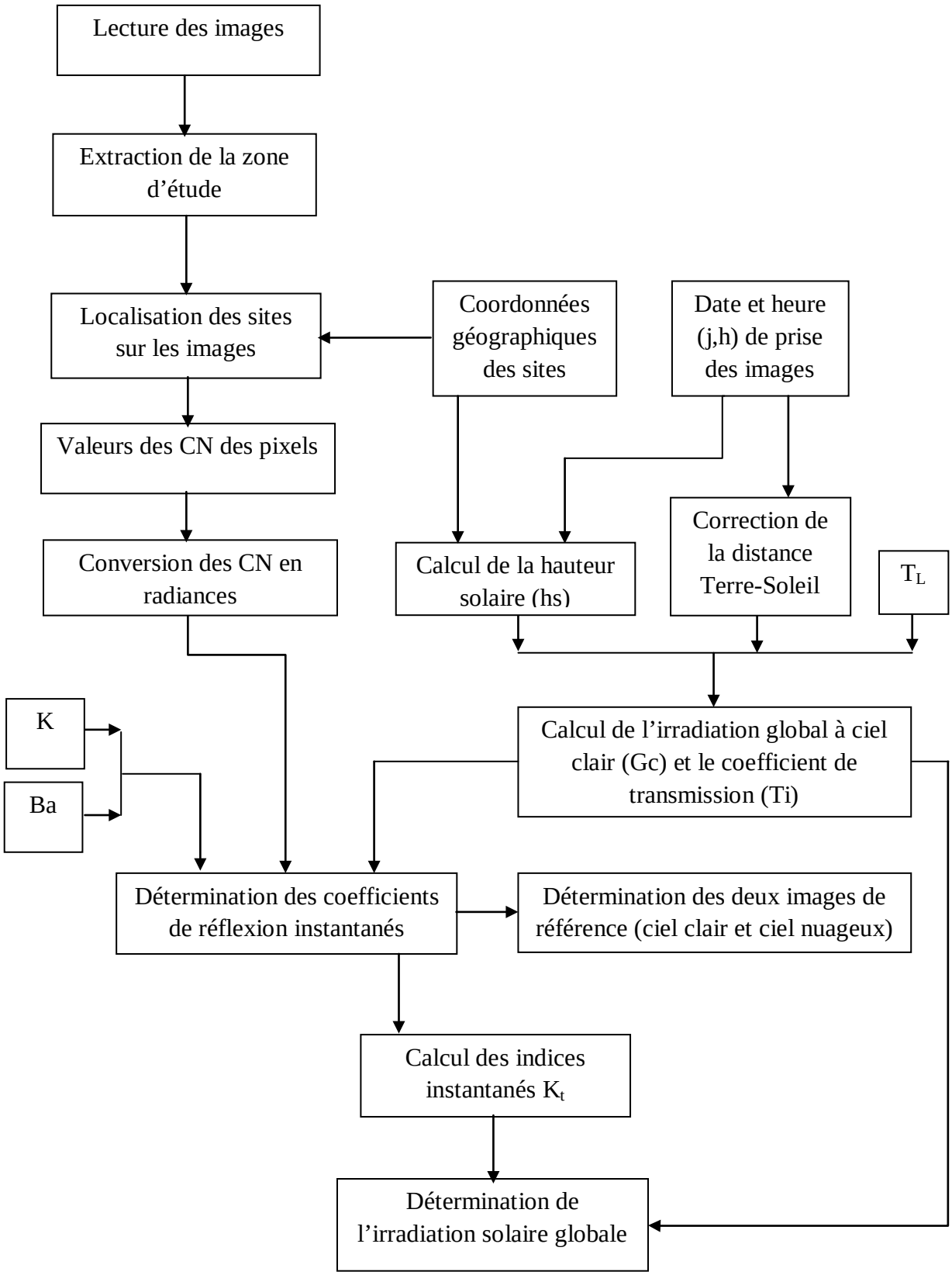


Fig.17 L'organigramme de la méthode adoptée

III.3.1 Estimation de l'irradiation solaire globale par ciel clair (Gc)

L'estimation de l'irradiation solaire globale au sol par le modèle GISTEL nécessite la connaissance du rayonnement global par ciel clair. Plus la qualité du modèle de ciel clair est élevée, plus l'estimation de l'irradiation solaire est précise [30].

Pour cela, nous avons utilisé le modèle ESRA (Europeen Solar Radiation Atlas) [3] de ciel clair. Ce modèle dépend de la hauteur solaire (hs), le facteur de trouble de Linke (T_L) et l'altitude du lieu considéré. L'irradiation globale dans ce modèle est séparée en deux composantes : l'irradiation directe Bc et l'irradiation diffuse Dc.

III.3.1.1 La composante directe

La radiance solaire directe reçue sur plan horizontal par ciel clair est donnée par l'équation ci-dessous :

$$Bc = Io\ \varepsilon \sin(\gamma_s) \exp\left(-0.8662\ T_L m \delta_r(m)\right) \quad (W/m^2) \qquad (III.1)$$

Avec

Io : est la constante solaire et égale à 1367W/m^2

ε : est le facteur de correction de la distance Terre-Soleil

γ_s : est l'angle de la hauteur solaire

T_L : est le facteur de trouble de Linke

m : est la masse d'air optique relative

$\delta_r(m)$: est l'épaisseur optique.

- **facteur de correction de la distance terre-soleil (ε)**

Au cours d'une révolution, la distance entre la terre et le soleil varie sensiblement en raison de la trajectoire elliptique de la terre autour du soleil (voir fig.18). Cette distance peut alors atteindre 153 millions de Km au maximum le 3 juillet, et 147 millions de Km au

minimum le 3 janvier. Ce facteur dépend du numéro du jour de l'année j, qui est déterminé en utilisant le tableau.1 et en connaissant le numéro du jour dans le mois. Après avoir calculé le numéro du jour correspondant à chaque jour de la période de prise des images de notre base de données (08-28 février), nous avons calculé le facteur (ε) correspondant à l'aide de l'équation (II.19).

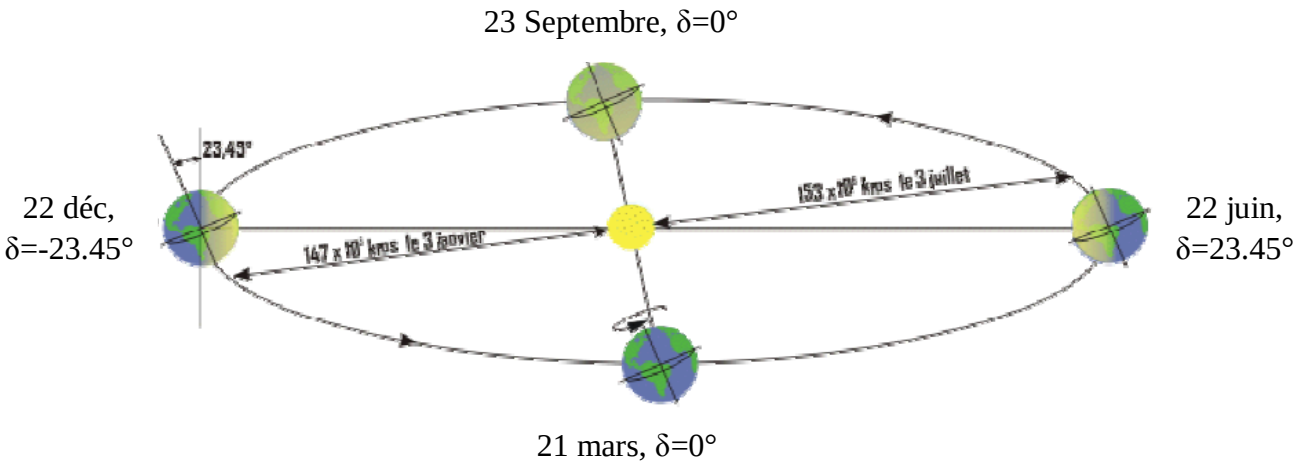


Fig.18 Distance terre-soleil au cours d'une révolution

- **L'angle de la hauteur solaire (hs)**

L'angle de la hauteur solaire représente l'élévation du soleil dans le ciel au cours de la journée. Cet angle varie de 0° (au lever et au coucher de soleil) pour atteindre le maximum (90°) au milieu de la journée (midi solaire).

Pour une date donnée de la période pour laquelle nous souhaitons déterminer le gisement solaire et pour chaque heure de prise des images, nous avons introduit la latitude et la longitude du site considéré. Nous avons obtenu la déclinaison par l'utilisation de l'équation (I.1), l'angle horaire en appliquant les relations (I.7 à I.9 et I.2), puis, la hauteur solaire donnée par l'équation (I.4).

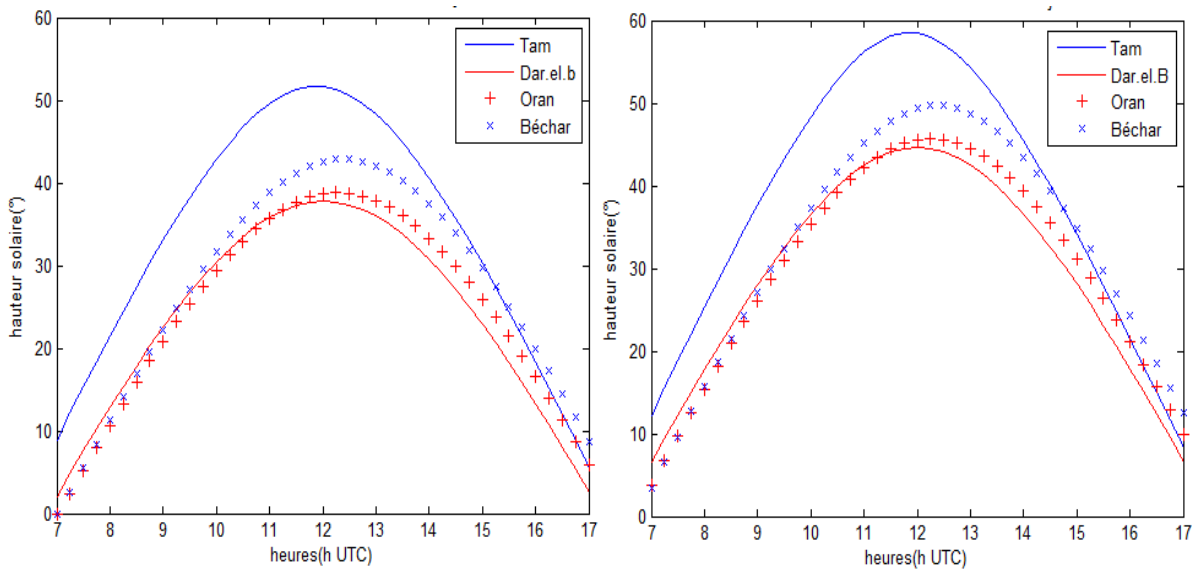


Fig.19 Variation de l'angle de la hauteur solaire au cours de la journée de : 28 Fév 2011 (à droite), 08 Fév 2011(à gauche)

- **Facteur de trouble de Linke**

Le facteur de trouble de Linke qui caractérise le trouble atmosphérique, peut être défini comme étant le nombre d'atmosphères pures et sèches (absence des aérosols et vapeur d'eau) qui, si elles avaient été superposées, entraîneraient la même atténuation que l'atmosphère réelle. Il s'obtient à partir des mesures pyrhéliométriques du rayonnement solaire direct. En l'absence de mesures, la valeur de référence relative à un ciel clair pur et sec vaut 2. Elle atteint 6 dans le cas d'un ciel pollué (présence d'aérosols) et humide (teneur en vapeur d'eau élevée) [8]. La connaissance du trouble de Linke en tout point est difficile à atteindre, pour cela, nous avons utilisé des valeurs extraites de la base de données Soda [42] qui sont illustrées par le tableau ci-dessous.

