

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

FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET DE L'INFORMATIQUE

DEPARTEMENT D'ELECTRONIQUE



# Mémoire de fin d'étude

Présenté en vue de l'obtention

Diplôme d'ingénieur d'état en électronique

**Option : Communication.**

## Thème

Traitement d'image MSG

Application au Rayonnement Solaire

Proposé et encadré par :

Mme. BOULIFA Mina.

Présenté par :

Melle. BIRKOUCHE Ouiza.

▼ Année universitaire 2010/2011



# Remerciement

Je tiens à remercier infiniment ma promotrice Mme. BOULIFA Mina pour la confiance qu'elle a mise en moi en me proposant ce sujet de fin d'étude, ainsi que pour son aide et ses encouragements durant ce travail.

Je tiens également à remercier les membres de jury d'avoir accepté d'examiner et de juger ce travail.

Je remercie M<sup>elle</sup> Arkoub chabha pour son aide. Je ne trouverai pas de mots assez forts pour leur exprimer ma reconnaissance, Merci Chabha.

Je remercie aussi Pr KANANE Houcine pour son aide morale et ces conseils.

Merci à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail.

Enfin, un grand MERCI à ma famille pour le soutien et les encouragements qu'elle a su m'apporter pour arriver au terme de cette thèse. J'espère l'honorer avec ce travail.



# Dédicace

Je dédie se modeste travail

A ma mère et mon père les plus chers

Qui ont donné de leur mieux pour m'ouvrir les portes du savoir

A mes frères Mourad et Mehana

A mes sœurs Kanza, Nabila et surtout Chafia

Pour son aide durant toutes mes études

A ma sœur Nacira, son marie Mouhand et sa fille Inass

A ma sœur Saliha, son marie Mourad et ces enfants Leyas et Samir

A ma copine, amie et sœur Chabha Arkoub

A mes amies Sabrina, Karima, Imane, Sonia, Nassima, Micha

Fariza, Nacira, Kamel, Samir et toute l'équipe de Handball.

A toute la promotion 2011

A tous ceux qui ont su croire en moi

A tous ceux qui me sont cher

Ouiza





# Sommaire

# Sommaire

Introduction Générale.....	1
<b>Chapitre I : Généralités</b>	
Introduction .....	3
1. Définition de la télédétection.....	3
2. Les différents types des satellites .....	3
2.1. Satellites de télécommunication .....	3
2.2. Satellites de télédétection .....	4
2.3. Satellites de positionnement .....	4
2.4. Satellites d'observation spatiale .....	4
2.5. Les satellites météorologiques .....	4
2.5.1. Les satellites Géostationnaire .....	5
2.5.2. Les satellites Polaires .....	6
3. Le satellite METEOSAT.....	7
3.1. Satellite première génération .....	8
3.2. Les canaux de Météosat.....	10
3.2.1. Canal visible .....	10
3.2.2. Canal vapeur d'eau WV.....	10
3.2.3. Le canal infrarouge (IR).....	10
4. Le format des images Météosat.....	11
5. Les satellites Météosat Seconde Génération(MSG).....	11
5.1. Radiomètre imageur SEVIRI .....	12
5.2. Les caractéristiques de l'instrument SEVIRI.....	13
5.3. Images de SEVIRI .....	15

5.3.1. Acquisition des images satellitaires.....	15
5.3.1.1. Numérisation .....	15
5.3.1.2. Pseudo couleur et composition colorée des canaux de Severi .....	16
5.3.1.3. Les différents canaux.....	17
5.3.2. Transmission des images MSG.....	21
6. L'instrument GERB.....	22
7. Le rayonnement solaire .....	22
7.1. Le spectre de rayonnement solaire.....	23
8. Le rayonnement et l'atmosphère.....	24
8.1.L'atmosphère .....	24
8.2. Les interactions rayonnement-atmosphère.....	25
8.2.1. Absorption et transmission atmosphérique.....	26
8.2.2. Diffusion atmosphérique .....	28
Conclusion.....	30

## **Chapitre II : Rayonnement solaire**

Introduction .....	31
1.Méthodes d'estimation de rayonnement solaire .....	31
1.1.L'approche subjective.....	32
1.2.Approche objective .....	32
1.2.1.Les méthodes statistiques.....	32
1.2.2.Les méthodes physiques.....	33
1.2.3.Les méthodes à larges bandes.....	34
1.2.4.Les méthodes spectrales .....	35
2.Présentation de modèle analytique de C.Gautier.....	35
2.1.Modèle en ciel clair.....	36
2.2. Modèle en ciel couvert .....	38

3.Les images satellitaires de notre base de données .....	39
3.La sélection d'une image en ciel clair et le choix de canal.....	42
4.Humidité et Température.....	45
5.Le rayonnement solaire capté par le satellite.....	45
6.La réflectance mesuré par le satellite.....	46
Conclusion.....	47

### **Chapitre III : Modèle de Transfert Radiatif de C.Gautier**

1 .La Méthodologie adoptée.....	49
2. Calcul des paramètres géographiques.....	51
2.1. Calcul de coefficient de diffusion.....	52
2.2.Calcul du coefficient d'absorption.....	52
2.3.Calcul de l'albédo de la surface terrestre.....	53
2.4.Calcul du rayonnement solaire au sol.....	54
Conclusion.....	58
Conclusion Générale.....	59

### **Bibliographie**

### **Annexe**

## Liste des figures:

**Fig.I.1.** Système mondial d'observation Météorologique.

**Fig.I.2.** Couverture des satellites météorologiques géostationnaires.

**Fig. I.3.** Satellites Météorologiques polaires et géostationnaires.

**Fig. I.4.** Concept du satellite METEOSAT.

**Fig. I.5.** Météosat première génération.

**Fig. I.6.** Météosat seconde génération.

**Fig.I.7.** Radiomètre SEVIR.

**Fig.I.8.** Chaîne d'acquisition de l'information satellitaire.

**Fig.I.9.** Cube des couleurs RGB.

**Fig.I.10.** Image de MSG du canal visible VIS 0.6.

**Fig.I.12.** Image MSG de canal infrarouge thermique 1.6.

**Fig.I.13.** Spectre de rayonnement solaire.

**Fig. I.14.** Les couches atmosphériques.

**Fig.I.15.** Interaction rayonnement-atmosphère pour ( $100\text{W}/\text{m}^2$ ).

**Fig.I.16.** Fenêtres atmosphériques.

**Fig.II.1.** Classification des méthodes de traitement d'image permettant d'estimer le flux d'irradiation Solaire.

**Fig II.2** .Echanges radiatives en ciel clair dans le système atmosphère-terre.

**Fig.II.3.** Image MSG collecté dans le canal visible VIS 0.8 le 17/01/2006.

**Fig.II.4.** Image MSG de canal visible VIS 0.6 le 11/01/2006 à 12H.

**Fig.II.5.** Image MSG de WV 0.732 le 17/01/2006.

**Fig.II.6.** Image MSG de WV 0.732 le 17/01/2006 à 12H.

**Fig.II.7.** Image MSG d'IR 0.392 le 17/01/2006.

**Fig.II.8.** Image MSG d'IR 1.6 le 17/01/2006.

**Fig III.1.**Programme de calcul de rayonnement solaire.

**Fig.III.2.**Repérage de la zone d'Alger sur l'image de canal visible.

**Fig.III.3.** Variation des énergies mesurées dans le canal visible VIS 0.8 le 17 janvier 2006

**Fig.III.4.** La variation des énergies mesurées dans le canal visible VIS 0.6 le 17 janvier 2006

**Fig.III.5 :** la variation des énergies mesurées dans le canal visible VIS 0.8 et VIS0.6 le 17 janvier 2006

## **Liste des Tableaux**

**Tab. I.1.** Les canaux de METEOSAT première génération.

**Tab. I.2** .Caractéristiques de SEVIRI.

**Tab. I.3.** Différents types de rayonnement.

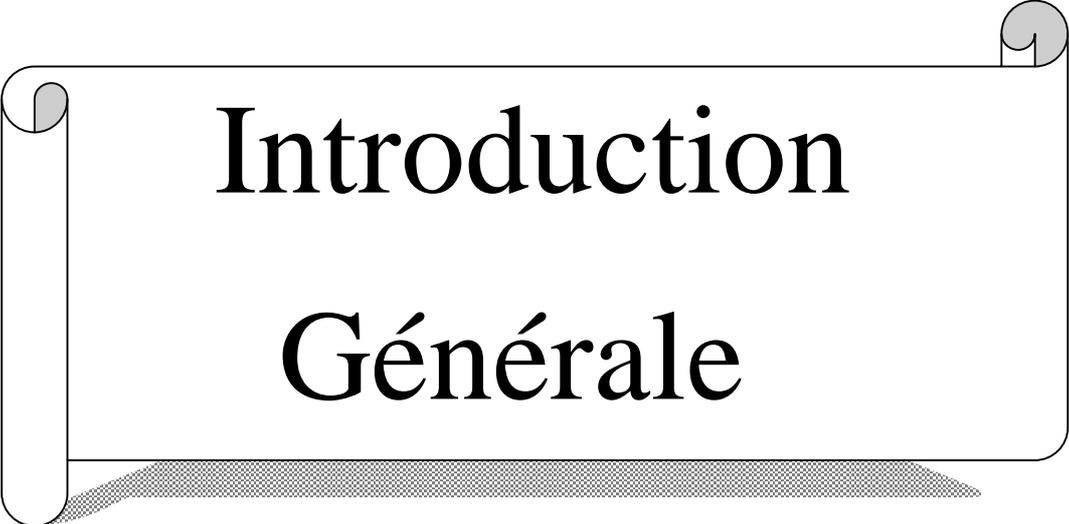
**Tab. II .1** .Valeurs des niveaux de gris et types d'images correspondant au pixel d'Alger (canal visible VIS 0.8 le 7/01/2006).

**Tab. II.2.**Valeurs des niveaux de gris et types d'images correspondant au pixel d'Alger (canal visible VIS 0.6 le 17/01/2006).

**Tab.III.1.**Coefficient de diffusion de l'atmosphère en fonction de l'angle zénithal [Coulson 1959].

**Tab.III .2** .Radiances solaires mesurée à la surface terrestre pour le site d'Alger à partir des images MSG de canal visible VIS 0.8 le 17/01/2006.

**Tab.III.3.**Radiance solaires estimées à la surface terrestre pour le site d'Alger à partir des images MSG de canal visible VIS 0.6 le 17/01/2006.



# Introduction Générale

## Introduction Générale

Grâce à l'évolution technologique nous arrivons aujourd'hui à recevoir des images spatiales à partir des engins envoyés en espace et qui couvre actuellement tout le globe terrestre grâce à un système intercontinental entre les pays qui ont envoyés ces différents satellites (à savoir l'Europe, l'Amérique, la Russie, l'Inde et la chine). Parmi ces différents satellites météorologiques, on cite le satellite européen Météosat seconde génération.

Météosat Seconde Génération MSG, qui a été lancé le 28 août 2002, est le nouveau système européen des satellites météorologiques géostationnaires. Il a été réalisé, avec l'infrastructure sol correspondante, pour succéder à la série initiale des satellites Météosat, dont le premier a été lancé en 1977. Pendant plus de deux décennies, ces derniers ont assuré avec succès des services aux milieux météorologiques.

Malgré l'existence de réseau de mesure météorologique constitué des appareils performants, ces derniers restent toujours insuffisants à l'échelle d'un pays ou d'une région pour une bonne appréciation de potentiel énergétique.

Cela a conduit de nombreux auteurs à développer des méthodes exploitant l'imagerie satellitaire pour l'estimation du rayonnement solaire.

Notre travail consiste à appliquer un de ces modèles qui permettra l'évaluation du rayonnement solaire à tout point du territoire nationale ceci afin de palier aux insuffisances du réseau météorologique au sol en Algérie.

De part son caractère radiatif, le rayonnement solaire est le processus le plus cohérent avec les méthodes d'estimation à partir des images satellitaire.

Notre choix est porté sur le modèle de transfert radiatif de C.Gautier. Ce modèle est basé sur le bilan des échanges radiatif dans l'atmosphère et sur la terre.

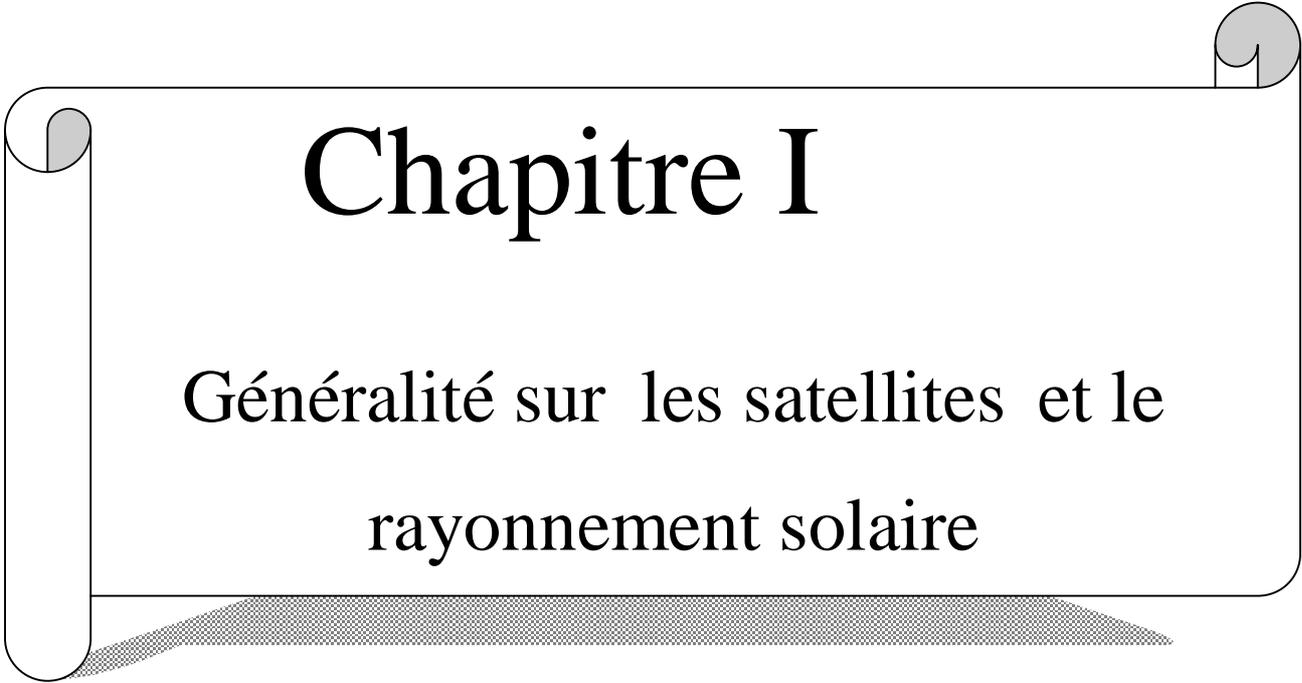
La structuration de notre travail se fait dans cet ordre :

Le premier chapitre, portera sur des généralités sur les satellites et le rayonnement solaire.

Le suivant sur les diverses méthodes d'estimation des composantes du rayonnement solaire et la présentation du modèle choisi basé sur le transfert radiatif. Aussi, la présentation de notre base de données des images satellitaires.

Le dernier chapitre présentera les résultats obtenus à l'application du modèle radiatif et la validation de ces résultats.

On termine notre travail par une conclusion générale et quelques perspectives envisagées.



# Chapitre I

Généralité sur les satellites et le  
rayonnement solaire

---

## Introduction

L'imagerie satellitaire a permis des améliorations significatives dans l'étude des différents phénomènes météorologiques à grande échelle. L'exploitation de ces phénomènes provient des différents capteurs embarqués sur ces satellites. Nous présentons dans ce chapitre les satellites en générale, et les satellites Météosat seconde génération MSG en particulier. MSG est le successeur des satellites Météosat, mis en point par l'Agence Européenne EUMESAT. En suite, nous présentons les dispositifs d'imagerie satellitaire dans les divers canaux de SEVIRI et l'étude de la composition colorée. Pour le traitement des problèmes de l'estimation de rayonnement solaire reçue qui arrive au niveau de sol, il est nécessaire de faire une étude préliminaire de l'origine du rayonnement solaire, ces caractéristiques et les interactions avec l'atmosphère.

### 1. Définition de la télédétection

La télédétection est une technique qui permet, à l'aide d'un capteur, "d'observer" et d'enregistrer le rayonnement électromagnétique, émis ou réfléchi, par une cible quelconque sans contact direct avec celle-ci. Le traitement et l'analyse des informations véhiculées par le rayonnement enregistré permettent d'accéder à certaines propriétés de cette cible : géométriques, optiques, physico-chimiques et autre. Il existe deux principales techniques de la télédétection, passive et active.

### 2. Les différents types de satellites

Ils existent différentes types de satellites que l'on peut classer suivant leurs domaines d'utilisation, citons par exemple :

#### 2.1. Satellites de télécommunication

Ces satellites sont utilisés pour transmettre des informations d'un point à l'autre de la Terre, notamment des communications téléphoniques ou de la transmission de données, les communications satellitaires et les programmes télévisés. Le premier satellite équipé d'un réémetteur radio embarqué était le "Spoutnik 1" russe ; tandis que le premier satellite américain à relayer des communications s'appelait "Project Score".

## 2.2. Satellites de télédétection

Ces satellites observent la Terre, dans un but scientifique (température de la mer, manteau neigeux, sécheresse,), économique (ressources naturelles, agriculture,) ou militaire (rôle majeur dans les guerres). Le spectre d'observation est vaste : optique, radar, infrarouge,

Ultraviolet, écoute de signaux radioélectriques Citons quelques satellites de cette famille :

- SPOT pour observer le sol terrestre ;
- METEOSAT pour la météorologie ;
- CRYOSAT-2 pour mesurer l'épaisseur et la circonférence des calottes polaires et de la banquise.

## 2.3. Satellites de positionnement

Ces satellites permettent de connaître la position d'objets à la surface de la Terre, dans les airs (avions, missiles) et dans l'espace. Par exemple :

- GPS : système américain ;
- GALILEO : futur système européen ;
- GLONASS : système russe.

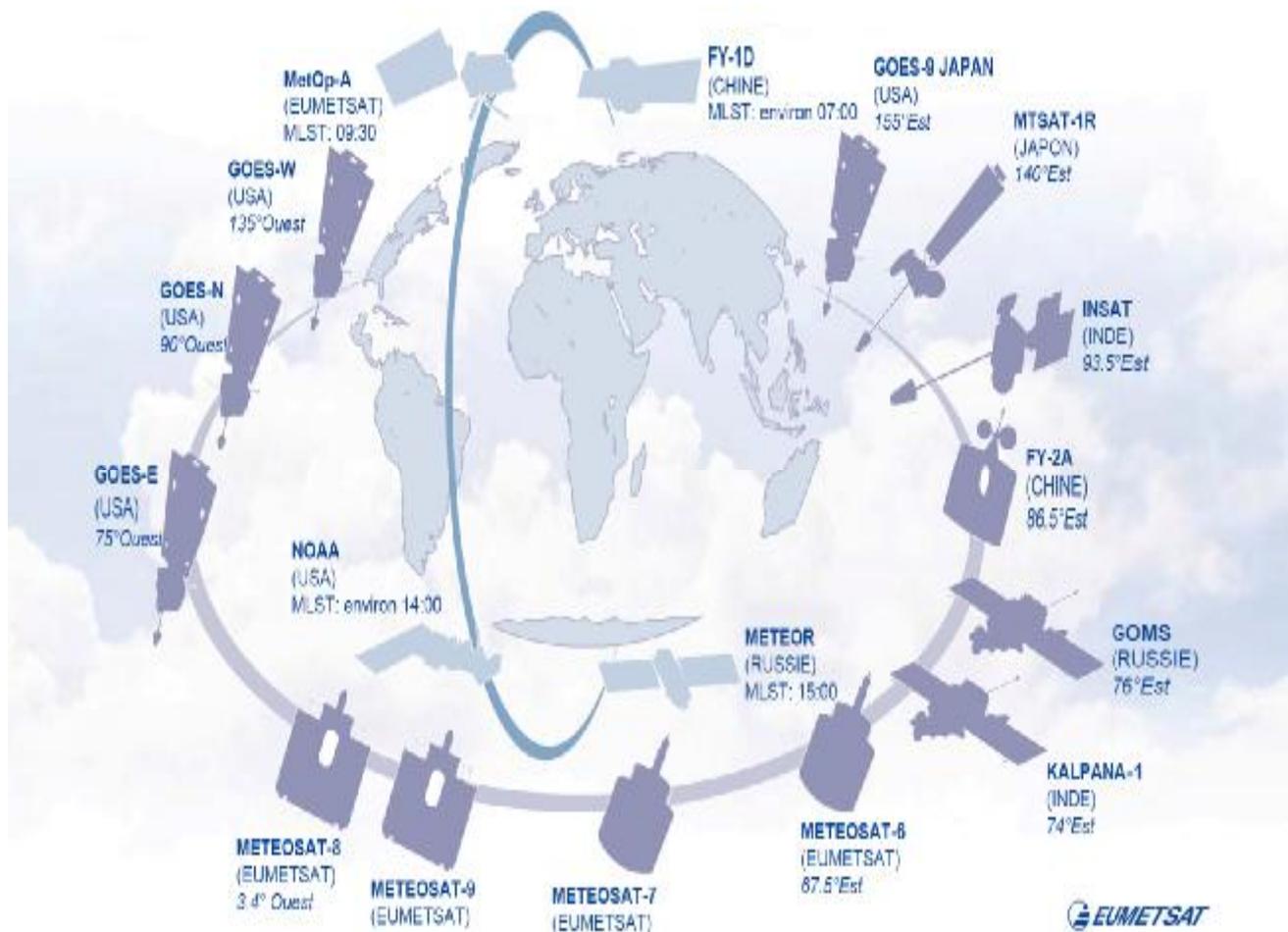
## 2.4. Satellites d'observation spatiale

Ces satellites observent l'espace au-dessus de l'atmosphère (par exemple HUBBLE) et permettent aux astronomes d'avoir accès à des domaines de longueurs d'onde non visibles depuis le sol ou d'exploiter les mêmes gammes de longueurs d'onde que les télescopes au sol, mais avec des performances accrues. L'écran de l'atmosphère terrestre dégrade toujours les signaux astronomiques.

## 2.5. Les satellites météorologiques

Les satellites météorologiques sont des outils indispensables pour la météorologie et la climatologie. Ils apportent une vision globale et planétaire de l'état de l'atmosphère. Les observations effectuées depuis les satellites météorologiques s'inscrivent dans ces échanges de données coordonnés par l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale).

Ce système qui comprend à la fois des satellites géostationnaires espacés régulièrement autour de l'équateur et quelques satellites défilants en orbite quasi-polaire permet d'assurer un suivi météorologique global de la planète.

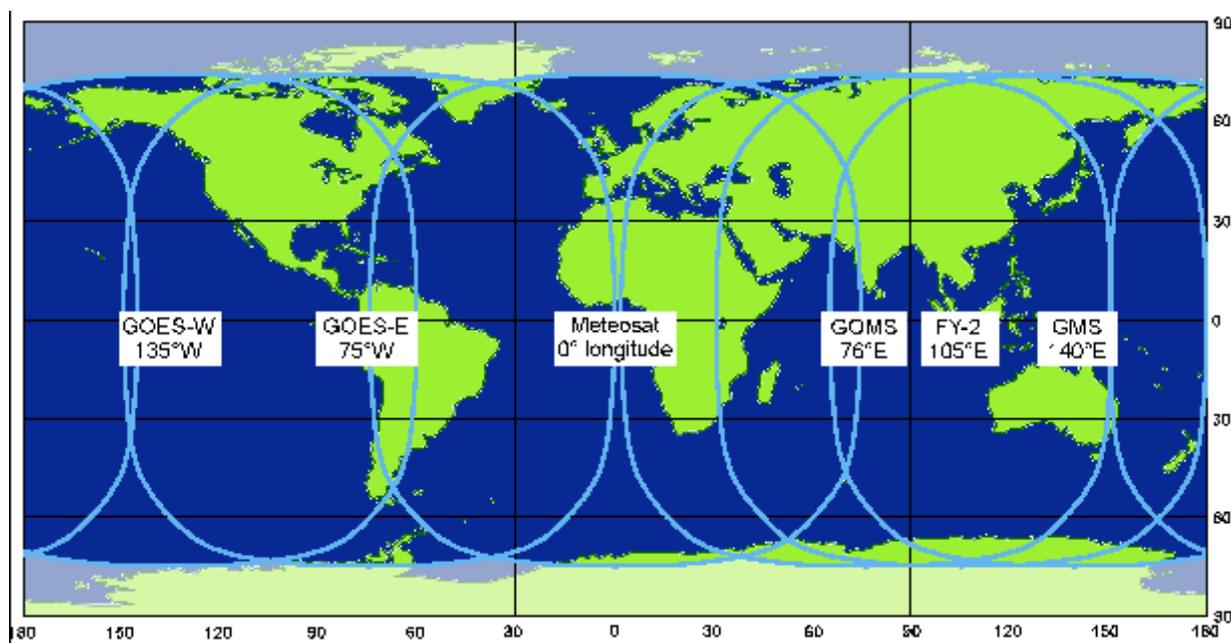


**Fig.I.1:** Système mondial d'observation Météorologique.

### 2.5.1. Les satellites Géostationnaire

Ils tournent dans le même sens que la Terre avec la même vitesse de rotation et sur une orbite au-dessus de l'Équateur. Ils permettent d'observer toujours le même endroit sur la Terre.

Ils sont situés à 36 000 km d'altitude au-dessus de l'Équateur. Chaque satellite géostationnaire a la capacité de fournir de manière quasi-continue des images et des services de télécommunications au dessus d'une large région de la planète et peut produire des images couvrant pratiquement un quart de la surface terrestre jour et nuit.



**Fig.I.2:** Couverture des satellites météorologiques géostationnaires.

Le système de satellite actuellement en opération comprend Météosat (EUMETSAT), GOES (Etats-Unis), GOMS (Russie), MTSAT (Japon) qui a remplacé la série de GMS et FY-2 (Chine). Ces satellites ont été conçus pour des applications météorologiques. Les sondes à bord ont des résolutions géométriques, radiométriques et spectrales très basses.

### 2.5.2. Les satellites Polaires

Les satellites à défilement donnent une meilleure résolution (des détails de l'ordre de 2 km) que les satellites géostationnaires et permettent surtout l'observation des régions qui ne sont pas couvertes par les satellites géostationnaires. Ils tournent sur une orbite beaucoup plus basse et dont le plan passe pratiquement près des pôles de la Terre dans des trajets Nord et Sud. Les satellites en orbite polaire peuvent balayer une bande de la Terre, en prenant moins de 2 heures pour compléter une orbite. À chaque passe, ils examinent une bande d'une largeur d'environ 1900 kilomètres qui se situe plus à l'Ouest à cause de la rotation de la Terre vers l'Est. Plusieurs heures s'écoulent entre les passes au-dessus du même endroit de moyenne ou basse latitude.

Ces satellites renseignent sur l'état du "trou" dans la couche de l'ozone, les photos composites de la couverture de neige et les températures à la surface de l'océan. Ils ont comme inconvénient de ne passer que deux fois par jours sur chaque point de la planète.