Station	**Alger**	**Oran**	**Béchar**	**Tamanrasset**
Type d'aérosols	urbain	urbain	rural	rural
T_L	3.5	2.8	3.5	2.6

Tableau.7 Valeurs du facteur de trouble de Linke pour les sites considérés dans notre étude

- **La masse d'air optique relative**

  La masse d'air optique relative est la masse d'atmosphère traversée par le rayonnement direct pour atteindre le sol (par ciel clair), par rapport à une traversée verticale au niveau de la mer [33]. Elle est donnée par la relation suivante :

$$m(\gamma_s^{true}) = \frac{(p/p_o)}{\sin \gamma_s^{true} + 0.50572(\gamma_s^{true} + 6.07995)^{-1.6364}} \qquad (III.2)$$

Où p/p_o est le rapport de la pression atmosphérique moyenne du site à la pression moyenne au niveau de la mer. Ce rapport peut être calculé par la relation suivante :

$$\frac{p}{po} = \exp\left(-\frac{z}{z_h}\right) \qquad (III.3)$$

Avec z l'altitude de lieu et $z_h = 8434.5$m, et l'angle de la hauteur solaire γ_s^{true} est corrigé pour réfraction, et est donné par :

$$\gamma_s^{true} = \gamma_s + \Delta\gamma_{refr} \qquad (III.4)$$

$$\Delta\gamma_{refr} = 0.061359\left(\frac{180}{\pi}\right) \times \frac{0.1594 + 1.1230\left(\frac{\pi}{180}\right)\gamma_s + 0.065656\left(\frac{\pi}{180}\right)^2 {\gamma_s}^2}{1 + 28.9344\left(\frac{\pi}{180}\right)\gamma_s + 277.3971} \qquad (III.5)$$

L'épaisseur optique δ_r (m), est l'épaisseur optique pure de la diffusion de Rayleigh par unité de la masse d'air.

$$\begin{cases} if\ m \leq 20 \quad (\gamma_s \geq 1.9^{\circ}) \\ \dfrac{1}{\delta_r(m)} = 6.62960 + 1.75130m - 0.12020m^2 + 0.00650m^3 - 0.00013m^4 \end{cases} \qquad (III.6)$$

III. 3.1.2 La composante diffuse

La radiance diffuse D_c arrivant au sol sur plan horizontal par ciel clair dépend aussi du facteur de trouble de Linke et de la hauteur solaire. D_c est donnée par :

$$D_c = Io\varepsilon\, T_{rd}(T_L)\, F_d(\gamma_s, T_L) \qquad (W/m^2) \qquad (III.7)$$

Avec T_{rd} la fonction de transmission du rayonnement diffus au zénith et F_d (γ_s, T_L) la fonction angulaire diffuse.

$$T_{rd}(T_L) = -1.5843 \times 10^{-2} + 3.0543 \times 10^{-2}\, T_L + 3.797 \times 10^{-4}\, T_L^2 \qquad (III.8)$$

$$F_d(\gamma_s, T_L) = A_o + A_1 \sin(\gamma_s) + A_2[sin(\gamma_s)]^2 \qquad (III.9)$$

Les coefficients A_o, A_1, A_2 dépendent uniquement du facteur de trouble de linke. Ils sont donnés par :

$$\begin{cases} A_o = 2.6463 \times 10^{-1} - 6.1581 \times 10^{-2}\, T_L + 3.1408 \times 10^{-3}\, T_L^2 \\ A_1 = 2.0402 + 1.8945 \times 10^{-2}\, T_L - 1.1161 \times 10^{-2} T_L^2 \\ A_2 = -1.3025 + 3.9231 \times 10^{-2}\, T_L + 8.5079 \times 10^{-3}\, T_L^2 \end{cases} \qquad (III.10)$$

La radiance globale G_c arrivant à la surface terrestre sur plan horizontal par ciel clair est obtenue par la sommation de la radiance directe et diffuse.

$$G_c = B_c + D_c \qquad (W/m^2) \qquad (III.11)$$

III.3.2 Conversion des comptes numériques en radiance

Le capteur SEVIRI du satellite MSG mesure l'énergie réfléchie ou émise par le système terre-atmosphère. Les valeurs obtenues pour chaque pixel de l'image sont des comptes numériques. Pour lier les comptes numériques de chaque pixel à la quantité d'énergie reçue par le satellite pour ce pixel, il faut calibrer les images. Pour cela, EUMETSAT a mis à notre disposition des coefficients de calibration [34] et des formules pour convertir les comptes numériques en radiances exprimées en $W/m^2/sr$.

La relation entre le compte numérique de chaque pixel et la radiance qui lui correspond est donnée par la relation ci-dessous [35]:

$$R = CN \times CAL_slope + CAL_offset \qquad (III.12)$$

Avec

R: radiance ($W/m^2/sr$)

CN : le compte numérique

CAL_slope et CAL_offset : des coefficients de calibration. Les valeurs de ces coefficients pour les deux canaux visibles VIS006 et VIS008 sont données dans le tableau suivant :

	CAL_slope	**CAL_offset**
VIS006	0.023128	-1.179533
VIS008	0.029727	-1.516057

Tableau.8 Les coefficients de calibration correspondant aux canaux visibles VIS006 et VIS008

III.3.3 Calcul des coefficients de réflexion instantanés de la base

Rappelons que les coefficients de réflexion traduisent la réflexion du rayonnement solaire sur la surface découpée par le cône de visée du satellite. Alors que le rayonnement capté par le satellite est la somme du rayonnement réfléchi par la base et celui réfléchi par l'atmosphère. Pour cela, nous avons extrait de la brillance des pixels considérés de toutes les

images après conversion en radiance, la brillance atmosphérique Ba(x,y,j,h) qui est la réponse enregistrée par le satellite au dessus de la mer par ciel clair. Cette brillance est considérée constante et est égale à 12 [1]. Pour chaque pixel de chacune des images, en introduisant Gc(x,y,j,h) et Ti déjà calculés, la brillance Ba et Bc(x,y,j,h) extraite des images et le facteur d'étalonnage du détecteur du canal visible de MSG-2, K= 0.514 à l'équation (II.17), nous avons calculé les coefficients de réflexion instantanés Ri(x,y,j,h) correspondant à chaque pixel (x,y) au jour j et à l'heur h.

III.3.4 Détermination des deux images de référence

Les deux images de référence sont celles des coefficients de réflexion obtenues en ciel clair *Rc* et en ciel totalement couvert par des nuages. Ces images sont obtenues en utilisant une séquence d'images prises pendant une période suffisamment longue à la même heure.

Pour établir l'image de référence en ciel clair, nous avons sélectionné une série d'images collectées pendant vingt jours à midi. Nous avons choisi les images de midi car celles-ci sont peu contrariées par la présence des ombres [32]. Cette image est obtenue en attribuant à chaque pixel, la valeur minimale du coefficient de réflexion qui apparait au moins une fois durant la séquence d'images.

La construction de l'image de référence en ciel complètement couvert s'est faite en sélectionnant les pixels dont la valeur du coefficient de réflexion est la plus importante pendant la même séquence d'images. La figure ci-dessous illustre les deux images de référence.

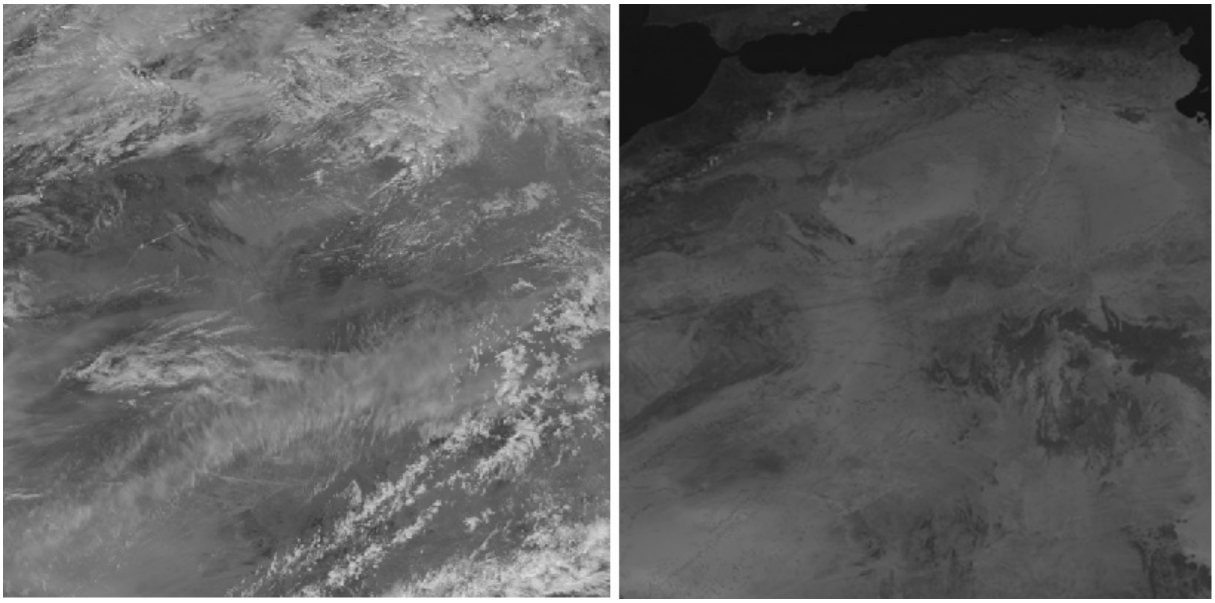


Fig.20 Les deux images de référence
à droite : l'image de ciel clair, à gauche : l'image de ciel nuageux

III.3.5 Calcul de l'indice de clarté instantané

L'indice instantané est le rapport de l'irradiation solaire Gi(x,y,j,h) estimée au site correspondant au pixel (x,y) et à l'instant (j,h), à l'irradiation Gc(x,y,j,h) calculée par beau temps. Cet indice est donné par l'équation (II.22).

Appelons Rc, le coefficient de réflexion observé en ciel clair et Rn, le coefficient de réflexion obtenu en ciel nuageux. Pour chaque image, la comparaison pixel par pixel et heure par heure, des coefficients de réflexions instantanés avec les deux images de référence Rc et Rn, permet de classifier l'état de ciel en trois classes à savoir le ciel clair, le ciel partiellement couvert et le ciel nuageux et d'attribuer à chaque état un indice instantané correspondant suivant les relations (II.23) à (II.25). Selon cette classification, si un pixel présente un coefficient de réflexion inférieur au seuil Rc, on considère qu'on est dans un cas idéal d'un ciel clair. Ainsi, si la valeur du coefficient de réflexion est supérieure à celle de référence Rn, le ciel est totalement couvert par des nuages opaque.