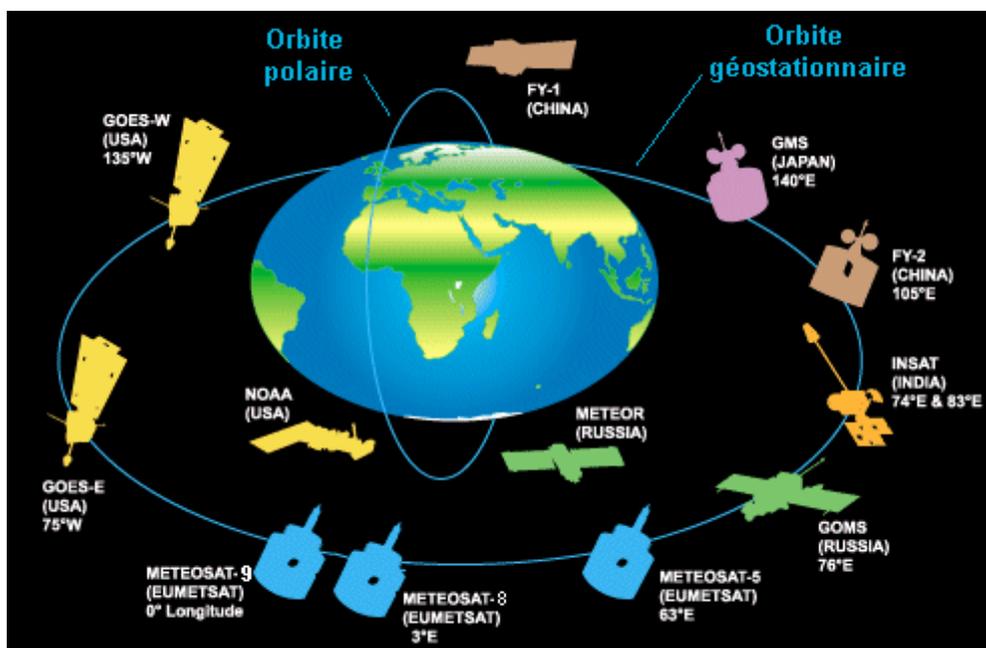


Fig.I.3 : Satellites Météorologiques polaires et géostationnaires

### 3. Le satellite METEOSAT

Les satellites METEOSAT sont des satellites européens dont le propriétaire et l'opérateur sont EUMETSAT. La première utilisation de ses images est évidemment destinée à la prévision météorologique. Cependant d'autres utilisations sont facilement envisageables. Ils ont une vitesse de rotation angulaire identique à celle du globe terrestre, ce qui fait qu'ils sont immobiles au-dessus d'un point unique de la terre : ce sont des satellites géostationnaires. Ils sont situés à environ 36000 km d'altitude au-dessus de l'équateur. Le champ visuel couvre l'Afrique, l'Europe et les extrémités de l'Asie et de l'Amérique méridionale. Les images acquises couvrent toujours la même zone du globe terrestre durant un intervalle de temps fixé à l'avance.

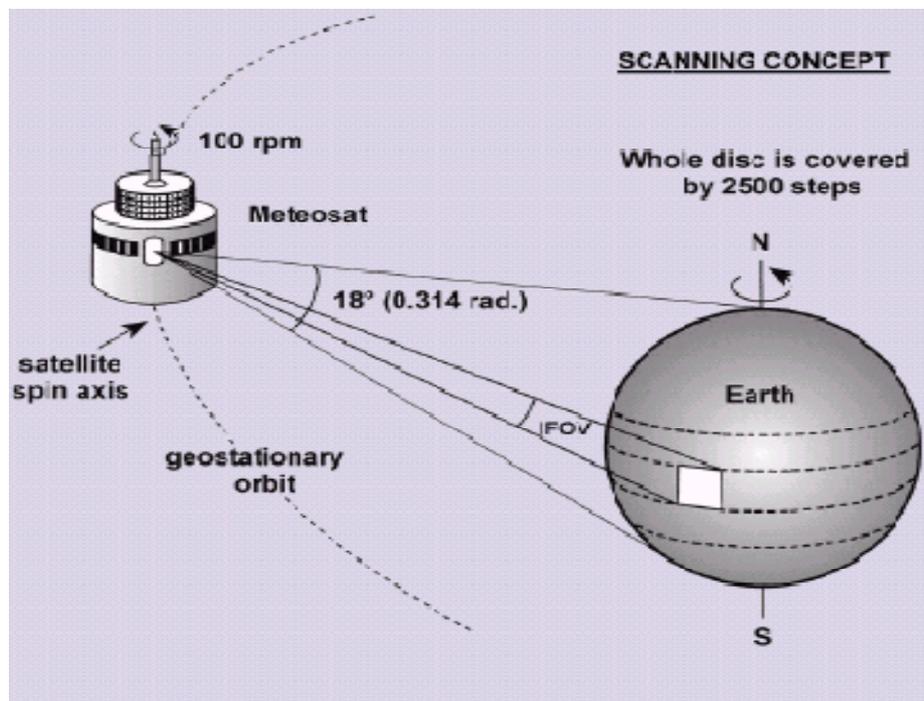
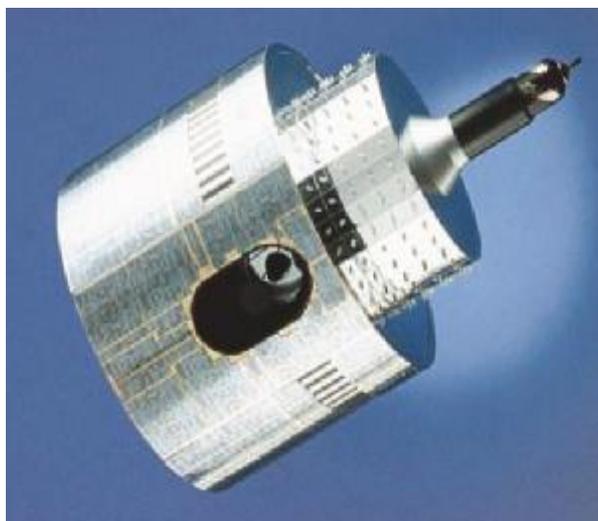


Fig.I.4: Concept du satellite METEOSAT

### 3.1. Satellite première génération

Le satellite METEOSAT de première génération est un satellite météorologique géostationnaire européen. L'objectif principal du système METEOSAT est la fourniture de données satellitaires rentables et de services annexes correspondant aux besoins des Etats membres d'EUMETSAT. Dans la mesure du possible, le système répond aux besoins exprimés par l'Organisation Météorologique Mondiale.

Il offre ses services à tous les pays du monde capables de recevoir les données et joue par conséquent un véritable rôle international. Les données et services sont dédiés principalement aux besoins de la météorologie opérationnelle, en insistant sur l'assistance à la prévision quotidienne du temps. Cependant, les données sont utiles également pour tous les secteurs de la météorologie, y compris la météorologie marine, l'agro-météorologie et la météorologie aéronautique, ainsi que pour beaucoup d'autres disciplines, en particulier la climatologie et la surveillance de la planète Terre.



**Fig.I.5:** Météosat première génération

Le programme est opérationnel depuis 1970. Sept satellites METEOSAT de première génération ont été lancés depuis cette période :

- METEOSAT-1 23 Novembre 1977 ;
- METEOSAT-2 19 Juin 1981 ;
- METEOSAT-3 15 Juin 1988 ;
- METEOSAT-4 06 Mars 1989 ;
- METEOSAT-5 02 Mars 1991 ;
- METEOSAT-6 20 Novembre 1993 ;
- METEOSAT-7 02 Septembre 1997.

Le principe instrument de ce satellite est le radiomètre MVIRI, dont les caractéristiques principales sont rapportées dans le tableau ci-dessus.

Nom du canal	Longueur d'onde centrale (μm)	Bande spectrale (μm)	Résolution (Km)
VIS	0.725	0.45-1	2.5
WV	6.4	5.7_7.1	5
IR	11.5	10.5_12.5	5

**Tab.I.1 :** Les canaux de METEOSAT première génération

## 3.2. Les canaux de Météosat

### 3.2.1. Canal visible

Le canal visible Météosat est centré sur la longueur d'onde où la puissance émise par le soleil est maximale, il ne voit donc que la partie de la lumière solaire réfléchi par la surface terrestre ou par les nuages et celle diffusée par l'atmosphère.

Le niveau de gris des images de ce canal sont liées directement au pouvoir réfléchissant des surfaces. La résolution est de 2.5km à la verticale du satellite. Il collecte 5000 lignes de 5000 pixels. Les images de la bande visible sont uniquement disponibles de 5h30 à 19h30. Ce canal est principalement utilisé pour la détection des nuages. En effet, les nuages ont un pouvoir réfléchissant élevé ; plus les nuages sont réfléchissants, plus le niveau de gris tendra vers le blanc.

### 3.2.2. Canal vapeur d'eau WV

Sa longueur d'onde se situe entre 5.7 et 7.1  $\mu\text{m}$ , il est centré sur cette bande d'absorption et fait partie du domaine infrarouge du spectre électromagnétique. Le radiomètre du satellite est sensible au flux lumineux émis à cette longueur d'onde. Il y a conversion des flux élevés aux niveaux de gris sombres et des flux faibles aux niveaux de gris clairs. D'où on en déduit la classification suivante :

- Ø un niveau de gris clair entraîne une température d'émission faible, donc une humidité élevée ;
- Ø un niveau de gris sombre entraîne une température d'émission élevée, donc une humidité faible.

Cette humidité atmosphérique est induite par les mouvements verticaux atmosphériques. Les images vapeur d'eau sont acquises jour et nuit. Les régions noires sont représentatives d'une faible humidité atmosphérique. La résolution est de 5 km à la verticale du satellite. Le canal vapeur d'eau fournit des images de 2500 lignes de 2500 pixels.

### 3.2.3. Le canal infrarouge (IR)

Le canal infrarouge thermique de METEOSAT ne verra que la partie de la lumière émise par la surface terrestre ou l'atmosphère. Il mesure les radiations thermiques émises par les surfaces (sol, mer ou nuage). Ces mesures correspondent à la température des points observés, donc liées à l'émission des structures observables sur les données. On peut noter quelques-unes des propriétés liées à cette bande spectrale : une quasi-transparence de l'atmosphère, une faible réflectivité des objets observés, une faible intensité du rayonnement solaire, et une forte émissivité de la surface de

la Terre, des océans et des nuages épais. Les surfaces chaudes (Sahara le jour) sont très émettrices alors que les surfaces froides (nuages, glaces) le sont peu.

Les images infrarouges thermiques sont alors la carte de la température de la surface terrestre. Mais, par convention, les images infrarouges subissent une inversion de leurs niveaux de gris. Ainsi, les niveaux de gris bas de l'image indiquent des températures relativement élevées, tandis que les températures basses sont représentées sur l'image par des niveaux de gris élevés. La résolution est de 5 km à la verticale du satellite. Le canal infrarouge fournit 2500 lignes de 2500 pixels. Les images infrarouges sont acquises jour et nuit, indépendamment des conditions d'éclairement du globe terrestre par le soleil. Les régions noires représentent les surfaces chaudes (océans, terres, nuages bas), alors que les régions blanches correspondent aux surfaces froides (glaces ou neiges, nuages hauts).

#### **4. Le format des images Météosat**

Il existe trois formats des images satellitaires :

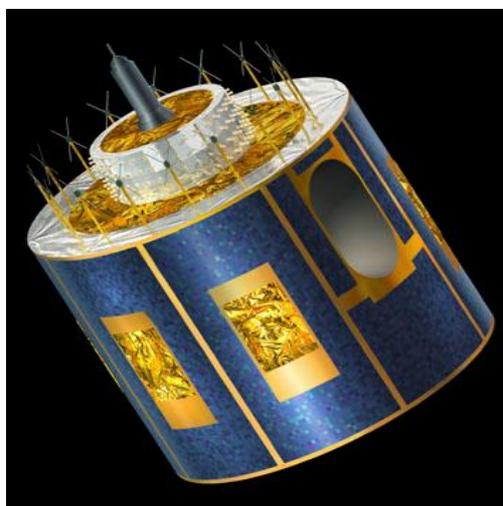
- Ø Les images à hautes résolution, sont de 5000x5000 pixels pour le canal visible et 2500x 2500 pixels pour les canaux infrarouges et vapeur d'eau ;
- Ø Format B2 ; sont obtenues par compression des images à hautes résolution, elles sont formées de 416x416 pixels pour tout le disque terrestre et elles sont stockées toutes les trois heures sur la bande magnétique. Ce format est utile pour des raisons de stockage (les images fournies par Météosat sont en nombre élevé et de très grande taille) ;
- Ø Format WEFAX (Weather Facsimile), les images WEFAX sont coupées en sections de 800x800 pixels. Une ligne de 800 pixels étant transmise en 250 ms, une image complète est élaborée en 3m33s.

#### **5. Les satellites Météosat Seconde Génération(MSG)**

Les sept satellites de la première génération de Météosat ont fait considérablement progresser la prévision du temps. Néanmoins, les avancées technologiques et des exigences de plus en plus pointues en matière de prévision du temps ont suscité une demande d'observations spatiales plus fréquentes, plus précises et à résolution plus fine. Pour satisfaire cette demande, EUMETSAT a lancé le programme MSG, en chargeant l'Agence spatiale européenne du développement du prototype et de l'approvisionnement de trois satellites récurrents au titre du programme EUMETSAT. Les satellites MSG, de la catégorie deux tonnes, sont dotés d'un radiomètre imageur dans le visible et l'infrarouge qui observe la Terre dans 12 canaux de manière à produire une

nouvelle image toutes les 15 minutes en mode normal, et toutes les 5 minutes en mode de balayage rapide. La résolution du canal HRV est de 1 km, celle des autres canaux de 3 km. Ils sont dotés aussi de l'instrument GERB.

Le 28 août 2002, EUMETSAT a lancé le premier satellite MSG, le rebaptisant Météosat-8 au moment de sa prise de service opérationnel pour perpétuer le souvenir des premiers satellites météorologiques européens. Le deuxième, devenu Météosat-9, a été lancé le 21 décembre 2005. C'est lui qui assure actuellement le service principal au-dessus de l'Europe, Météosat-8 lui servant de réserve et prenant en charge le service de balayage rapide. Ensemble, ils fournissent à l'Europe un service opérationnel d'une qualité sans précédent depuis l'orbite géostationnaire. Dans le même temps, les activités se poursuivent en préparation des lancements de MSG-3 et MSG-4, prévus respectivement en 2012 et 2014.