La comparaison des coefficients de réflexion instantanés avec ceux de référence Rc et Rn, nous a permis d'observer les différents états de ciel de ce mois. Le tableau ci-dessous illustre un exemple de classification du ciel pour la journée de 08/02/2011.

sites / Heures	Tamanrasset	Dar.El.Beida	Béchar	Oran
8h00	Ciel p. couvert	-	-	-
8h15	Ciel p. couvert	-	-	-
8h30	Ciel p. couvert	-	-	-
8h45	Ciel p. couvert	-	-	-
9h00	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel couvert	Ciel p.couvert
9h15	Ciel p. couvert	Ciel p.couvert	Ciel couvert	Ciel p.couvert
9h30	Ciel p. couvert	Ciel p.couvert	Ciel couvert	Ciel p.couvert
9h45	Ciel p. couvert	Ciel p.couvert	Ciel couvert	Ciel p.couvert
10h00	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel couvert	Ciel p. couvert
10h15	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel couvert	Ciel p. couvert
10h30	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel couvert	Ciel p. couvert
10h45	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
11h00	Ciel clair	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
11h15	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
11h30	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
11h45	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
12h00	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
12h15	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
12h30	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
12h45	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
13h00	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
13h15	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
13h30	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
13h45	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
14h00	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
14h15	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
14h30	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel clair	Ciel p. couvert
14h45	Ciel p. couvert	Ciel clair	Ciel clair	Ciel p. couvert
15h00	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
15h15	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel clair	Ciel p. couvert
15h30	Ciel clair	Ciel p. couvert	Ciel clair	Ciel p. couvert
15h45	Ciel clair	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
16h00	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel couvert	Ciel p. couvert
16h15	Ciel clair	Ciel p. couvert	Ciel clair	Ciel p. couvert
16h30	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel clair	Ciel p. couvert
16h45	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert
17h00	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert	Ciel p. couvert

Tableau.9 Les différents états du ciel observés le 08/02/2011 pour les sites d'Alger, Oran, Béchar et Tamanrasset

III.3.6 Irradiation horaire globale

Pour chaque pixel, nous avons obtenu l'irradiation horaire globale Gi en multipliant l'indice de clarté instantané par l'irradiation solaire obtenue en ciel clair Gc. Dans le cas d'un ciel totalement dégagé, l'irradiation arrivant au sol est celle calculée par ciel clair. En revanche, dans le cas d'un ciel totalement couvert par des nuages opaques, le rayonnement solaire est réfléchi par les nuages avant d'arriver au sol. Seul le rayonnement diffus atteint le sol. Dans ce cas, l'irradiation globale ne représente plus qu'environ 20% de la valeur de Gc [26].

III.4 Discussion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les différentes étapes à suivre pour mettre en œuvre la méthodologie adoptée pour l'estimation de l'irradiation solaire globale horaire en utilisant le modèle GISTEL. Ce modèle est basé sur la classification de chaque pixel de chaque image dans une catégorie à laquelle est attribué un coefficient de réflexion caractérisant la composante globale du rayonnement solaire au sol. Ce rayonnement est obtenu par une relation liant l'indice de clarté déterminé à partir des images MSG et le rayonnement reçu au sol par ciel clair. Dans le modèle GISTEL, Delorme avait utilisé le modèle donné par l'OMM pour calculer le rayonnement par ciel clair. Pour notre travail, nous avons choisi le modèle ESRA qui dépend de la hauteur solaire, le trouble de Linke et l'altitude du lieu qui sont les principaux paramètres influençant le rayonnement reçu au sol par ciel clair. Le prochain chapitre sera consacré à la présentation des résultats obtenus par notre application.

CHAPITRE IV

RESULTATS ET INTERPRETATIONS

IV.1 Préambule

Dans ce chapitre, nous présenterons les résultats de l'estimation du rayonnement solaire obtenus par notre application. A partir des images MSG prises dans les deux canaux visibles VIS006 et VIS008, et en se basant sur le modèle GISTEL, nous avons pu reconstituer l'évolution du rayonnement solaire horaire et journalier pour quelques sites en Algérie. Pour apprécier la précision de notre méthode, nous avons fait deux études comparatives. L'une consiste à comparer les valeurs estimées et les valeurs mesurées. L'autre est une comparaison entre notre méthode et celle de Delorme.

IV.2 Présentation des résultats

IV.2.1 Les indices de clarté instantanés Kt

L'indice de clarté qui est le rapport entre le rayonnement global arrivant à la surface terrestre et le rayonnement global par ciel clair, permet de distinguer les différents états par lesquels peut passer le ciel.

Pour déterminer ces indices, nous avons appliqué notre méthode à une série d'images MSG acquises tous les quart d'heures durant le mois de Février 2011. Notre principe consiste à calculer à chaque instant de prise de vue des images, les coefficients de réflexion pour les sites considérés, puis nous les avons comparés aux deux seuils caractérisant le ciel clair et le ciel nuageux en utilisant les relations (II.23 à II.25). Cette comparaison nous a permis de calculer les indices pour chaque pixel et pour chacun des moments d'acquisition des images et de voir les différents états de ciel observés pendant une journée. Les tableaux ci-dessous illustrent les valeurs de l'indice de clarté et les états du ciel pour les quatre sites de la journée du 8 Février 2011.

Heures	L'état du ciel	Kt (VIS006)	Radiance (W/m^2) VIS006	Radiance (W/m^2) VIS008
8h00	partiellement couvert	0.3298	42.20	25.59
8h15	partiellement couvert	0.5946	111.27	88.71
8h30	partiellement couvert	0.7329	182.38	160.83
8h45	partiellement couvert	0.8120	252.83	232.03
9h00	partiellement couvert	0.8743	326.52	300.32
9h15	partiellement couvert	0.9081	394.40	339.32
9h30	partiellement couvert	0.9388	463.03	433.85
9h45	partiellement couvert	0.9533	523.94	494.73
10h00	partiellement couvert	0.9654	582.11	582.12
10h15	partiellement couvert	0.9784	638.90	614.38
10h30	partiellement couvert	0.9838	688.02	669.68
10h45	partiellement couvert	0.9881	732.88	740.95
11h00	Ciel clair	1	799.90	799.90
11h15	partiellement couvert	0.9843	800.88	813.70
11h30	partiellement couvert	0.9859	831.06	809.37
11h45	partiellement couvert	0.9756	846.32	841.64
12h00	partiellement couvert	0.9756	865.60	859.05
12h15	partiellement couvert	0.9703	875.39	863.71
12h30	partiellement couvert	0.9599	875.55	871.38
12h45	partiellement couvert	0.9569	877.54	868.39
13h00	partiellement couvert	0.9486	869.84	863.79
13h15	partiellement couvert	0.9473	863.90	855.30
13h30	partiellement couvert	0.9511	857.84	845.21
13h45	partiellement couvert	0.9582	849.85	840.40
14h00	partiellement couvert	0.9445	818.99	825.13
14h15	partiellement couvert	0.9267	780.68	806.29
14h30	partiellement couvert	0.9650	787.70	786.38
14h45	partiellement couvert	0.9737	758.77	729.40
15h00	partiellement couvert	0.9437	699.29	719.33
15h15	partiellement couvert	0.9777	682.94	677.36
15h30	Ciel clair	1	652 .13	652.13
15h45	Ciel clair	1	602.04	602.04
16h00	partiellement couvert	0.9522	522.38	486.26
16h15	Ciel clair	1	492.17	492.17
16h30	partiellement couvert	0.9064	392.70	391.80
16h45	partiellement couvert	0.7287	271.32	325.59
17h00	partiellement couvert	0.9016	279.69	255.01

Tableau.10 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site de Tamanrasset le 08/02/2011.

Heures	**L'état du ciel**	**Kt**	**Radiance (W/m^2) VIS006**	**Radiance (W/m^2) VIS008**
9h00	partiellement couvert	0.6577	112.75	69.52
9h15	partiellement couvert	0.7754	167.28	127.01
9h30	partiellement couvert	0.8476	220.61	182.38
9h45	partiellement couvert	0.8787	267.20	241.20
10h00	partiellement couvert	0.9129	316.39	290.41
10h15	partiellement couvert	0.9376	363.07	340.86
10h30	partiellement couvert	0.8328	354.39	394.01
10h45	partiellement couvert	0.8144	375.55	461.05
11h00	partiellement couvert	0.8483	418.89	472.76
11h15	partiellement couvert	0.7197	376.52	509.09
11h30	partiellement couvert	0.3859	211.87	524.74
11h45	partiellement couvert	0.6566	375.11	550.05
12h00	partiellement couvert	0.6160	363.33	570.63
12h15	partiellement couvert	0.8616	520.73	569.63
12h30	partiellement couvert	0.8933	549.29	587.18
12h45	partiellement couvert	0.7576	470.79	571.05
13h00	partiellement couvert	0.6247	389.74	578.00
13h15	partiellement couvert	0.7933	494.61	574.86
13h30	partiellement couvert	0.8519	525 .18	580.60
13h45	partiellement couvert	0.8251	500.51	566.84
14h00	partiellement couvert	0.8133	482.15	557.37
14h15	partiellement couvert	0.7974	458.57	334.74
14h30	partiellement couvert	0.8608	476.43	533.11
14h45	ciel clair	1	528.26	528.26
15h00	partiellement couvert	0.9964	497.73	485.95
15h15	partiellement couvert	0.8524	398.49	444.61
15h30	partiellement couvert	0.8777	379.52	414.05
15h45	partiellement couvert	0.4810	189.77	366.53
16h00	partiellement couvert	0.3848	136.35	290.83
16h15	partiellement couvert	0.6529	203.81	268.26
16h30	partiellement couvert	0.7596	203.97	219.24
16h45	partiellement couvert	0.9386	210.33	161.63
17h00	partiellement couvert	0.8583	154.17	111.09

Tableau.11 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site d'Alger le 08/02/2011.

Heures	**L'état du ciel**	**Kt**	**Radiance (W/m^2) VIS006**	**Radiance (W/m^2) VIS008**
9h00	totalement couvert	0.20	30.28	30.28
9h15	totalement couvert	0.20	40.22	40.22
9h30	totalement couvert	0.20	50.41	50.41
9h45	totalement couvert	0.20	60.59	60.59
10h00	totalement couvert	0.20	70.60	70.60
10h15	totalement couvert	0.20	80.31	80.31
10h30	totalement couvert	0.20	89.58	89.58
10h45	partiellement couvert	0.3062	150 .58	297.21
11h00	partiellement couvert	0.9545	508.31	167.43
11h15	partiellement couvert	0.5528	315.17	173.80
11h30	partiellement couvert	0.6386	385.74	172.94
11h45	partiellement couvert	0.7035	446.23	210.77
12h00	partiellement couvert	0.5767	380.90	317.05
12h15	partiellement couvert	0.5424	370.24	176.77
12h30	partiellement couvert	0.6227	436.24	245.10
12h45	partiellement couvert	0.5549	396.24	142.82
13h00	partiellement couvert	0.5961	431.12	218.63
13h15	partiellement couvert	0.5238	381.33	249.06
13h30	partiellement couvert	0.6205	451.88	360.89
13h45	partiellement couvert	0.8550	619.02	427.91
14h00	partiellement couvert	0.7592	543.04	419.07
14h15	partiellement couvert	0.6101	428.46	539.19
14h30	Ciel clair	1	684.82	684.82
14h45	Ciel clair	1	663.15	663.15
15h00	partiellement couvert	0.8848	563.92	637.38
15h15	Ciel clair	1	607.58	607.58
15h30	Ciel clair	1	574.00	574.00
15h45	partiellement couvert	0.3830	205.63	607.58
16h00	totalement couvert	0.20	99.27	99.27
16h15	Ciel clair	1	452.86	452.86
16h30	Ciel clair	1	406.73	406.73
16h45	partiellement couvert	0.7735	277.24	71.69
17h00	partiellement couvert	0.2908	89.72	61.70

Tableau.12 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site de Béchar le 08/02/2011.