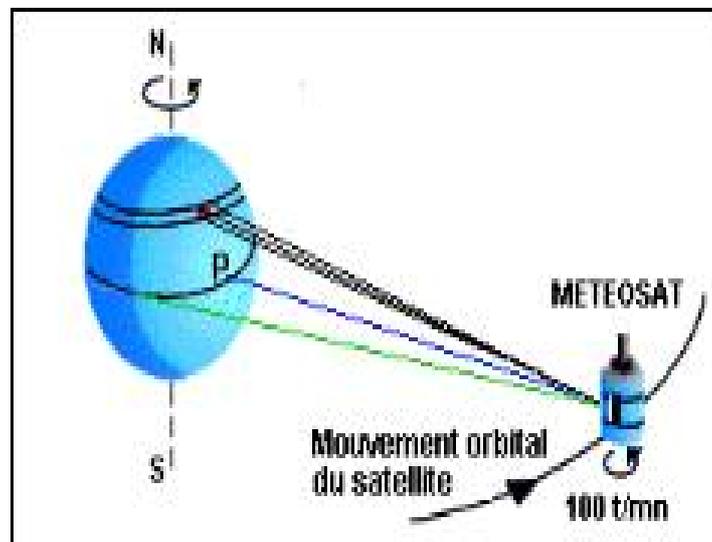


**FigI.6** : Météosat seconde génération

L'instrument SEVIRI observe l'évolution des conditions atmosphériques qui changent rapidement, fournissant des images des nuages extrêmement détaillées, 24 heures sur 24. Grâce à ses nombreux canaux spectraux, SEVIRI communique des informations essentielles sur maintes propriétés des nuages permettant par exemple de déterminer la taille des gouttelettes d'eau ou d'identifier les phases eau et glace dans les nuages.

### **5.1. Radiomètre imageur SEVIRI**

L'instrument principal, le radiomètre imageur SEVIRI transmet des images de l'hémisphère terrestre tous les quarts d'heure dans douze bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique. C'est un capteur à balayage et c'est la rotation du satellite autour de son axe principal d'inertie qui est utilisée pour l'acquisition des images.



**Fig.I.7 : Radiomètre SEVIRI**

Il transmet des images à résolution de 3km pour tous les canaux à l'exception du canal visible haute résolution (HRV) qu'est une résolution d'un km. La fréquence de son cycle de vue rapide, avec une nouvelle image toutes les 15 minutes, permet de suivre les phénomènes météorologiques à évolution rapide, qu'est apporté une grande utilité pour la reconnaissance et le prévoir des phénomènes météorologiques dangereux, orages, pluies, violentes, brouillards et autre.

Les performances de cet instrument, à la fois sur la résolution temporelle, la résolution spectrale et la résolution spatiale vont permettre aux météorologistes de décrire plus précisément les processus atmosphériques et de déceler plus aisément les phénomènes localisés à évolution rapide ou violente, tels que les orages, les tempêtes de neige ou le brouillard.

## **5.2. Les caractéristiques de l'instrument SEVIRI**

Les caractéristiques des 12 bandes spectrales de MSG et leurs principales utilisations sont synthétisées dans le tableau I.2:

N° canaux	Bandes spectrales	Caractéristiques des bandes spectrales ( $\mu\text{ m}$ )			Résolution spatiale	Utilisations
		$\lambda$ min	$\lambda$	$\lambda$ max		
1	VIS0.6	0.56	0.635	0.71	3 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées
2	VIS0.8	0.74	0.81	0.88	3 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées
3	PIR1.6	1.50	1.64	1.78	3 km	Distinction nuages d'eau et de glace, distinction neige / nuages chargés d'eau
4	IR3.9	3.48	3.90	4.36	3 km	Détection des nuages bas et brouillards nocturnes, températures de surface, incendies de forêts
5	WV6.2	5.35	6.25	7.15	3 km	Mesure de la vapeur d'eau dans la haute troposphère, instabilités atmosphériques et vents locaux
6	WV7.3	6.85	7.35	7.85	3 km	Mesure de la vapeur d'eau dans la moyenne troposphère, instabilités atmosphériques et vents locaux
7	IR8.7	8.30	8.70	9.10	3 km	Détection des cirrus, instabilités atmosphériques
8	IR9.7	9.38	9.66	9.94	3 km	Mesure de l'ozone
9	IR10.8	9.80	10.80	11.80	3 km	Détection des nuages, températures des surfaces terrestres et océaniques, instabilités atmosphériques
10	IR12.0	11.00	12.00	13.00	3 km	Détection des nuages, températures des surfaces terrestres et océaniques, instabilités atmosphériques
11	IR13.4	12.40	13.40	13.40	3 km	Détermination de la hauteur des cirrus, instabilités atmosphériques
12	HRV	Large bande 0.4 - 1.1			1 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées

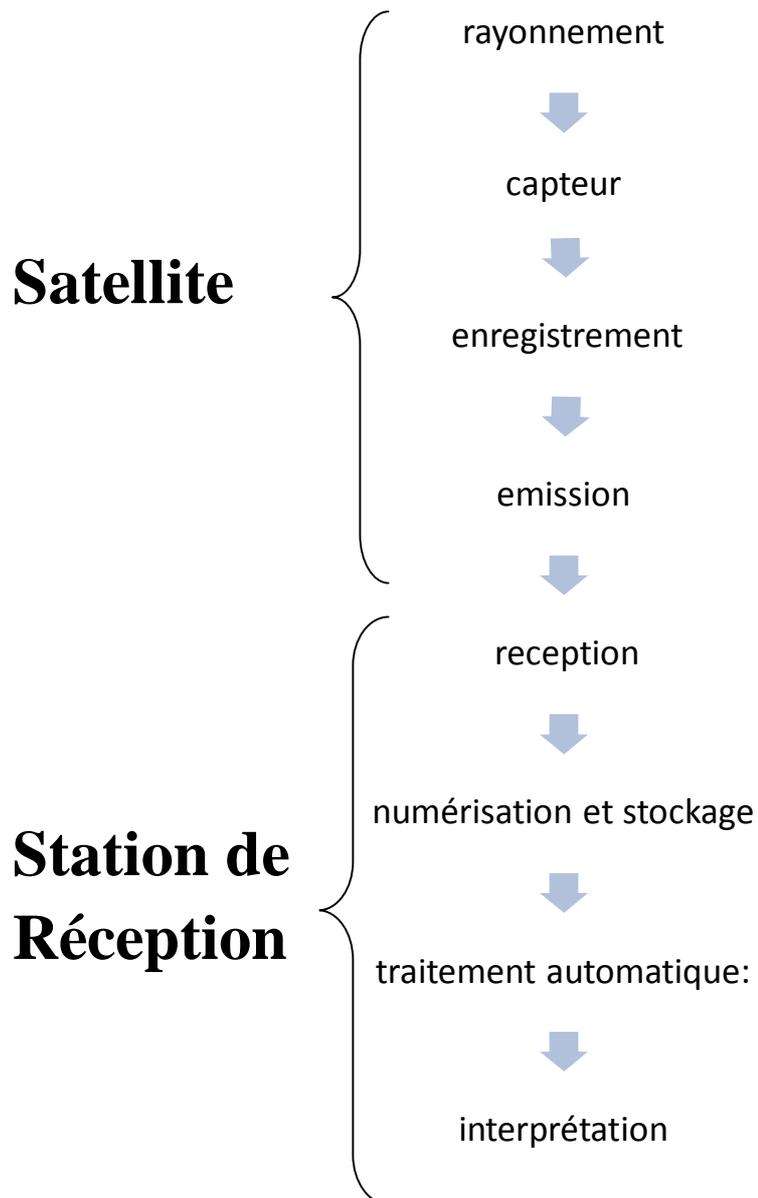
**Tab.I.2 :** Caractéristiques de SEVIRI.

## 5.3. Images de SEVIRI

### 5.3.1. Acquisition des images satellitaires

#### 5.3.1.1. Numérisation

Les informations sont obtenues suite aux étapes suivantes :



**Fig.I.8:** Chaîne d'acquisition de l'information satellitaire.

### 5.3.1.2. Pseudo couleur et composition colorée des canaux de Severi

La visualisation d'une image, captée par satellite sur un écran graphique peut soit se faire en «niveaux de gris», soit en «pseudo couleur» ou encore sous la forme d'une «composition colorée».

#### Ø Les compositions colorées

La compréhension de la perception de la couleur est une problématique complexe, en constante évolution, à la frontière de plusieurs disciplines. La manipulation des couleurs, passe tout d'abord par le choix d'un espace paramétrique, permettant différentes représentations de couleurs. Cet espace peut s'appuyer sur des grandeurs physiques, physiologiques et mathématiques.

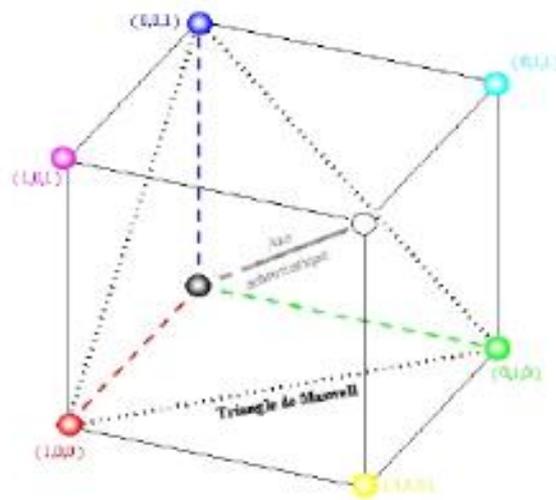
Les physiciens utilisent trois caractéristiques pour décrire les qualités d'une source de lumière polychromatique :

- § la radiance (l'énergie émise) ;
- § la luminance (l'énergie qu'un observateur humain perçoit) ;
- § la brillance (traduit l'intensité chromatique perçue, subjective).

En tenant compte des propriétés "normales" des yeux humains, il apparaît que le spectre perceptible (d'environ 400 nm à 700 nm) est décomposable en trois couleurs primaires: rouge, bleu, et vert. La différence entre les couleurs primaires des lumières et celles des pigments est importante: pour les premières, elles sont additives (superposition); pour les secondes, elles sont soustractives (absorption d'une couleur primaire de la lumière, réflexion des deux autres), de sorte que l'on considère que les couleurs primaires des pigments sont plutôt le magenta, le cyan, et le jaune (qui sont les couleurs secondaires, c'est-à-dire mélange des primaires deux à deux, de la lumière).

L'espace RVB est, par exemple, utilisé dans le domaine de l'informatique et du multimédia tandis que l'espace CMYK (Cyan, Magenta, Yellow, Black), le complémentaire de l'espace RGB, est utilisé en imprimerie pour des raisons pratiques. L'espace de couleurs RVB demeure le plus répandu. En effet, dans cet espace, un pixel est codé par trois composantes Rouge, Vert et Bleu.

Cet espace a été développé en fonction des connaissances liées à la vision humaine. Ce modèle est additif, ce qui signifie que toutes les couleurs sont déduites à partir du noir ( $R = V = B = 0$ ) en ajoutant plus ou moins certaines composantes



**Fig.I.9** : cube des couleurs RGB

### Ø La représentation «niveaux de gris»

L'intensité des informations captées par le satellite MSG est codée numériquement à l'origine sur 10 bits. Pour des raisons de commodités, elle est codée sur l'ordinateur soit sur 8 bits (dégradation de l'information de départ) ou sur 16 bits. L'affichage en niveaux de gris se fait par correspondance entre ces derniers, ordonnés le long d'une échelle allant du noir au blanc, et entre les valeurs enregistrées par le satellite allant d'une valeur minimale à une autre maximale. Par conséquent, lors de l'affichage d'un canal d'une image, la hiérarchie des niveaux de gris correspond à celle de l'intensité des pixels.

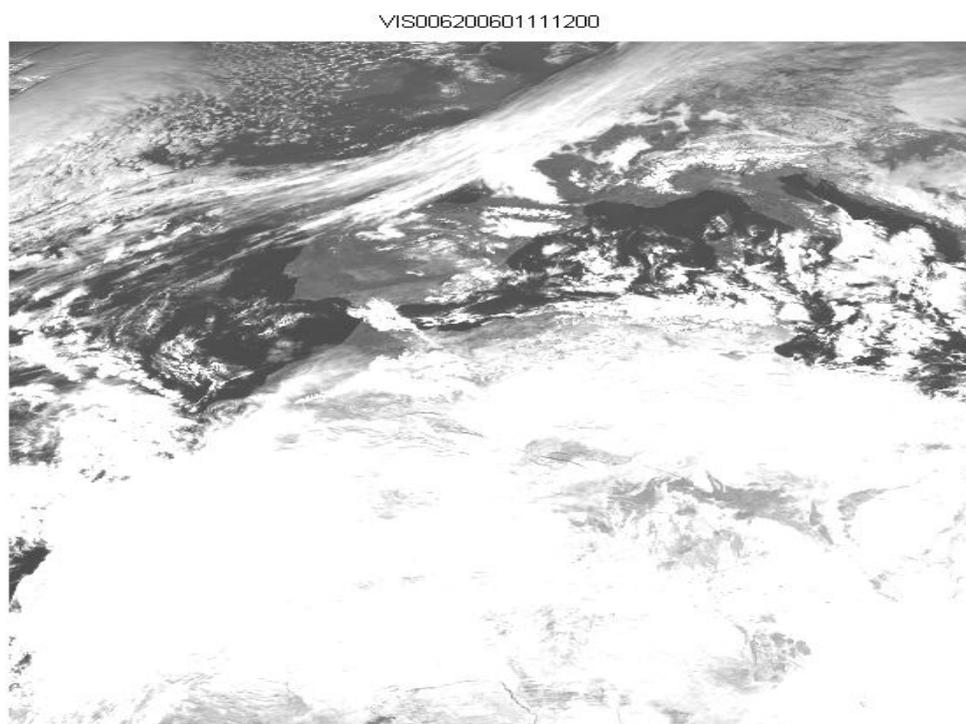
Contrairement à l'affichage en niveaux de gris, aucun ordre parmi celles-ci ne peut être utilisé en correspondance avec la hiérarchie des valeurs des pixels. La couleur est donc principalement utilisée, dans ce cas, pour améliorer la distinction visuelle des valeurs. Elle est donc purement arbitraire et ne peut être source d'interprétation. Dans un tel contexte on parle de «pseudo couleur».