Heures	L'état du ciel	Kt	Radiance (W/m^2) VIS006	Radiance (W/m^2) VIS008
9h00	partiellement couvert	0.4851	71.29	79.63
9h15	partiellement couvert	0.6393	124.28	137.10
9h30	partiellement couvert	0.7484	181.58	192.22
9h45	partiellement couvert	0.8261	240.05	248.27
10h00	partiellement couvert	0.8850	298.63	302.27
10h15	partiellement couvert	0.9022	345.26	353.52
10h30	partiellement couvert	0.9058	385.61	403.51
10h45	partiellement couvert	0.8751	407.96	468.44
11h00	partiellement couvert	0.9157	461.24	490.98
11h15	partiellement couvert	0.9805	527.50	527.46
11h30	partiellement couvert	0.9846	560.12	560.66
11h45	partiellement couvert	0.9911	590.75	590.15
12h00	partiellement couvert	0.9892	612.72	607.22
12h15	partiellement couvert	0.9898	632.28	628.44
12h30	partiellement couvert	0.9877	646.03	634.63
12h45	partiellement couvert	0.9829	653.88	644.50
13h00	partiellement couvert	0.9826	660.48	641.16
13h15	partiellement couvert	0.9891	667.46	645.52
13h30	partiellement couvert	0.9833	661.94	660.02
13h45	partiellement couvert	0.9818	655.17	669.87
14h00	partiellement couvert	0.9751	640.79	659.81
14h15	partiellement couvert	0.9652	620.48	645.61
14h30	partiellement couvert	0.9569	597.55	627.39
14h45	partiellement couvert	0.9371	564.14	605.26
15h00	partiellement couvert	0.9151	526.83	579.40
15h15	partiellement couvert	0.9575	522.53	550.00
15h30	partiellement couvert	0.9739	498.90	517.26
15h45	partiellement couvert	0.9797	465.84	481.45
16h00	partiellement couvert	0.9396	409.36	421.61
16h15	partiellement couvert	0.9648	379.40	389.39
16h30	partiellement couvert	0.9339	325.46	336.76
16h45	partiellement couvert	0.9066	237.77	283.36
17h00	partiellement couvert	0.8667	220.33	227.75

Tableau.13 Les états de ciel correspondants à chaque valeur de l'indice de clarté et les radiances estimées pour le site d'Oran le 08/02/2011.

IV.2.2 Estimation de la radiance instantanée

Les données solaires extraites des images satellitaires représentent l'intensité de la radiation solaire exprimée en W/m^2 ou se qu'on appelle la radiance solaire. Cette radiance est déterminée par une relation qui lie l'indice de clarté au rayonnement global par ciel clair (l'équation II.26). Après la détermination des indices de clarté correspondant aux images prises respectivement de 8 h à 17 h pour le site de Tamanrasset, et de 9h à 17 h pour les site d'Alger, Oran et Béchar, et après le calcul du rayonnement global arrivant au sol sur plan horizontal par ciel clair aux mêmes instants de prise des images, nous avons estimé la radiance globale pour les quatre sites. Les résultats de l'estimation obtenus dans les deux canaux sont illustrés par les fig.21 et fig.22.

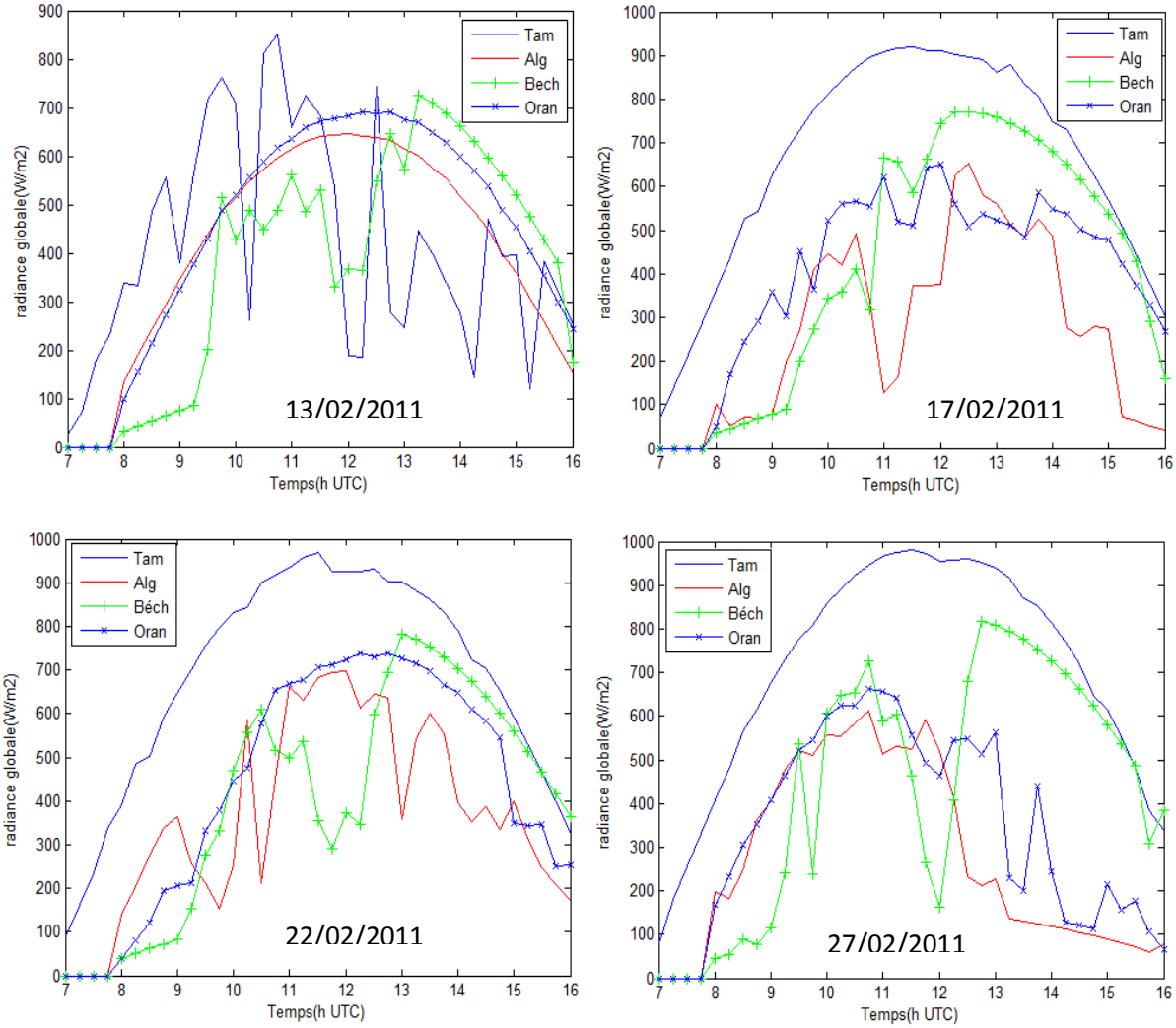


Fig.21 La radiance solaire estimée pour quatre sites le 13, le 17, le 22 et le 27 Février 2011 dans le canal visible VIS006

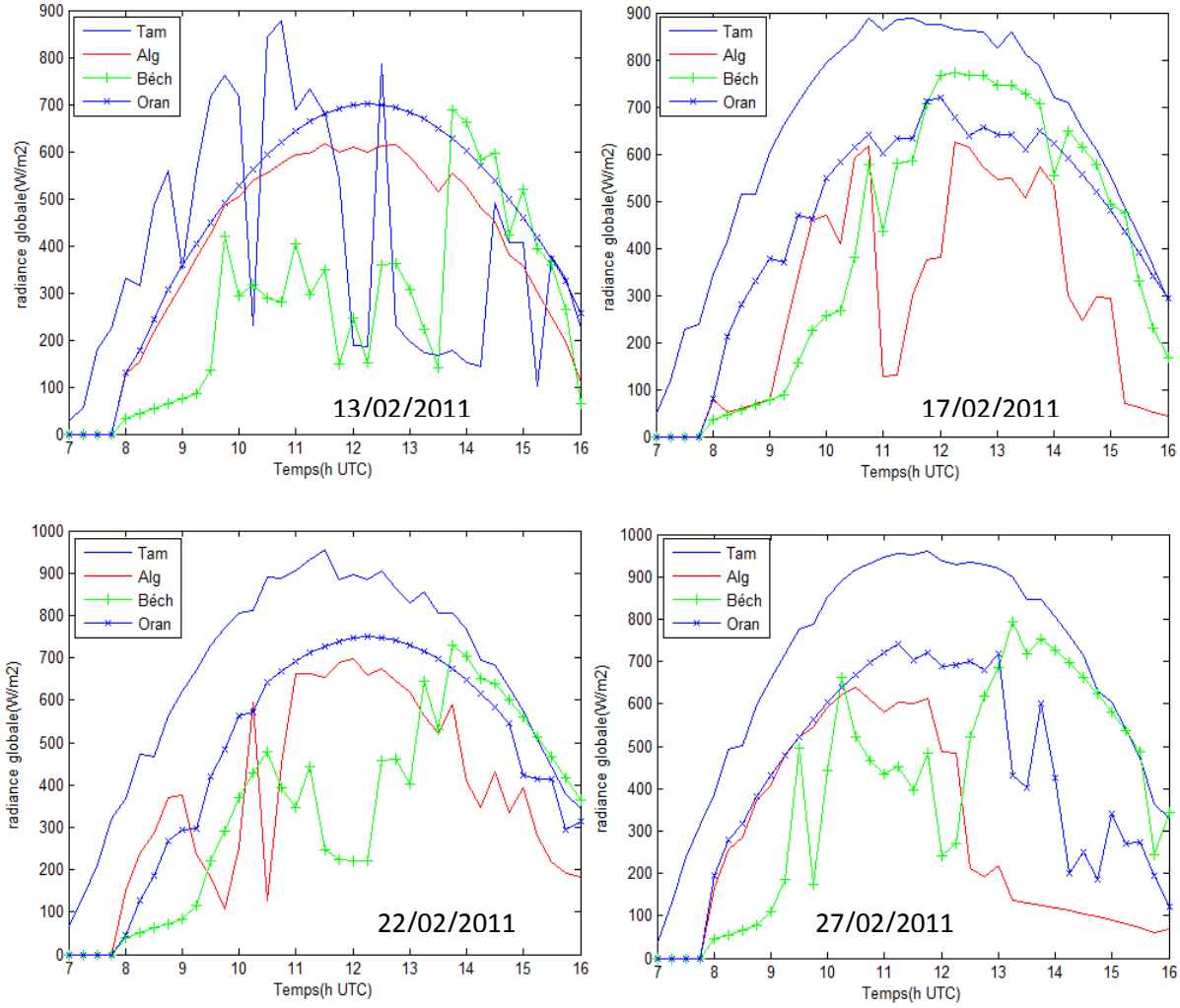


Fig.22 La radiance solaire estimée pour quatre sites le 13, le 17, le 22 et le 27 Février 2011 dans le canal visible VIS008

D'après les figures ci-dessus, nous remarquons que la radiance solaire varie au cours de la journée. Elle est faible au voisinage du lever et du coucher du soleil et elle atteint le maximum au milieu de la journée si le ciel garde le même état pendant une journée. Par contre, si le ciel passe d'un état à un autre, des fluctuations importantes se produisent sur la radiance. Ces fluctuations sont dues essentiellement à la présence des nuages.

Les variations du rayonnement solaire sont proportionnelles aux variations de l'indice de clarté qui caractérise l'état du ciel :

Kt = 1, le ciel est clair

Kt = 0.2, le ciel est totalement couvert par des nuages opaques

0.2 < Kt < 1, dans cet intervalle, le ciel garde toujours le même état c'est-à dire partiellement couvert, mais des variations de l'indice de clarté ainsi que la radiance sont observées (voir fig.23). Ces changements sont dus au type des nuages, leur épaisseur et leur altitude.