#### I.5.3.1.3. Les différents canaux

Toutes les 15 minutes, une scène Météosat -SEVIRI est acquise. Douze fichiers images qui correspondent aux douze canaux du satellite MSG sont enregistrés. Un canal parmi les douze a une résolution très fine d'un km (High Résolution Visible : HRV), tandis que les autres sont acquis avec une résolution de 3 Km.

## ▼ Le canal visible

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. L'énergie de radiation (S) émise par le Soleil est très intense pour une gamme de longueur d'onde comprise entre  $0,4 \mu\text{m}$  et  $0,7 \mu\text{m}$  (C'est la lumière visible que perçoit l'œil humain) et maximale pour une valeur de longueur d'onde de  $0,5 \mu\text{m}$ .



**Fig.I.10:** Image de MSG du canal visible 0.6



**Fig .I.11 :** Image de MSG du canal visible 0.8

Une partie plus ou moins importante de cette énergie en provenance du soleil est absorbée par les différentes formations de la surface terrestre ou proche d'elle : il s'agit pour l'essentiel des sols, des océans et des nuages. L'autre fraction ( $R$ ) est réfléchi ou diffusée en direction de l'espace. Le rapport de ces énergies  $S/R$  constitue l'albédo de cette surface (nous reviendrons plus tard sur la notion d'albédo). C'est elle que le satellite Météosat capte au moyen de son détecteur sensible aux énergies de radiation comprises entre  $0,4 \mu\text{m}$  et  $0,9 \mu\text{m}$ .

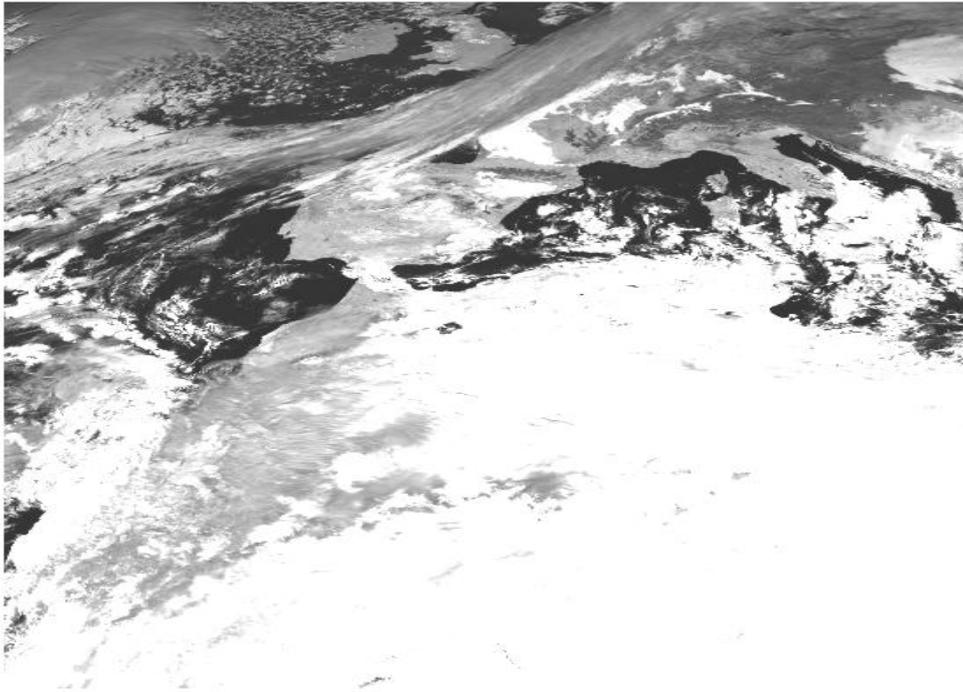
#### **▼ Le canal infrarouge**

Les images infrarouges représentent une mesure du rayonnement infrarouge émis par le sol ou les nuages. Ce rayonnement dépend de la température. 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.

La surface terrestre après avoir absorbé une fraction de l'énergie incidente rayonne à son tour restituant ainsi une partie de l'énergie emmagasinée. A la température de la terre (moyenne  $15^\circ\text{C}$ ), ce rayonnement se fait dans une gamme de longueurs d'ondes comprise entre  $3$  et  $50\mu\text{m}$  avec un maximum pour  $10\mu\text{m}$ . Ces longueurs d'onde appartiennent au domaine des infrarouges IR.

Une majeure partie de ces radiations émises par la terre est absorbée par la vapeur d'eau et certains gaz (CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, O<sub>2</sub>) présents dans l'atmosphère, piègent ainsi cette énergie (effet de serre).

IR<sub>0</sub>16200601111200.BZ2.out



**Fig.I.12** : Image MSG de canal infrarouge thermique IR1.6

Cependant cette absorption atmosphérique est inégale selon les radiations émises par la terre. Les infrarouges de longueur d'onde comprise entre 8,5 $\mu$ m et 13 $\mu$ m traversent bien l'atmosphère. L'émission est fonction de la température et de la nature du corps émetteur. La couverture nuageuse, selon sa nature (glace, vapeur) et son épaisseur laissera passer plus ou moins ces rayons IR.

### ▼ Les canaux vapeur d'eau

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. Les infrarouges de longueur d'onde comprise entre 5 $\mu$ m et 7,5 $\mu$ m sont particulièrement absorbés quand l'atmosphère est riche en vapeur d'eau. Ce sont eux que le satellite Météosat capte au moyen de son détecteur WV (Water Vapeur) sensible aux énergies radiatives comprises entre 5,5 $\mu$ m et 7,5 $\mu$ m.

Lorsque l'atmosphère est pauvre en vapeur d'eau, ces 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.

### ✓ Le canal HRV

Il est clair que le canal Visible à Haute Résolution HRV, représente une technologie très poussée, avec un intervalle d'échantillonnage amélioré de 1 Km. En comparant les différents canaux, on constate une nette distinction entre la neige et les nuages. Cela pourra nous être très utile pour la détection automatique et la distinction entre les phénomènes dans une image MSG.

### 5.3.2. Transmission des images MSG

Il existe deux systèmes de transmission des données satellitaires :

#### Ø Système LRIT :( low Rate Information Transmission Système)

LRIT est la transmission d'information à faible débit (125Kbits/s), c'est un nouveau standard de diffusion de donnée qui est installé sur les satellites météorologique géostationnaire.

Avec le WEFAX, la transmission est analogique, l'utilisateur doit numérisés le signal avant de l'utiliser, de ce fait, et pour profiter des dernières technologies le groupe de coordination des satellites météorologique CGMS a défini ce nouveau standard numérique pour permettre l'utilisation directe des données sur les stations à relativement faibles cout.

Les images fournées sont améliorées tout en préservent l'information importante de calibration qui est perdue dans le signal analogique. La résolution sera réduite assure une couverture globale.

Les stations faibles débit reçoivent 3 à 5 images par cycle de 30 minutes dans les 15 minutes qui suivent l'observation.

#### Ø Système HRIT : (High Rate Information Transmission Système)

C'est un système de transmission d'informations à haut débit. Il permet de transmettre :

- Les 12 canaux spectraux d'images sur tout le disque terrestre qui serait diffusées sur HRIT avec un cycle continu de 15 minutes. Le canal Visible Haute Résolution HRV sera transmis sous une forme compressée avec pertes, les autres canaux sans pertes ;
- Les images prétraitées des autres satellites météorologiques géostationnaires seront mises à la disposition au moins deux fois par jours ;
- La diffusion contiendra aussi de l'information des plates formes de collecte des données.

Les images brutes de l'instrument MSG, l'imagerie améliorée Visible et Infrarouge en rotation seront reçues par la station sol MSG EUMETSAT et traitées au centre de contrôle EUMETSAT avant d'être transmises aux usages grâce aux satellites MSG sous forme d'images retraitées.

## 6. L'instrument GERB (Geostationary Earth Radiation Budget)

GERB est un instrument installé à bord de MSG. C'est le seul instrument, à l'échelle mondiale, de sa catégorie à fonctionner en orbite géostationnaire.

Il consiste un radiomètre de scannage composé de deux canaux à large bande, l'un couvrant le spectre solaire (0.32 à 4  $\mu\text{m}$ ), l'autre couvrant une surface plus étendue du spectre électromagnétique (0.32-30 $\mu\text{m}$ ), ces canaux sont utilisés conjointement pour en isolant le rayonnement thermique émis par la terre dans le domaine spectral (4-30 $\mu\text{m}$ ) les données sont calibrées à bord afin d'appuyer la récupération des flux de radiations du rayonnement solaire spatiale plus délicate des données SEVIRI dans le but d'améliorer la résolution spatiale du GERB.

Le GERB comble par conséquent les lacunes au niveau du spectre du rayonnement thermique qui ont échappé aux canaux de SEVIRI. Il mesure la quantité de rayonnement solaire arrivant sur terre et la quantité de quitter ou d'être dispersés.

Le GERB a fourni la preuve expérimentale pour le changement climatique il a également contribué à améliorer les prévisions climatiques en surveillant l'effet de serre des petites particules de poussière sur le SAHARA occidental et en réévaluant la luminosité des nuages.

## 7. Le rayonnement solaire

Le rayonnement solaire est la seule source d'énergie externe de notre planète. Les échanges radiatifs interviennent dans deux domaines de longueurs d'onde, liés aux deux sources de rayonnement en présence : le soleil et la terre. La température du soleil est environ 6000 K rayonne principalement dans le visible et proche infrarouge (300 nm à 1200 nm). Les ondes arrivant sur terre couvrent un domaine spectral allant du rayon X (Ultraviolet=200-400nm) aux infrarouges de basses longueurs d'onde (800-2400nm) L'information à retirer de ce rayonnement se situe plus ou moins entre 300 et 2500nm. Le Tableau .I.3 donne la classification des différents rayonnements en fonction de leur longueur d'onde.

Type de rayonnement	Longueurs d'ondes
Rayons Gamma	De 0 à 0.01 nm
Rayons X	de 0,01 nm à 10 nm
Rayons ultraviolets(UV)	de 10 nm à 380 nm
-UV C	de 2 nm à 280 nm
-UV B	de 280 nm à 315 nm
-UV A	de 315 nm à 380 nm
Rayons visibles	de 380 nm à 780 nm
Rayons infrarouges(IR)	de 780 nm à 10 <sup>6</sup> nm
-proches IR A	de 780 nm à 1400 nm
-proches IR B	de 1400 nm à 2500 nm
-lointains IR C	de 2500 nm à 10 <sup>6</sup> nm
Ondes radios	de 10 <sup>6</sup> nm à plusieurs km

**Tab.I.3:** Différentes types de rayonnement.

## 7.1. Le spectre de rayonnement solaire

Le soleil est à l'origine du spectre solaire. Il dégage autour de lui une énergie de 66 millions de W/m<sup>2</sup>, produite par des réactions nucléaires en chaîne. Une fraction seulement de cette énergie atteint les limites de notre atmosphère. Cette fraction, d'une valeur de 1357 W/m<sup>2</sup> est appelée constante solaire. L'énergie reçue au niveau du sol est plus faible que la constante solaire, car l'atmosphère absorbe une partie du rayonnement solaire (environ 15 %) et en réfléchit une autre vers l'espace (environ 6%). Le rayonnement global au niveau du sol se définit donc comme étant la somme des rayonnements direct et diffus. L'énergie reçue dépend en outre de la saison, de la latitude et des conditions météorologiques (nébulosité), du relief, de la pollution, de l'orientation du bâtiment...

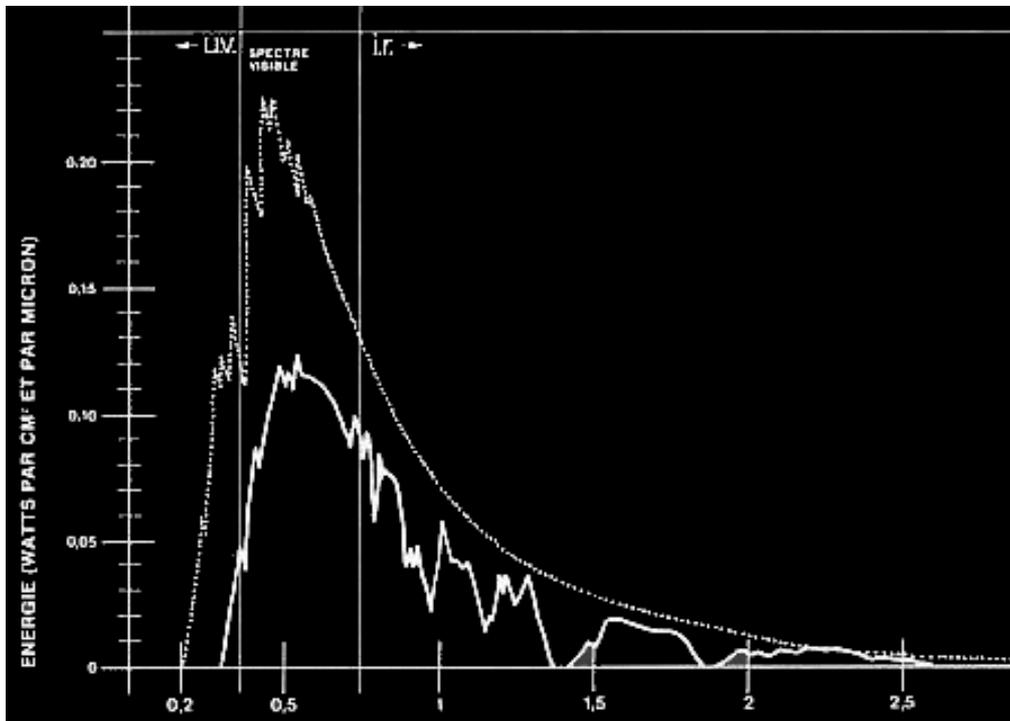


Fig.I.13 : Spectre de rayonnement solaire

## 8. Le rayonnement et l'atmosphère

### 8.1.L'atmosphère

Les météorologistes appellent l'océan d'air qui entour la terre : l'atmosphère . l'atmosphère peut être découpée en cinq couches qui sont la troposphère, la stratosphère, la mésosphère, la thermosphère et l'ionosphère .