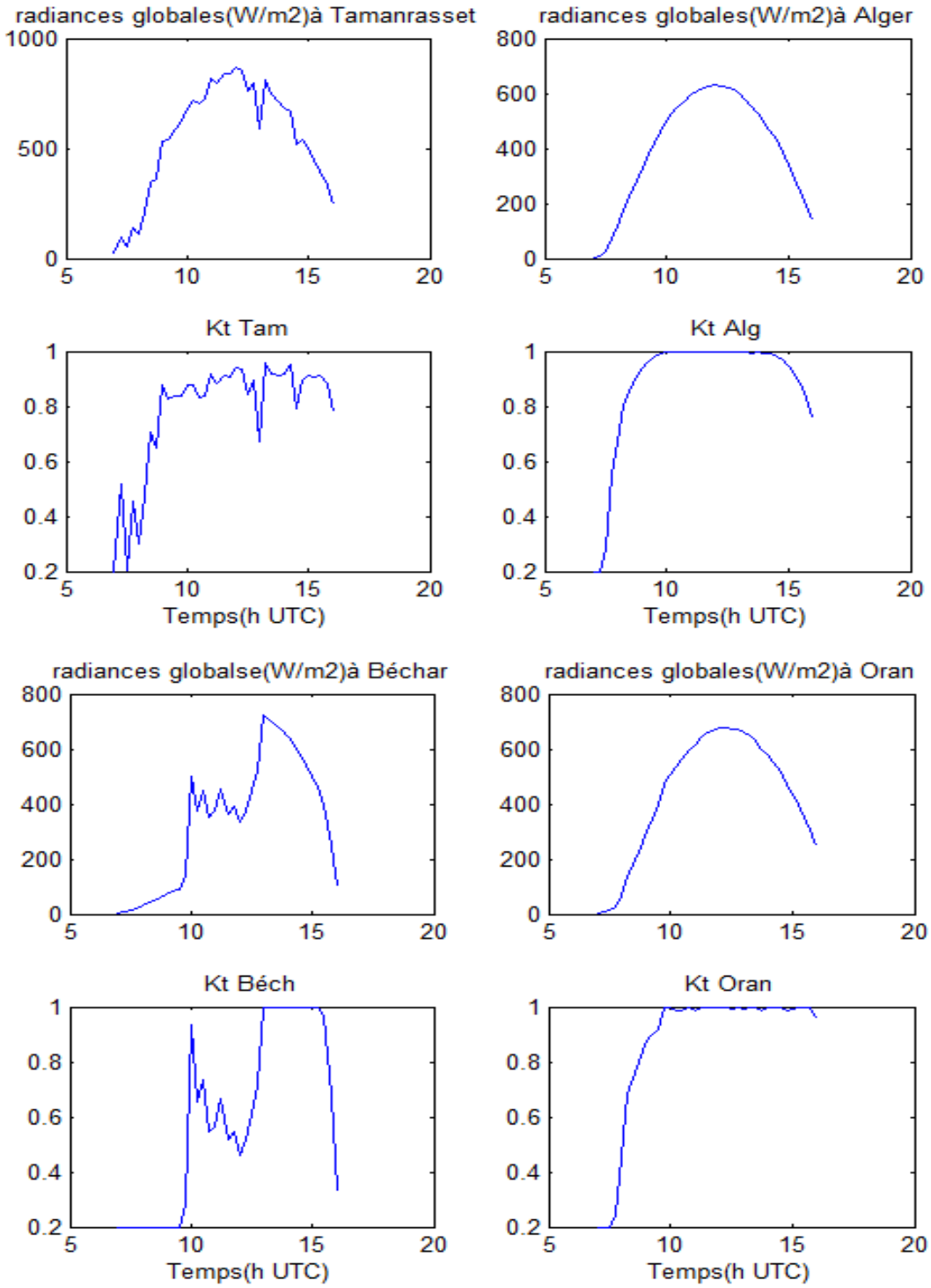


Fig.23 Variation des radiances globales et l'indice de clarté au cours de la journée de 09/02/2011 pour le VIS006

IV.2.3 Estimation de la radiance journalière moyenne

La figure ci-dessous montre l'évolution de la moyenne journalière de la radiance au cours du mois de Février 2011.

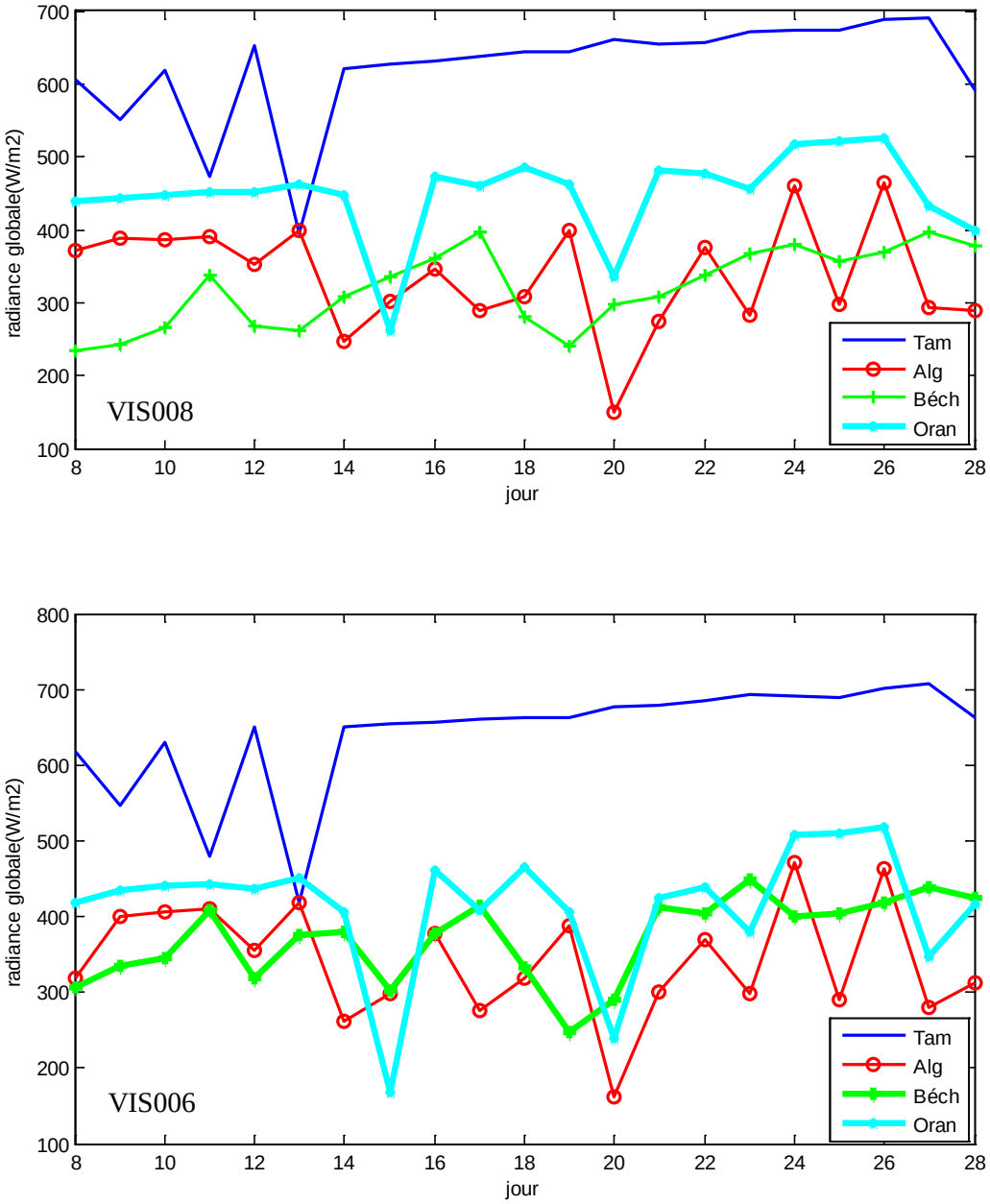


Fig.24 Evolution de la radiance journalière moyenne au cours du mois de Février 2011.

IV.2.4 Estimation de l'irradiance horaire et journalière

Les images MSG nous fournissent des informations sur l'état de l'atmosphère et l'énergie reçue au sol à des instants précis correspondant au moment de prise de vue des images, mais, nous ne pouvons pas savoir ce qui se passe entre deux images successives ni d'avoir l'irradiance solaire dans ce laps de temps. Pour connaitre l'irradiance horaire (Wh/m^2), il faut intégrer la radiance sur un intervalle de temps d'une heure (entre deux heures successives t et t+1).

$$G_h\,(t, t+1) = \int_t^{t+1} G_t(t)\,dt \qquad (IV.1)$$

Où G_h est l'irradiance horaire et G_t, la radiance à l'instant t.

Entre chaque deux heures successives, nous avons quatre intervalles égaux (15 mn chacun) dont nous connaissons la radiance solaire des bornes de chaque intervalle. Pour appliquer l'intégration sur une heure, nous avons utilisé une interpolation polynômiale de Lagrange. Cette méthode permet d'approximer une fonction connue seulement en certains points dans un intervalle donné par une fonction qui passe par tous les points de cet intervalle. Cette méthode est donnée par l'équation suivante :

$$\int_t^{t+1} G_t(t)\,dt = \int_t^{t+1} \sum_{i=0}^{n} G_t(ti)\,Li(t)\,dt \qquad (IV.2)$$

Où Li est le polynôme de Lagrange qui est donné par :

$$Li(t) = \prod_{j=0, j\neq i}^{n} \frac{t - tj}{ti - tj} \qquad (IV.3)$$

L'interpolation Lagrangienne permet d'avoir l'irradiance horaire. La somme de ces irradiances au cours d'une journée donne l'irradiance journalière. La figure ci-dessous illustre l'irradiance solaire journalière pour le mois de Février 2011.