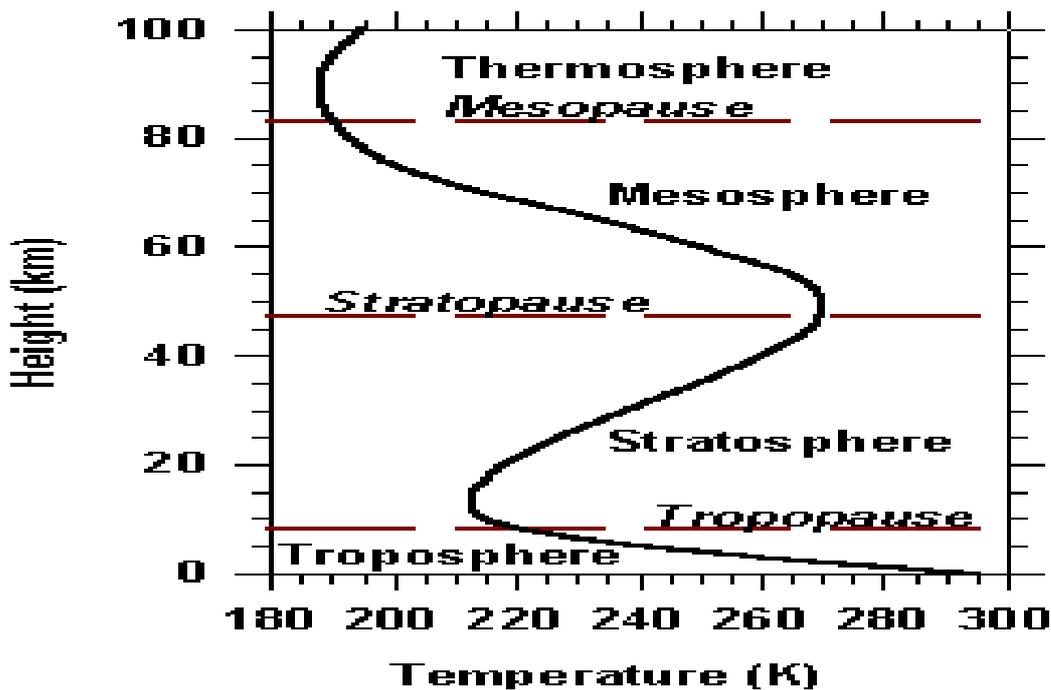


Fig.I.14 : Les couches atmosphériques.

- **La thermosphère**

Zone de l'atmosphère d'une planète située au-dessus de la mésosphère et caractérisée par une forte croissance de la température avec l'altitude. Cette couche commence à environ 80 kilomètres au-dessus du sol, où la température est d'environ 0°C. La température passe à environ 2 000°C aux confins de la thermosphère.

Entre 100 et 150 kilomètres d'altitude, le dioxygène moléculaire absorbe l'ultraviolet solaire de très courtes longueurs d'onde (entre 100 et 200 nm). En résulte une augmentation de température avec l'altitude qui oscille entre 300 °C et 1600 °C selon l'activité solaire. Les températures sont élevées, mais la densité de matière est extrêmement faible.

- **La mésosphère**

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

- **La stratosphère**

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

- **La troposphère**

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

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

## **8.2. Les interactions rayonnement-atmosphère**

Le rayonnement solaire, lors de son trajet, subit des interactions avec les molécules gazeuses et les particules (aérosols, gouttelettes d'eau, poussières) présentes dans l'atmosphère.

L'essentiel des modifications subies par le rayonnement solaire se fait dans la troposphère par diffusion, diffraction, absorption, réfraction par des gaz de température et de densité croissante. La

mince couche d'ozone dans la stratosphère à un rôle important dans l'absorption des rayons ultraviolets les plus durs. Les interactions rayonnement-atmosphère sont illustrées dans la figure suivante :

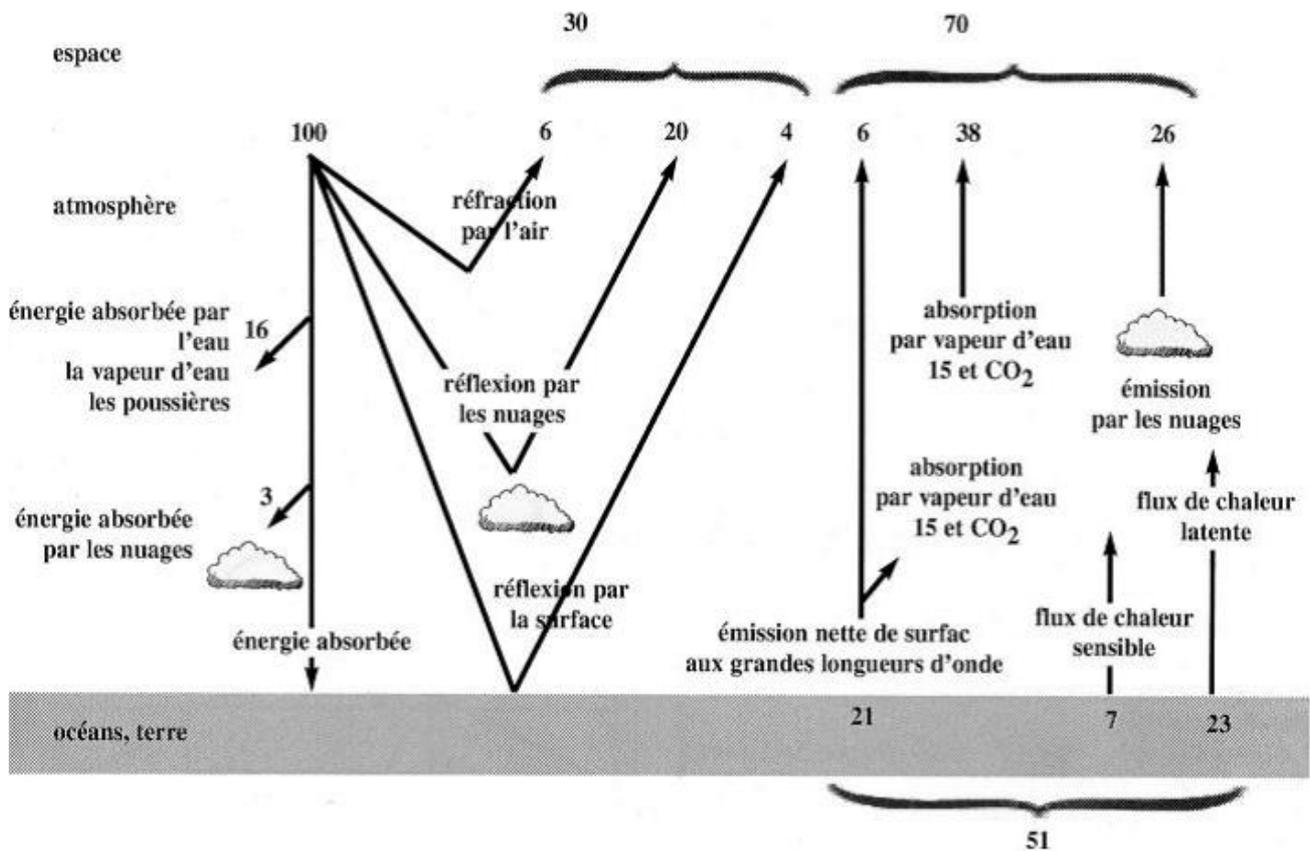


Fig.I.15 : interaction rayonnement-atmosphère pour ( $100 \text{ W/m}^2$ ).

### 8.2.1. Absorption et transmission atmosphérique

L'absorption atmosphérique est le transfert d'énergie entre le rayonnement et les molécules avec lesquelles il entre en collision. L'absorption du rayonnement qui cède tout ou partie de son énergie conduit par conséquent à une atténuation du signal dans la direction de propagation du rayonnement. La molécule change de configuration électronique. L'énergie absorbée modifie l'énergie interne de la molécule en la faisant passer d'un niveau d'énergie à un autre niveau d'énergie supérieur.

Cette énergie est ensuite réémise sous forme de chaleur à une plus grande longueur d'onde (infrarouge thermique). Une molécule possède des niveaux d'énergie discrets ou quantifiés auxquels sont associés des états de mouvement moléculaire : état de vibration, de rotation ou de configuration électronique correspondant respectivement à des niveaux d'énergie croissants. Selon l'énergie du rayonnement incident, on distingue plusieurs types d'absorption :

---

○ **Dans le visible :**

Le rayonnement n'est pratiquement pas absorbé par l'atmosphère, ou très légèrement par l'ozone. Les transitions énergétiques se font entre niveaux électroniques.

○ **Dans l'infrarouge :**

L'absorption du rayonnement est beaucoup moins énergétique que dans le visible ou les ultraviolets et les transitions d'énergie se font entre le niveau fondamental et les niveaux vibrationnels des molécules.

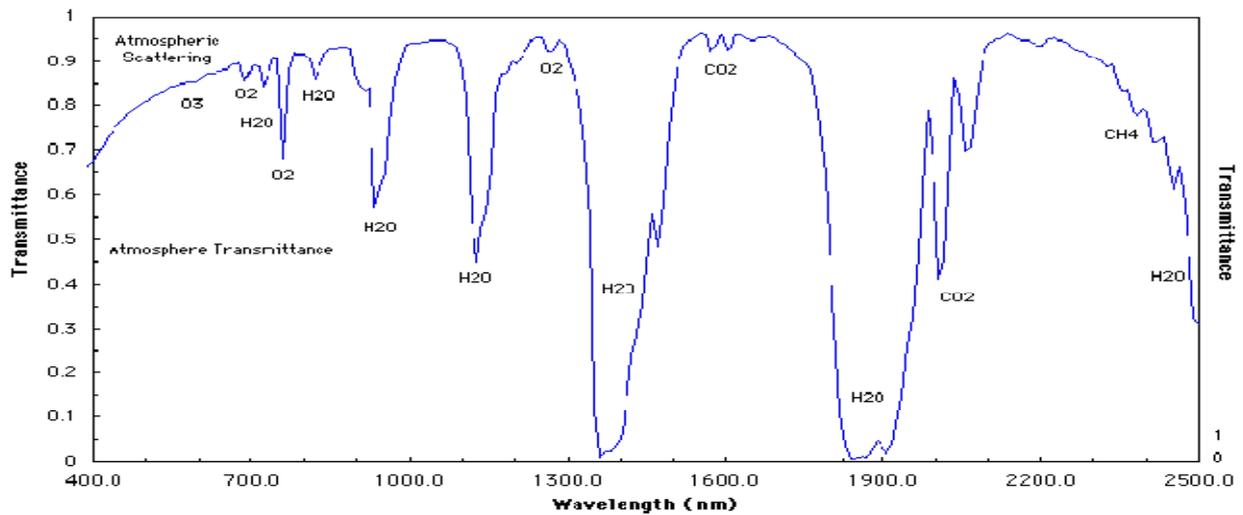
○ **Dans les hyperfréquences :**

L'énergie transférée étant encore moins importante, l'absorption entraîne des transitions énergétiques depuis le niveau fondamental vers les niveaux rotationnels des molécules.

L'atmosphère est constituée de gaz à concentration constante (azote  $N_2$  - 78,1% -, oxygène  $O_2$  - 21,8% -, argon Ar - 0,9% -) et de gaz dont la concentration varie spatialement et au cours du temps, comme la vapeur d'eau  $H_2O$ , le dioxyde de carbone  $CO_2$ , le méthane  $CH_4$ , le monoxyde de carbone  $CO$ , le protoxyde d'azote  $N_2O$ , les chlorofluorocarbones CFC ou l'ozone  $O_3$ . Chacun des gaz constituant de l'atmosphère absorbe le rayonnement dans des longueurs d'onde sélectives délimitant ainsi de nombreuses bandes d'absorption :

- **L'ozone** absorbe essentiellement les rayonnements ultraviolets dont la longueur d'onde est inférieure à  $0,29\mu m$ , une très faible partie des rayonnements dans le rouge, ainsi que les rayonnements dans l'infrarouge thermique ( $\lambda \sim 9,5\mu m$ ).
- **L'oxygène** absorbe le rayonnement proche infrarouge dans une bande très étroite autour de  $0,75\mu m$ .
- Les bandes d'absorption les plus larges sont dues aux gaz à effet de serre ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) qui absorbent le rayonnement dans les infrarouges, du proche infrarouge jusqu'aux infrarouges thermique et lointain.

Les longueurs d'onde pour lesquelles le rayonnement électromagnétique est peu ou pas absorbé constituent ce que l'on appelle les fenêtres de transmission atmosphériques. Dans ces fenêtres (Fig. II.16), pratiquement tout le rayonnement est transmis. Les capteurs satellitaires dédiés à l'observation de la Terre utilisent ces fenêtres pour observer la surface terrestre et celle des océans.



**Fig.I.16:** fenêtres atmosphériques

L'observation du schéma ci-dessus permet de dégager les points essentiels du phénomène d'absorption :

- ü Les rayonnements ultraviolets ( $\lambda \sim 0,29\mu\text{m}$ ) sont totalement absorbés par l'ozone.
- ü Les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge présentent une très bonne transmission et sont par conséquent très largement utilisés par les capteurs satellitaires dédiés à l'observation de la terre.
- ü Dans le moyen infrarouge et l'infrarouge thermique, seules quelques bandes spectrales permettent la transmission du rayonnement.
- ü La vapeur d'eau et le dioxyde de carbone présents dans l'atmosphère absorbent la quasi-totalité du rayonnement dans l'infrarouge lointain.
- ü Dans le domaine des hyperfréquences, le phénomène d'absorption est inexistant et l'atmosphère est totalement transparente au rayonnement.

### 8.2.2. Diffusion atmosphérique

Lors de sa traversée atmosphérique, le rayonnement peut interagir avec les particules et molécules présentes dans l'atmosphère qui constituent des obstacles à la propagation de l'énergie. Lorsque le rayonnement n'est pas absorbé, il peut être en partie dévié dans toutes les directions. C'est le phénomène de diffusion atmosphérique dont la nature dépend de plusieurs paramètres :

- Ø La longueur d'onde du rayonnement
- Ø La densité et la taille des particules et des molécules atmosphériques
- Ø L'épaisseur de la couche atmosphérique à traverser

---

Nous distinguons ainsi trois types de diffusion : diffusion de Rayleigh, diffusion de Mie et diffusion non sélective.