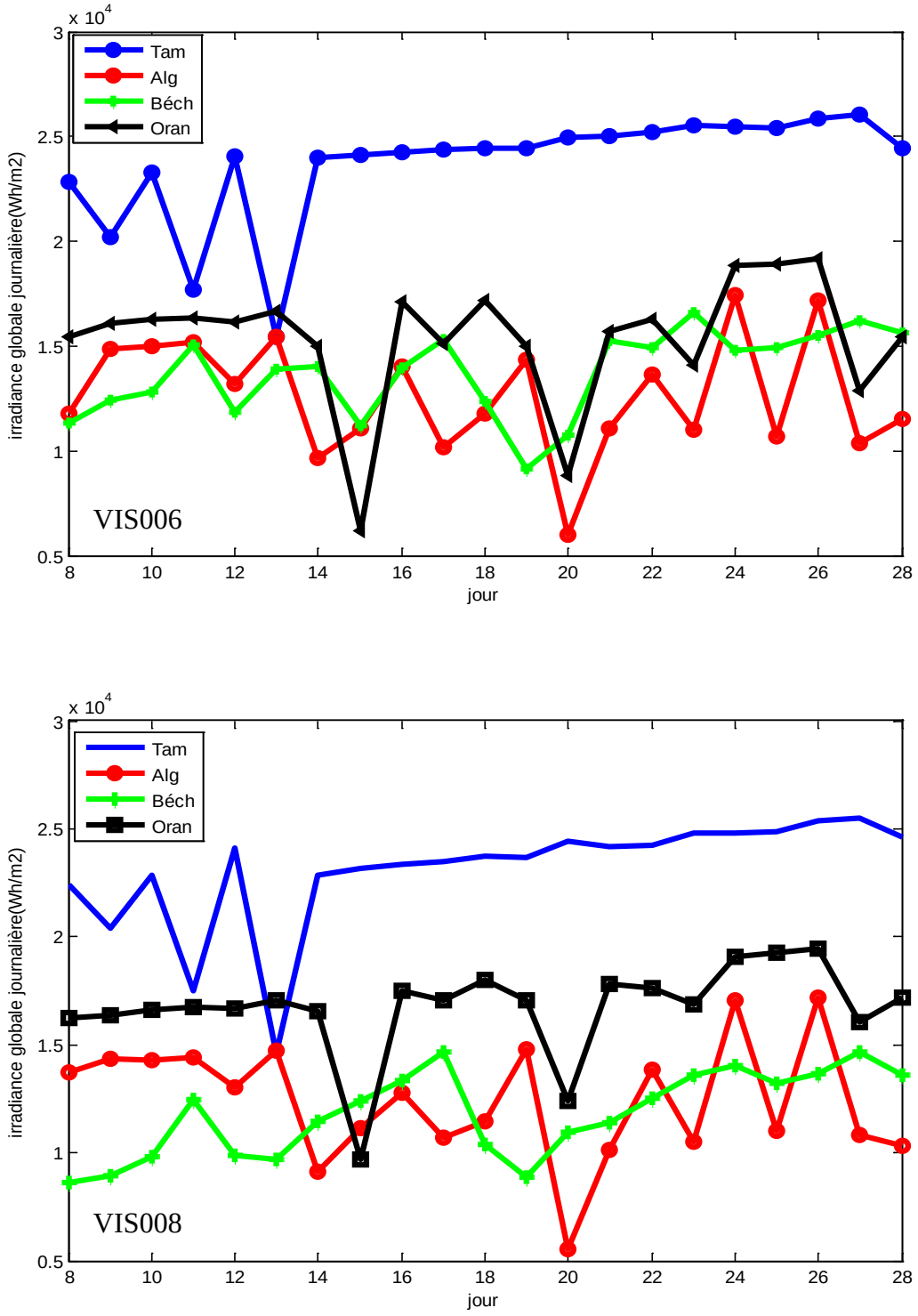


Fig.25 Irradiances globales journalières estimées dans les canaux VIS006 et VIS008 durant le mois de Février 2011.

IV.3 Validation de la méthode

Pour valider nos résultats, nous avons effectué deux comparaisons. Une consiste à comparer nos résultats aux mesures fournies par des pyranomètres au sol. L'autre est la comparaison de notre méthode avec la méthode élaborée par Delorme.

1V.3.1 Comparaison des valeurs estimées aux valeurs mesurées au sol

Une comparaison entre les valeurs estimées et celles mesurées au sol permet de confirmer la validité du modèle. Les mesures effectuées au sol par un pyranomètre sont des irradiances (Wh/m^2), car ces mesures résultent de l'intégration de la radiance sur un intervalle de temps d'une heure. Pour cela, nous avons comparé les irradiances horaires et journalières estimées aux mesures in-situ collectées au site de Tamanrasset. Pour les autres sites, nous n'avons pas pu faire la comparaison suite à la non disponibilité des mesures au sol. L'analyse comparative est effectuée à base du coefficient de corrélation. Les résultats de cette comparaison sont résumés par le tableau.13 et les figures fig.25 et fig.26.

Date	**08/02**	**09/02**	**10/02**	**11/02**	**12/02**	**13/02**	**14/02**
R(VIS006)	0.73	0.71	0.7	0.58	0.76	0.58	0.80
R(VIS008)	0.72	0.73	0.77	0.56	0.75	0.65	0.80
Date	**15/02**	**16/02**	**17/02**	**18/02**	**19/02**	**20/02**	**21/02**
R(VIS006)	0.74	0.75	0.76	0.79	0.78	0.75	0.79
R(VIS008)	0.74	0.75	0.76	0.79	0.78	0.74	0.80
Date	**22/02**	**23/02**	**24/02**	**25/02**	**26/02**	**27/02**	**28/02**
R(VIS006)	0.77	0.75	0.76	0.77	0.77	0.75	0.81
R(VIS008)	0.76	0.75	0.76	0.76	0.76	0.75	0.78

Tableau.14 Coefficients de corrélations obtenus par la comparaison des irradiances horaires estimées et les mesures au sol

Les coefficients de corrélation liant les estimations horaires aux mesures au sol sont satisfaisants car ils varient de 71% à 81%. Le coefficient de corrélation qui est de l'ordre de 58% observé dans les journées où le ciel était couvert ou partiellement couvert caractérisé par un indice de clarté variable.

Les figures ci-dessous représentent le nuage de points formé par les couples de valeurs mesurées au sol et estimées par l'application de notre méthode aux images MSG.

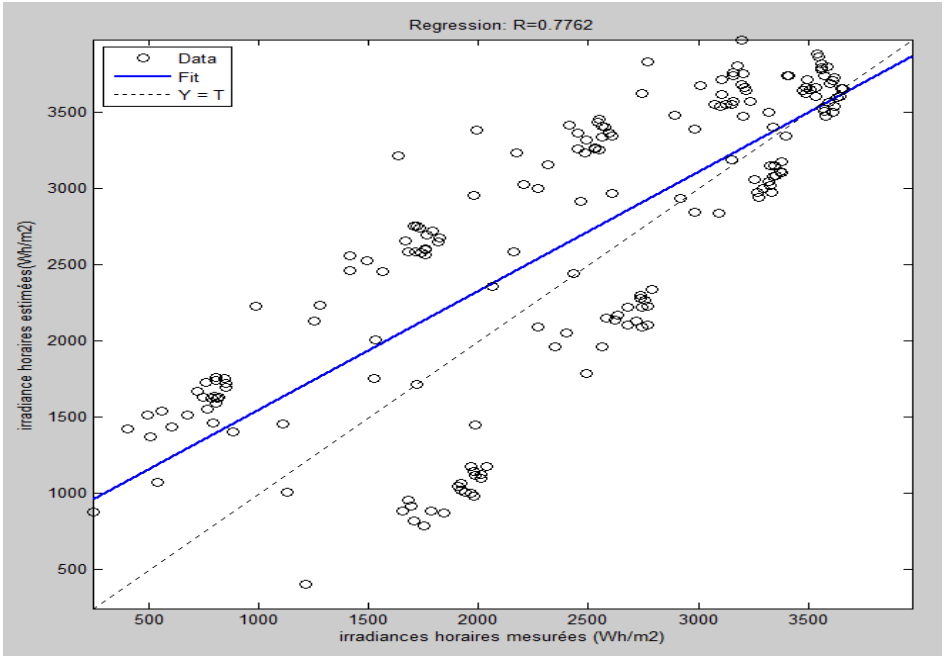


Fig.26 Comparaison des irradiances horaires estimées et mesurées au sol durant le mois de Février 2011.

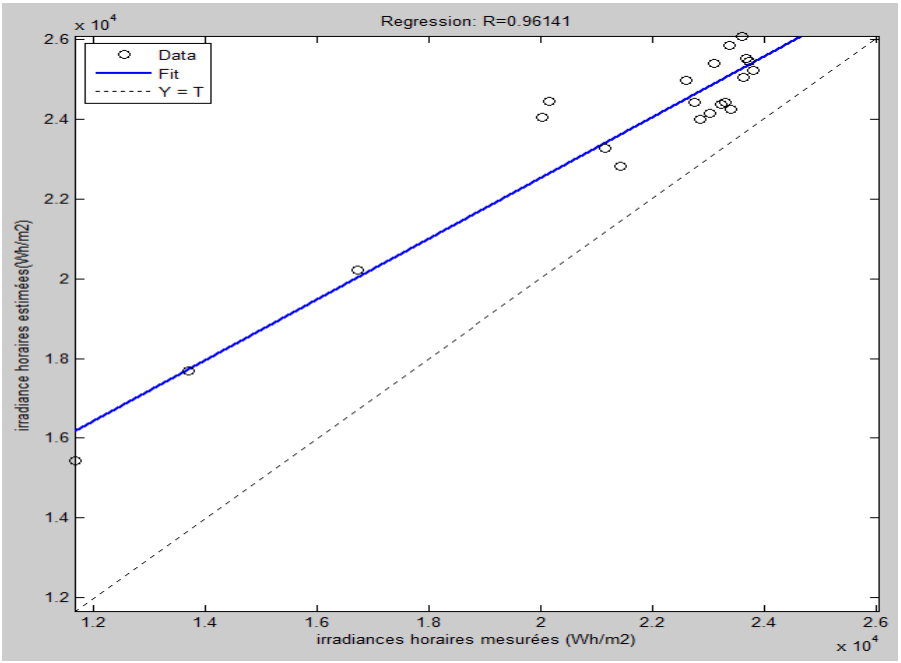


Fig.27 Comparaison des irradiances journalières estimées et mesurées au sol durant le mois de Février 2011.

En analysant les résultats figurants dans ces figures, nous constatons une bonne concentration des points autour de la droite de régression idéale pour le cas d'un ciel clair.

Lorsque le ciel est nuageux, nous remarquons une dispersion non négligeable autour de la droite de régression. Le coefficient de corrélation obtenu par la comparaison des irradiances horaires estimées et mesurées est de 0.77. Alors que celui liant les valeurs journalières est plus élevé et est de 0.96.

IV.3.2 Comparaison avec la méthode de Delorme

La méthode que nous avons élaborée diffère de celle de Delorme par le choix du modèle de ciel clair. Delorme dans son modèle GISTEL avait utilisé le modèle donné par l'organisation mondiale de la météorologie (OMM) [31]. Ce modèle donné par l'équation (II.18) dépend essentiellement de la hauteur solaire (hs) et le facteur de trouble de Linke (T_L). Dans notre méthode, nous avons appliqué le modèle de ciel clair ESRA. Nous avons choisi ce dernier car il dépend aussi de l'altitude du site considéré, car l'altitude est un paramètre qui influence le rayonnement solaire. L'étude comparative entre les valeurs journalières mesurées et estimées par les deux méthodes montre qu'il y a une petite amélioration du coefficient de corrélation en utilisant notre méthode (avec le modèle ESRA) (voir fig.28).

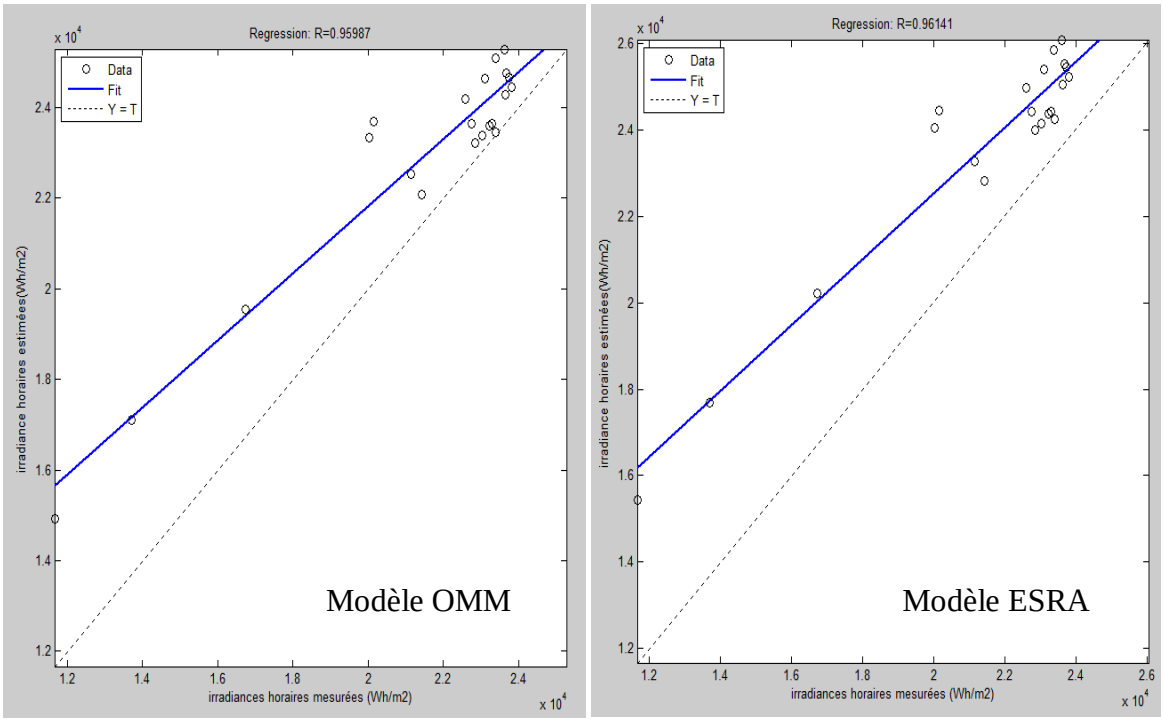


Fig.28 Comparaison des irradiances journalières estimées par les deux méthodes et mesurées au sol durant le mois de Février 2011.

L'intégration du modèle ESRA dans le modèle GISTEL introduit une amélioration sensible du coefficient de corrélation obtenu en comparant les irradiances journalières estimées et mesurées. Ce coefficient passe de 0.95 liant les valeurs mesurées et estimées par le modèle de Delorme à 0 .96.

IV.4 Discussion

L'intégration du modèle ESRA au modèle GISTEL a amélioré sensiblement les résultats de l'estimation du gisement solaire arrivant au sol. Suite à une comparaison entre les valeurs estimées à partir de notre méthode et les mesures au sol pour le site de Tamanrasset, nous avons obtenu un coefficient de corrélation de l'ordre de 77% en moyenne pour l'irradiance horaire et d'environ 96% pour l'irradiance journalière, ce qui signifie que les valeurs estimées sont proches de celles mesurées par des pyranomètres. On peut conclure alors que l'utilisation des images MSG peut fournir des informations précises sur l'évolution du rayonnement solaire.

L'exploitation des images MSG pour l'estimation du gisement solaire a l'avantage de pouvoir évaluer l'irradiation solaire en tout point et de mieux suivre l'évolution du rayonnement solaire grâce à la résolution spatiale et temporelle de ces images.

CONCLUSION

Conclusion

L'approche que nous avons développée dans ce mémoire est conçue pour l'estimation du gisement solaire atteignant le sol sur plan horizontal à l'échelle de l'heure et de la journée, en utilisant les informations extraites des images MSG dans les deux canaux visibles VIS006 et VIS008. La méthode développée consiste à comparer les brillances instantanées observées sur les images pour chaque pixel à deux brillances de référence caractérisant le ciel clair et le ciel nuageux. A partir de cette comparaison, nous pouvons distinguer trois états de ciel à savoir le ciel clair, le ciel partiellement couvert et complètement couvert. Chaque état est représenté par un indice de clarté défini. Cet indice qui est le rapport entre le rayonnement global reçu au sol et le rayonnement global par ciel clair déterminé par des modèles théoriques et qui tient compte de la hauteur solaire, le facteur de trouble de Linke et l'altitude du lieu considéré. Les valeurs de ce dernier sont extraites de la base de données Soda suite à la non disponibilité des paramètres nécessaires pour calculer ce facteur tel que le coefficient d'absorption par l'ozone et la vapeur d'eau.

Le modèle utilisé pour mettre en œuvre notre application est le modèle GISTEL qui a été déjà appliqué sur des images B2, Wefax et haute résolution. Ce modèle a été validé dans plusieurs stations en France, en Tunisie et même en Algérie. Dans ce travail, nous avons remplacé le modèle de ciel clair donné par l'OMM utilisé par Delorme dans son modèle GISTEL par le modèle ESRA que nous avons ensuite appliqué à des images MSG.

Les résultats obtenus sont des radiances exprimées en W/m^2, puis transformées en irradiances en Wh/m^2 pour pouvoir ensuite les comparer à des mesures in-situ. Lors de la comparaison des valeurs estimées pour le site de Tamanrasset avec les mesures données par un pyranomètre pour la même station, nous avons obtenu un coefficient de corrélation de l'ordre de 77% en moyenne à l'échelle horaire et un coefficient de l'ordre de 96% à l'échelle journalière, cela prouve qu'il existe une forte corrélation entre les mesures satellitaires et les mesures in-situ. Une autre comparaison a été faite entre les résultats obtenus par l'application du modèle GSTEL utilisé par Delorme et les résultats d'estimation par notre méthode c'est-à-dire avec l'intégration du modèle ESRA dans le modèle GISTEL. Les coefficients de corrélation obtenus montrent que l'estimation du gisement solaire par notre méthode est sensiblement améliorée. Ces résultats montrent que le modèle GISTEL est applicable aux images MSG.

Comme les images MSG nous fournissent des informations sur l'absorption du rayonnement solaire par la vapeur d'eau et l'ozone par les canaux vapeur d'eau WV6.2 et WV7.3 et le canal IR9.7, nous pouvons estimer les valeurs du facteur de trouble atmosphérique d'une façon plus précise ce qui améliore l'estimation d'irradiation solaire.

La connaissance de la quantité d'énergie reçue au sol est très importante surtout pour les concepteurs de systèmes solaires, il sera intéressant de déterminer le gisement solaire sur plan incliné et de généraliser le modèle pour tout le territoire algérien.

Il serait également très intéressant d'exploiter les informations fournies par le Lidar que notre laboratoire (LAMPA) a mis récemment en service afin d'estimer les aérosols (le trouble atmosphérique). En effet, ces aérosols absorbent ou diffusent une partie du rayonnement solaire et du rayonnement tellurique. Ils interviennent également dans la formation des nuages et influencent leur durée de vie et leurs propriétés optiques. Par ces deux effets, les aérosols agissent de manière non négligeable sur le bilan radiatif terrestre, donc sur le climat de la terre. Le Lidar analyse les propriétés de la lumière laser renvoyée vers l'émetteur et donne ainsi accès au profil vertical de la concentration en aérosols.

ANNEXES

A.1 Les satellites météorologiques

Depuis la fin des années 70, une surveillance totale de l'atmosphère est assurée par le Système Mondial d'Observation de la Veille Météorologique Mondiale. Ce système mondial comprend des satellites espacés régulièrement autour de l'équateur en orbite géostationnaire et des satellites en orbite quasi-polaire (voir fig.A.1).

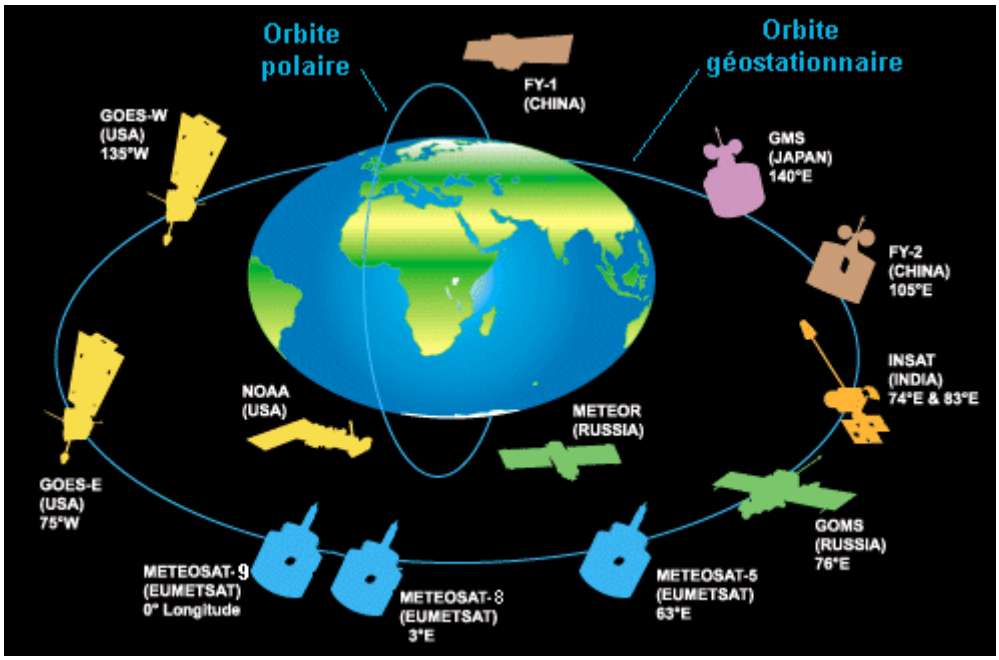


Fig.A.1 Les satellites météorologiques

A.1.1 Les satellites météorologiques géostationnaires [33]

Les satellites géostationnaires se déplacent à une altitude d'environ 36000 km et fournissent de manière continue des images plein-disque. Plusieurs satellites sont lancés et maintenus à travers le monde. On cite :

- GOES lancé par les États-Unis, couvrant l'Amérique et une partie de l'Atlantique et du Pacifique. Les GOES-W (GOES-11) et GOES-E (GOES-13) sont activés en 2006. Et GOES-12 positionné en 60° W assure la mission « south America ».

- La série METEOSAT et MSG sont mis en orbite par l'Agence spatiale européenne (ESA) et les pays européens. Ils couvrent l'Afrique et l'Europe.

- Le MTSAT est lancé par le Japon, positionné à 140°E et couvre le pacifique.

- Le METSAT est un satellite indien stabilisé à 74°E.

- Le GOMS est positionné par la Russie à la longitude de Moscou.

- La série FENG-YUN est utilisée par la Chine dont le plus récent est le FY-2C, lancé en octobre 2004 et positionné à 105°E.

A.1.2 Les satellites météorologiques polaires (ou à défilement)

Ces satellites se trouvent généralement à une altitude comprise entre 800 m et 1000 m. Leur orbite étant polaire, ils passent près du pôle Nord et du pôle sud en un même tour orbital. Parmi ces sites, on cite :

- MetOp est un satellite européen associant l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et l'organisation EUMETSAT. Il est lancé en 2006.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) est un satellite americain don't le premier est mis en orbite en 1970.
- METEOR est lancé la Russie en 1993.