### Ø La diffusion de Rayleigh

La diffusion de Rayleigh est due aux molécules gazeuses présentes dans l'atmosphère (O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, vapeur d'eau, *etc.*) ou aux fines particules de poussière. Elle se produit lorsque la taille des molécules diffusantes est très inférieure à la longueur d'onde du rayonnement.

L'intensité diffusée est alors inversement proportionnelle à la puissance 4 de la longueur d'onde du rayonnement incident. La diffusion de Rayleigh est par conséquent un phénomène sélectif qui se produit surtout pour les longueurs d'onde les plus courtes du spectre (violet, bleu).

Elle affecte les hautes couches de l'atmosphère et c'est elle qui explique la couleur bleu du ciel pendant la journée. Les longueurs d'ondes les plus courtes (bleu) du rayonnement solaire sont davantage diffusées que les longueurs d'onde plus grandes (rouge), aussi le ciel apparaît bleu à l'observateur. À l'aube ou au crépuscule, en revanche, lorsque le soleil est bas sur l'horizon, l'épaisseur de la couche atmosphérique traversée par le rayonnement est bien plus importante que pendant la journée. Les courtes longueurs d'onde sont totalement diffusées, on ne voit alors plus que les longueurs d'onde les plus grandes (rouge) et le ciel apparaît rouge orangé dans la direction du soleil.

### Ø La diffusion de Mie

Lorsque la taille des particules est de l'ordre de grandeur ou plus que la longueur d'onde du rayonnement, la diffusion de Rayleigh ne se produit plus et laisse la place à la diffusion de Mie. Les gouttelettes d'eau, les cristaux de glace, ou les aérosols présents dans l'atmosphère (poussières, fumées, pollens) sont les principaux vecteurs de la diffusion de Mie. Beaucoup moins sélective que la diffusion de Rayleigh, la diffusion de Mie est inversement proportionnelle à la longueur d'onde du rayonnement incident. Elle se produit plutôt dans les couches basses de l'atmosphère (qui contiennent plus d'aérosols) et donne à la couleur du ciel un aspect bleu délavé voire jaunâtre, toutes les longueurs d'onde étant diffusées de la même façon.

### Ø La diffusion non sélective

La diffusion non sélective se produit lorsque la taille des particules atmosphériques est beaucoup plus grande que la longueur d'onde du rayonnement. Elle est due notamment aux

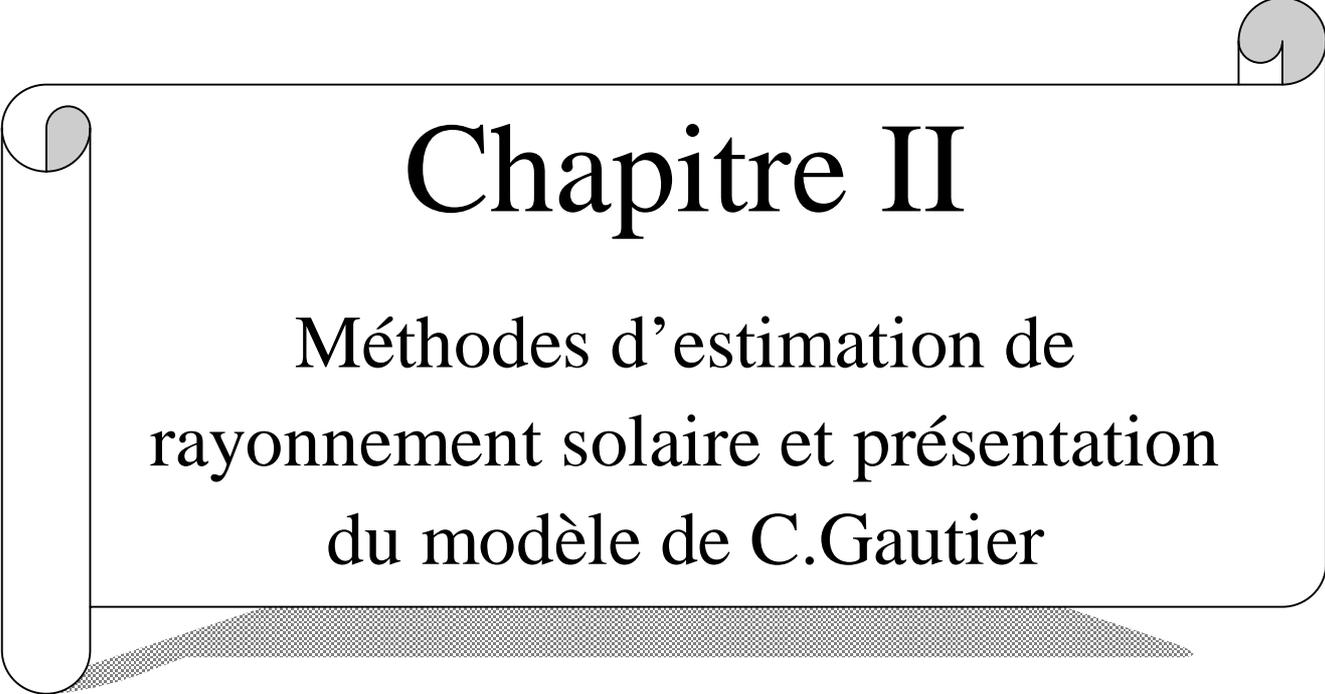
gouttelettes d'eau que l'on trouve dans les nuages et les brouillards. La diffusion non sélective affecte toutes les longueurs d'onde, ce qui explique la couleur blanche des nuages.

## **Conclusion**

Dans ce chapitre, nous avons présenté une introduction à la télédétection spatiale et aux satellites Météosat première génération qui embarquant des radiomètres observant la terre dans les trois 03 bandes spectrales, ils fournissent des images de l'Afrique et de l'Europe chaque demi heure.

Ensuite, nous avons fait un petit aperçu sur l'origine de nos données satellitaires ou nous avons présenté les dispositifs satellitaires de MSG, qui fournissent des données chaque 15minute dans 12 bandes spectrales de fréquence différentes.

Nous avons décrit le rayonnement solaire et les différentes interactions subies lors de son trajet atmosphérique qui sera notre objectif de calcul.

A decorative scroll graphic with a black outline and rounded corners. The scroll is unrolled in the middle, with the top and bottom edges curling upwards. The text is centered within the scroll. A grey shadow is cast beneath the scroll.

# Chapitre II

Méthodes d'estimation de  
rayonnement solaire et présentation  
du modèle de C.Gautier

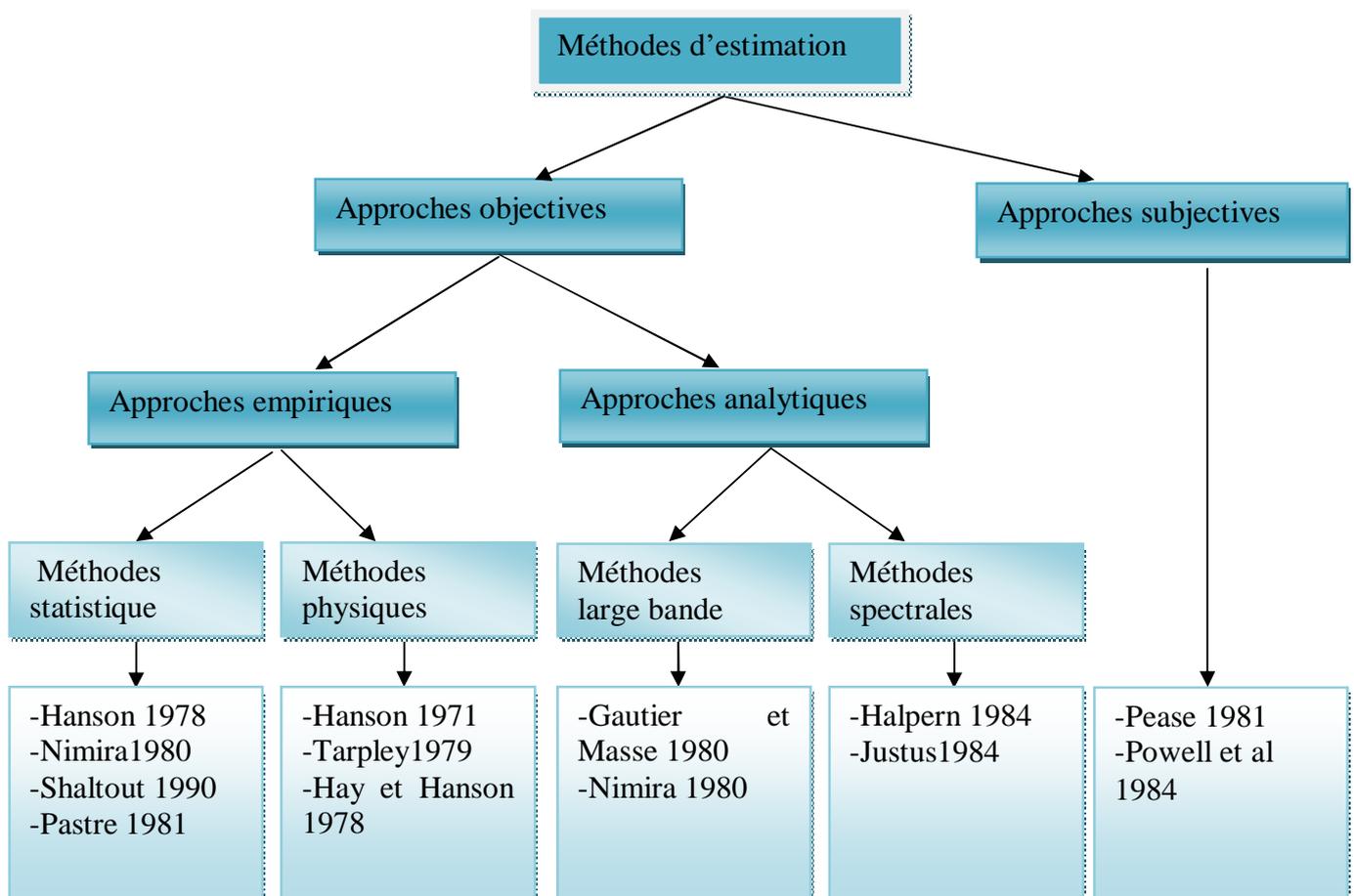
## Introduction

Depuis la mise en orbite des satellites pour observer le climat qui prévaut à la surface de la terre, il est devenu possible d'estimer à partir des images prises par tels satellites, des grandeurs météorologiques telles que le flux global d'irradiation solaire ou le taux de précipitation. Ainsi pour déterminer le flux global d'irradiation solaire au sol, nous disposons maintenant des différentes méthodes de traitement d'image.

Dans première partie de ce chapitre, nous présentons les différentes méthodes d'estimation de rayonnement solaire à partir d'imagerie satellitaire en les classent selon qu'elles obéissent à une démarche subjective ou objective. La seconde partie est consacrée au modèle de transfert radiatif établie par C.Gautier.

### 1. Méthodes d'estimation de rayonnement solaire :

Les différentes méthodes d'estimation de rayonnement solaire sont illustrées dans le tableau suivant :



**Fig.II.1:** Classification des méthodes de traitement d'image permettant d'estimer le flux d'irradiation solaire.

## 1.1.L'approche subjective

Ces méthodes sont basées sur une interprétation subjective des données satellitaires. Ainsi, la couverture nuageuse peut être évaluée selon le jugement que l'on se fait de celle-ci et ceci à l'aide d'une grille calibrée que l'on place sur les images à étudier. La transparence de l'atmosphère au rayonnement solaire est alors déterminée en se servant des relations statistiques qui relient celle-ci à la couverture nuageuse.

## 1.2. Approche objective

### 1.2.1. Les méthodes statistiques

Les modèles de cette catégorie font appel à une multitude de variables indépendantes déduites des données satellitaires à partir desquelles on calcul l'irradiance solaire au sol. Ces variables sont le niveau de luminance (exprimé parfois comme un niveau de gris), l'angle zénithal solaire ; la quantité d'eau précipitant et la quantité des nuages existante sur les données satellites. Parmi les méthodes statistiques on citera celles élaborées par les chercheurs suivants :

- **Hanson 1976 et Nimira 1980**

Ils ont élaboré un modèle qui met en jeu la relation existant entre l'irradiation solaire et le taux d'ennuagement. Le taux d'ennuagement est déduit de la couverture nuageuse estimée après analyse des données satellitaires. Ces données ont été d'abord appliquées à des données satellitaires typiques des îles se trouvant au large des côtes indiennes dans le but d'avoir une certaine homogénéité des types des nuages et de l'indice d'ennuagement. Ensuite ce modèle a été adapté aux données caractéristiques de l'Afrique.

- **Brakke et Kanemasu (1981)** : Ils ont relié l'irradiation solaire au niveau de gris à l'angle zénithal.
- **Bahm(1981)** : Il a utilisé la même approche mais plus tard il fait intervenir les niveaux de gris et la latitude.
- **Pastre (1981)** : a établi un modèle qui se fonde sur le fait que l'indice d'ennuagement défini à partir des niveaux de gris est complémentaire de la fraction d'insolation et que cette dernière peut être utilisée comme prédicteur du rayonnement solaire au sol.
- **Shaltout et Hassen (1990)** : ils ont établi des relations de régression entre la moyenne mensuelle des composantes globales diffuse de l'irradiation solaire et la luminance observée dans les domaines visible, infrarouge et vapeur d'eau.

Pour chacune de ces bandes, les relations de régression qui ont été utilisées, sont soit linéaire, soit du deuxième ordre ou du troisième ordre.