A.2 Les caractéristiques de quelques satellites géostationnaires

Satellite	Météosat 1 à 7 (1977 et 1997)	GOES	MTSAT
Altitude(Km)	36 000	36 000	36 000
Masse en orbite (Kg)	720	2105	2900
stabilisation	Par rotation (100 touts/mn)	3 axes	3 axes
Durée de la mission	5 ans	5 ans	5 ans
Période (mn)	1440		

Inclinaison (degrés)	0		
Nom du capteur			
Nombre de canaux	3	5	5
Gamme des longueurs d'ondes (um)	0.4-1.14 5.7 – 7.1 10.5 – 12.5	0.52 – 0.71 3.73 – 4.07 5.80 -7 .30 10.20 – 11.20 13.00 – 13.70	0.55 -0.80 3.50 – 4.00 6.5 – 7.00 10.30 – 11.30 11.50 – 12.50
Champ total d'observation (Km)	Demi-sphère		
Résolution spatiale (km)	2.5 (visible) ; 5 (IR)	1 (VIS), 4 (3.73 – 11.2 et 8 (13.3)	1.25 (0.55 -0.80), 4 (les autres)
Acquisition des images (mn)	30	30 mc + scan rapid	30
Satellite	**METSAT**	**NOAA**	**MetOp**
Altitude(Km)	36 000	850	840
Masse en orbite (Kg)	1055	2232	4093
stabilisation	3 axes	3 axes	3 axes
Durée de la mission	5 à 7 ans	2 ans	5 ans
Période (mn)		102	
Inclinaison (degrés)		99	98.7
Nom du capteur		AVHRR	AVHRR
Nombre de canaux	3	6	6
Gamme des longueurs d'ondes (um)	0.55 – 0.75 5.70 – 7.10 10.50 – 12.50	0.58 -0.68 0.72 – 1.10 1.58 – 1.64 3.53 – 3.93 1.93 – 11.3 11 .5 – 12.5	0.58 -0.68 0.72 – 1.10 1.58 – 1.64 3.53 – 3.93 1.93 – 11.3 11 .5 – 12.5
Champ total d'observation (Km)		2700	
Résolution spatiale (km)	2 (0.55 – 0.75),	1.1	

	8(les autres)		
Acquisition des images (mn)	30		

FIG.A.2 Caractéristiques des satellites météorologiques

B.1 Introduction

L'interpolation polynomiale de Lagrange est une approximation d'un ensemble de données ou d'une fonction connue seulement en certains points par un polynôme simple à évaluer. En d'autres termes, étant donné un ensemble de points (xi, f (xi)) (obtenu, par exemple, à la suite d'une expérience), on cherche un polynôme qui passe par tous ces points [38].

B.2 Définition

Etant donnés n+1 points {(x0, y0), (x1, y1),……, (x_n, y_n)} distincts réels tel que $x_0 < x_1 < \ldots < x_n$ d'un intervalle fermé borné [a, b], une fonction *f* définie sur [a,b] et *P*, l'unique polynôme de degrés au plus n vérifiant *p(xi) = yi = f(xi)* pour *i = 0* à *n* [37, 39].

$$P(x) = \sum_{0}^{N} f(x_i) L_i(x) \qquad a \le x \le b \qquad (B.1)$$

Où $L_i(x)$ est le polynôme de Lagrange donné par l'équation suivante :

$$L_i(x) = \prod_{j=0, j\neq i}^{n} \frac{x - x_j}{x_i - x_j} = \frac{x - x_0}{x_i - x_0} \ldots \frac{x - x_{i-1}}{x_i - x_{i-1}} \frac{x - x_{i+1}}{x_i - x_{i+1}} \ldots \frac{x - x_n}{x_i - x_n} \qquad (B.2)$$

B.3 Propriété du polynôme d'interpolation de Lagrange

Les polynômes L_i vérifient les propriétés suivantes :

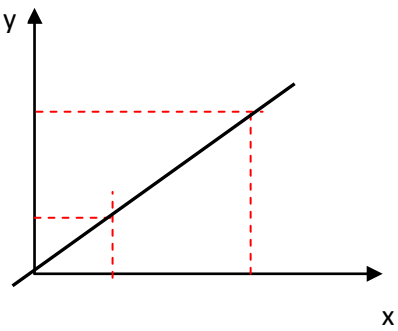
$$L_i(x_j) = \delta_{ij} = \begin{cases} 1 & j = i \\ 0 & j \neq i \end{cases} \qquad \forall\ j = 0 \ldots n \qquad (B.3)$$

B.4 Exemple d'interpolation par un polynôme de Lagrange

Pour n=1, on connait deux points (x_0, y_0) et (x_1, y_1).

On cherche la droite y=ax + b (polynôme de degrés 1) qui passe par les deux points :

$y_0 = a\, x_0 + b$ et $y_1 = a\, x_1 + b$



Déterminons les polynômes de Lagrange L_0 et L_1.

$$L_0 = \prod_{j=0, j\neq i}^{1} \frac{x - x_1}{x_0 - x_1}$$

$$L_1 = \prod_{j=0, j\neq i}^{1} \frac{x - x_0}{x_1 - x_0}$$

y s'écrit alors :

$y = y_0 L_0 + y_1 L_1$.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

[1] A.BEN JAMAA et C.DELORME, *'Détermination quotidienne, en tous les points d'une région, de l'évolution de l'éclairement solaire utilisable à partir d'images de météosat'*,J.Phys. III France 2, 847-858, 1992.

[2] C.DELORME, C.MOHAMED et A.OTMANI, *'Détermination d'une irradiation solaire journalière à partir de trois irradiations horaires à 9,12 et 15h'*, Revue Phys. Appl, Vol. 24, 1023-1027, 1989.

[3] C.RIGOLLIER, O.BAUER and L.WALD, '*on the clear sky model of the ESRA- European solar Radiation Atlas- with respect of the HELIOSAT method'*, Solar Energy, Vol. 68 N° 1, 33-48, 2000.

[4] P. I. Cooper, '*The absorption of solar radiation in solar stills'*, Sol. Energy 12 (3), 333-346, 1969.

[5] A.ZEROUAL, '*Contribution à l'étude statistique et stochastique des données solaires au site de Marrakech*', Diplôme d'étude supérieur de 3ème cycle sciences physiques, spécialité traitement du signal, Université CADI AYYAD, 1988.

[6] M .IQBAL, '*An introduction to solar radiation*', Academic press, New York, 1983.

[7] Y.ATTAF, '*Détermination du rayonnement solaire globale par imagerie météosat*', Thèse de Magister en Automatique Industrielle, Université MOULOUD MAMMERI de Tizi-Ouzou, 2003.

[8] A.MEFTI, '*Contribution à la détermination du gisement solaire par traitement de données solaires au sol et d'images météosat'*, Thèse de Doctorat d'Etat en Physique, Spécialité, Conversion Thermodynamique, Université USTHB, 2007.

[9] M.BOULIFA, *'Estimation du rayonnement solaire par traitement d'images satellitaires : Utilisation de l'équation du transfert radiatif'*, Mémoire de Magister en électronique, option Télédétection, 2005.

[10] A.B. OUMBE NDEFFOTSING, '*Exploitation des nouvelles capacités d'observation de la terre pour évaluer le rayonnement solaire incident au sol'*, Thèse de Doctorat en Energétique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Novembre 2009.

[11] A.ANGSTROM, '*the parameters of atmospheric turbidity'*, Tellus XVI, 1, 64-75, 1964.

[12] C.PERRIN de BRICHAMBAUT et C.VAUGE, '*le gisement solaire : Evaluation de la ressource énergétique'*, Technique et Documentation, Librairie Lavoisier, Paris, France, 1982.

[13] N.SELAMI et N.BENABADJI, *'Etude des structures nuageuses'*, JAS09 de l'AUF, Alger, Novembre 2009.

[14] P.BESSMOULIN et J.OLIVIERI, 'Le rayonnement solaire et sa composante ultraviolette', La météorologie 8e série, N° 31, septembre 2000.

[15] A.RATIER, H.ROQUET, J.SCHMETZ et S.SENESI, *'l'imagerie géostationnaire et son évolution, la Météorologie'*, 40, 74-79, Février 2003.

[16] METEOSAT, *'l'observatoire du temps et le climat depuis l'orbite géostationnaire'*, EUMETSAT, octobre 2008.

[17] '*MSG-2 : un potentiel considérable'*, EUMETSAT, octobre 2005.

[18] A.AMMADI et M.BASLAM, *'Détection automatique des phénomènes présents dans une image satellitaire en composition colorée'*, Mémoire de Master en Informatique, Télécommunication et Imagerie, Université MOHAMMED V-AGDAL, ROYAUME du MAROC, 2008.

[19] J.SCHMETZ, P.PILI, S.TJEMKES, D.JUST, J.KERKMANN, S.ROTA et A.RATIER, '*An introduction to meteosat second generation (MSG)*, Americain meteorological society,BAMS, 977-992, July 2002.

[20] D.M.A. AMINOU, '*MSG's SEVIRI instrument'*, ESA,bulletin 111, 15-17, August 2002.

[21] EUMETSAT, '*Meteosat Second Generation, Data collection and transmission service'*, EUM TD 09- Issue 1.1, 26 June 2002.

[22] '*MSG Météosat Seconde Génération, Une nouvelle ère pour le suivi du temps et du climat'*, EUMETSAT.

[23] J.E.HAY, '*Satellite based estimates of solar irradiance at the earth's surface: modeling approaches'*, Renewable Energy, Vol.3, N° 4/5, 381-393, 1993.

[24] D.CANO, J.M.MONGET, M.ALBUISSON, H.GUILLARD, N.REGAS and L.WALD, '*A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data*', Solar Energy, 1986, 37, 31-39

[25] C.DELORME et N.GROS, '*A propos de Gistel, discussion sur les méthodes d'estimation du gisement solaire à l'aide des images numériques de météosat'*, Veille Climatique Satellitaire, 18, 24-30, 1987.

[26] C.DELORME, A.GALLO and J.OLIVIERI J, '*Quick use of Wefax images from meteosat to determine daily solar radiation in France'*, Solar Energy, 49, 191-197, 1992.

[27] C.DELORME, A.MEFTI, S.MEVEL and V.QUILICHINI, *'Utilisation quotidienne des images Wefax pour le suivi des systèmes énergétiques'*, Veille Climatique Satellitaire, 58, 90-96, 1996.

[28] M.CHAABANE et A.BEN JAMAA, '*Use of HR meteosat images for the mapping of global solar irradiation in Tunisia: preliminary results and comparison with Wefax images'*, Renewable Energy, Vol.25, 139-151, 2002.

[29] M.CHAABANE and A.BEN JAMAA, '*Comparison between three years of daily global radiation measurements in three Tunisian sites against assessments from METEOSAT Wefax images'*, Renewable Energy, Vol.14, 213-219, 1998.

[30] C.RIGOLIER, '*Vers un accès à une climatologie du rayonnement solaire: Estimation de l'irradiation globale à partir d'images satellitales'*, thèse de Doctorat en électronique, Université de Nice-Sophia Antipolis, 2000.

[31] W.M.O, '*Meteorological aspects of the utilisation of solar energy as an energy source'*, technical note N° 172, 1981.

[32] N.DRIFF, A.ADANE, Z.AMEUR et S.AMEUR, '*Construction d'une image météosat en ciel clair'*, Journée d'Animation Scientifique (JAS 09) de l'AUF Alger, Novembre 2009.

[33] F. YETTOU, A.MALEK, M.HADDADI et A.GAMA, '*Etude comparative de deux modèles de calcul du rayonnement solaire par ciel clair en Algérie'*, Revue des Energies Renouvelables Vol. 12 N°2, 331 – 346, 2009.

[34] A.THIBERVILLE, '*Etude multi-temporelle de données SEVIRI/MSG2'*, Rapport de P.P.L, Aout 2009.

[35] D. ROSENFELD (HUJ), '*Application of Meteosat Second Generation, conversion from counts to radiances and from radiances to brightness temperature and reflectances*', EUMETSAT, Version 1.2, 25 February 2005.

[36] '*Les principaux satellites utilisés à Météo-France*', Météo France, direction de la production.

[37] J.P.CROISILLE, '*Interpolation'*, Master de mathématique, M1, Université Paul Verlaine-Metz, 2088/2009.

[38] J.P.CHEHAB, ' *Interpolation polynomiale'*, Université de Picardie Jules Vernes, LAMFA CNRS 6140, 2009.

Sites internet

[39] www.math-Linux.com

[40] www.asal-dz.org, *'Apport de la Télédétection pour la Production d'un Atlas du Gisement Solaire'*.

[41] www.eumetsat.int.

[42] www.soda-is.com.