### 1.2.2. Les méthodes physiques

La majorité des algorithmes dans cette catégorie considère les échanges d'énergie se produisant lors de la traversée du système atmosphère-terre par le rayonnement solaire. Ces échanges d'énergie sont alors décrits par une équation où intervient principalement le flux d'irradiance solaire  $E_r$  qui est réfléchi vers l'espace par les couches supérieures de l'atmosphère, la partie  $E_a$  du rayonnement solaire absorbée par l'atmosphère, le flux global d'irradiance solaire  $E$  mesuré au sol et la valeur hors atmosphère  $E_0$  de ce rayonnement. Cette équation est :

$$E_0 - E_r - E_a - E(1 - \alpha) = 0 \quad (\text{II.1})$$

Soient  $q_1 = E/E_0$ , la fraction du rayonnement solaire incident transmis par l'atmosphère,  $q_a = E_a/E_0$  celle qui est absorbée par l'atmosphère ;  $\alpha_p = E_r/E_0$ , l'albédo planétaire et  $\alpha$  l'albédo de la surface terrestre.

En divisant l'équation (1) par la valeur d' $E_0$  on obtient la relation suivante :

$$q_1 = \frac{1 - \alpha_p - q_a}{1 - \alpha} \quad (\text{II.2})$$

Les premières études sur les échanges d'énergie dans l'atmosphère ont montré que l'albédo planétaire est fortement corrélé à l'irradiation absorbée par le sol. À partir de cela l'équation sert de base pour de divers modèles physiques.

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

$$A_p = a + b * q_1 \quad (\text{II.3})$$

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

$$A = 1 - q_a \quad \text{et} \quad b = -(1 - \alpha)$$

La constante solaire étant connue, l'albédo est estimé en traitant les niveaux de gris qui composent les images satellitaires ; En suite la quantité d' $E_a$  est calculée en fonction du chemin optique déterminé par l'angle zénithal, de la quantité de vapeur d'eau associée aux précipitations et de l'indice d'enneigement.

**Ellis et Von Der Haar(1976)** : ils ont élaboré une approche dérivé de l'approche de Hanson, mais dont laquelle l'indice d'ennuage et l'albédo terrestre sont estimés par traitement des donnée satellitaires, l'albédo planétaire est ensuite calculé en considérant que celle-ci est une fonction linéaire de l'indice d'ennuage.

**Ramanathan (1986)** : il a remarqué le caractère conservatif de l'absorption atmosphérique. Il a alors établi un modèle qui lie directement la partie du l'espace. La relation qui en découle est :

$$q_1(1-\alpha)=a+b.\alpha p \quad (\text{II.4})$$

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

$$a= (1-qa) \text{ et } b=-1$$

### 1.2.3.Les méthodes à larges bandes

Le principe de base de ces méthodes est l'équilibre des échanges radiatifs dans le système atmosphérique\_terre, faisant notamment intervenir l'effet des bandes d'absorption.

**Gautier et Masse (1980)** : ils furent des premiers à développer ce type de raisonnement, qui est comme ce qui suit. Dans une première étape, l'analyse est restreinte à ciel sans nuage, c'est-à-dire, le rayonnement reçu par le satellite est limité au rayonnement absorbé par le satellite est limite au rayonnement diffusé et absorbé par l'atmosphère et rayonnement solaire observé au niveau du sol est la somme des composantes directe et diffusé.

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

-Il existe d'autres approches similaires à celle de Gautier et Masse. Les principes méthodes qu'on peut citer, sont celle de :

Delorme et al (1983)

Dedieu et al(1983)

Pinker et Lazlo(1989)

Nimira(1980)

### 1.2.4. Les méthodes spectrales

Toutes les méthodes reviennent à résoudre l'équation de transfert radiatif qui décrit l'atmosphère lorsque celle-ci est à la fois absorbante et dissipative. Pour cela le spectre de rayonnement qui s'étend de 0.2 à 4 $\mu$ m incluant le visible et infrarouge est subdivisée en plusieurs intervalles spectraux et la partie basse de l'atmosphère est explorée en décomposant celle-ci en une sécession de couche élémentaires qui viennent s'empiler les unes sur les autres en fonction de l'altitude. Une telle analyse est aussi fondée sur l'hypothèse d'une forte anisotropie de la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols les gouttelettes d'eau formants les nuages. Parmi les méthodes qui font appel à une analyse spectrale, citons celle de :

**Halpern (1984)** : il a établi un modèle dont lequel le flux d'irradiation solaire observer au sol et celui mesuré au sommet de l'atmosphère sont estimés en considérant 83 intervalles spectraux de la gamme 0.28-2.5 $\mu$ m couches atmosphériques se superposant à une altitude qui va de 0 à 50 Km.

**Raschke et Press(1979)** : ils ont établi un modèle pour lequel, la gamme 0.2-3.6 $\mu$ m est subdivisée en 87 intervalles spectraux et l'atmosphère est décomposée en 70 couches ayant chacune une épaisseur de 1Km.

**Pinker et Ewing (1985)** : ils ont mis au point un modèle dans lequel le spectre solaire est décomposé en 12 intervalles et l'atmosphère en 3 couches.

**Pinker et Laszlo (1989)** : ils ont décomposé le spectre solaire en 2 intervalles et l'atmosphère en 3couches.

**Darnel et al (1988)** : ils ont élaboré un modèle dont l'une des particularités et qu'ils supposent que l'irradiance solaire au sol est le produit de la valeur extraterrestre, de la transparence en ciel clair et en ciel couvert.

## 2. Présentation de modèle analytique de C.Gautier

Le rayonnement solaire sortant de la voute terrestre et reçu par le satellite, dépend de l'énergie incidente au dessus de l'atmosphère et de l'albédo planétaire qui représente les processus de l'atmosphère et de la terre. Afin de calculer l'insolation à la surface nous devons estimer les variations (augmentation ou atténuation) de l'énergie, due à ces processus de l'atmosphère et de la surface.

Le modèle de Gautier et al. est l'approche analytique la plus robuste pour l'estimation du flux de rayonnement solaire a partir des données satellitaires. Ils sont explicitement décrit tous les

processus physiques mis en jeu dans l'atmosphère. Les coefficients d'absorption et de diffusion intervenant lors de la traverse atmosphérique par le rayonnement solaire sont pris en considération.

Ce modèle a été initialement développé pour des images du satellite GOES, ce sont des images prises toutes les heures avec une résolution spatiale élevée soit près de 2Km à la latitude 45°. Grâce à la cadence d'acquisition de ces images, on peut savoir s'il y a des nuages ou pas. Le modèle de Gautier est alors formulé différemment selon la disposition des images ciel clair ou couvert. Ces deux sortes de formulations sont développées ci-après.

## 2.1. Modèle en ciel clair

Au début, ils ont utilisé des images en ciel clair c'est-à-dire sans nuage. Supposant que l'effet des réflexions multiples soit limité au premier ordre et que la dispersion atmosphérique se produise avant l'absorption. Le rayonnement solaire ( $SW_{sat}$ ) reçu par le satellite se compose comme suite :

$$SW_{sat} = F_0\alpha + F_0(1 - \alpha)[1 - a(u_1)][1 - a(u_2)](1 - \alpha_1)A \quad (II-5)$$

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

$I_0$  : est la constante solaire vaut 1367W/ m<sup>2</sup>.

$\alpha$ : le coefficient de réflexion atmosphérique (dépend de l'angle zénithal  $\theta$ ).

$\alpha_1$  : le coefficient de diffusion atmosphérique.

$A$  : est l'albédo du sol (le rapport de flux réfléchi sur le flux incident).

$a(u_1)$  et  $a(u_2)$  : les coefficients d'absorption de la vapeur d'eau ( $u_1$  l'angle solaire,  $u_2$  angle de satellite et  $\theta$  l'angle zénithal solaire).

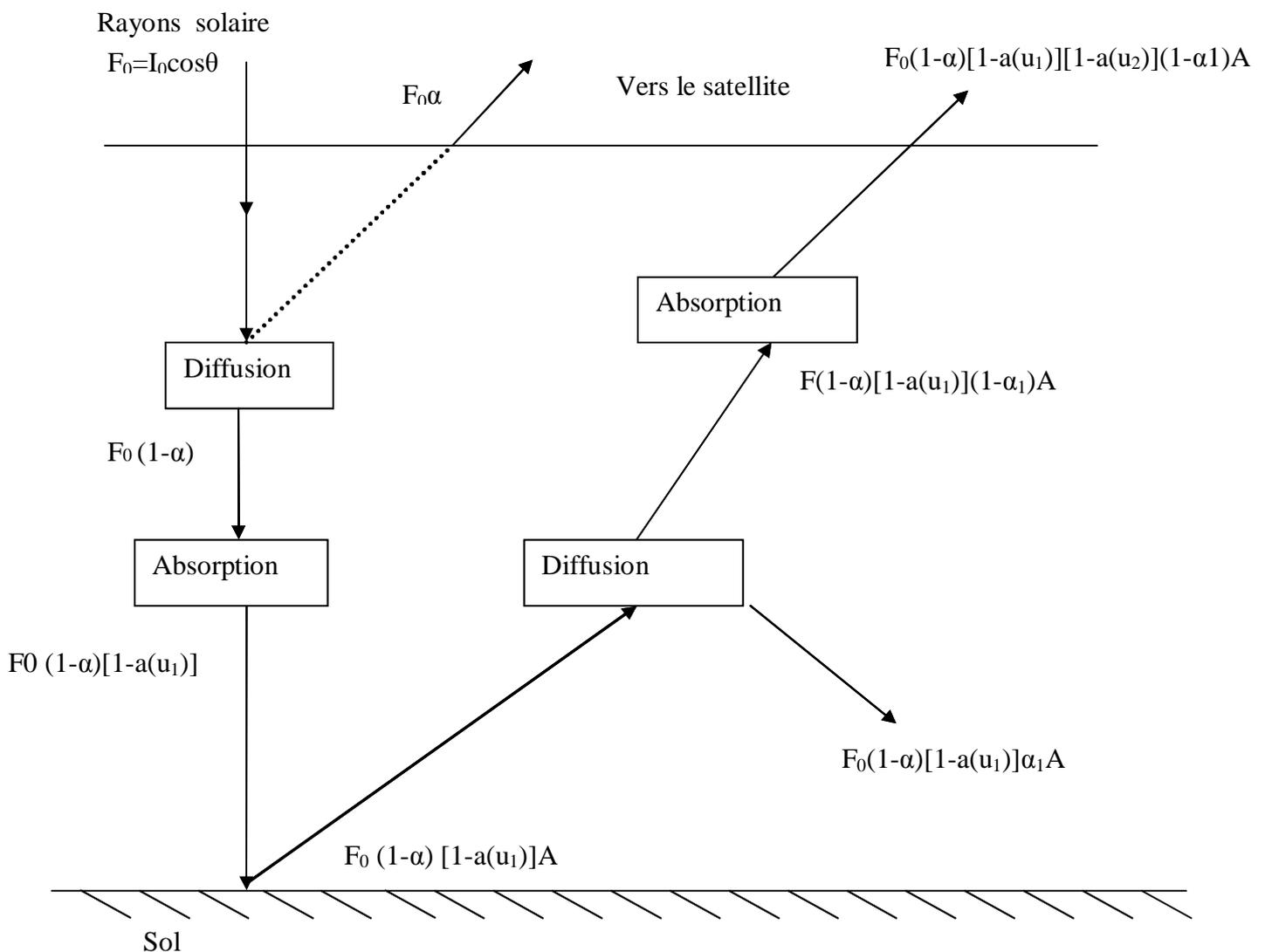
La figure (**Fig.II.2**) illustre les différents échanges radiatifs qui se produisent en ciel clair dans système terre-atmosphère. La première cause d'atténuation du rayonnement solaire par absorption en l'absence des nuages et la présence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les effets des aérosols sont également importants mais ne sont pas traités parce qu'ils sont complexe, variable et difficilement identifiés. Paltridge (1975) a donné des expressions analytiques pour déterminer les relations entre les valeurs des coefficients d'absorption par la vapeur d'eau et la hauteur de l'eau condensable. Grâce à cette expérience toutes les grandeurs qui interviennent le second membre de l'équation (1), peuvent être évaluées, sauf l'albédo de la surface terrestre, tandis que la relation (1)

peut être directement déduite des mesures effectuées par le satellite. Le seul inconnue de cette équation est l'albédo  $A$  de la surface que nous pouvons le calculer :

$$A = \frac{SW_{sat} - F_0 \alpha}{F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1)] [1 - a(u_2)] (1 - \alpha_1)} \quad (\text{II.6})$$

Comme le montre la figure (**Fig.II.2**) le rayonnement solaire observé au niveau du sol est la somme des deux composantes directe et diffusé. Il est alors égal à :

$$SW_{sat} = F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1)] (1 - A \alpha_1) \quad (\text{II.7})$$



**Fig II.2 :** Echange radiative en ciel clair dans le système atmosphère-terre

## 2.2. modèle en ciel couvert

Pour le ciel couvert le calcul de rayonnement solaire incident dans une atmosphère nuageuse est plus complexe que celui de rayonnement traversant un ciel clair. Le processus de diffusion, d'absorption et de réflexion du rayonnement solaire par les nuages sont très difficile à décrire. La représentation choisie pour les phénomènes d'absorption et de diffusion, s'applique surtout à des nuages stratiformes bas et moyens qui atténuent le plus le rayonnement solaire.

On estime que 70% de la vapeur d'eau se trouve sous les nuages et 30% au dessus. L'absorption des nuages est estimée à partir de la brillance, en utilisant une relation linéaire allant de 0 pour ciel clair à 0.2 pour des nuages très denses. La diffusion est prise en compte uniquement au dessus des nuages ou se situe la grande partie de la masse atmosphérique. Compte approximations l'énergie reçue au satellite s'écrit :

$$SW_{sat} = F_0 \alpha + F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1 t)] [1 - a(u_2)] (1 - \alpha_1) A +$$

$$F_0 (1 - \alpha) [1 - a(u_1 t)] (1 - Ac)^2 [1 - a(u_1 b)] A (1 - \alpha_1) [1 - a(u_2 t)] (1 - abs)^2 [1 - a(u_2 b)] \quad (II.8)$$

Avec :

$a(u_1 t)$  : absorption par la vapeur d'eau de  $SW_{sat}$  au dessus du nuage.

$a(u_1 b)$  : absorption par la vapeur d'eau de  $SW_{sat}$  au dessous du nuage.

$a(u_2 t)$  : absorption par la vapeur d'eau de  $SW_{sat}$  au dessous du nuage.

$a(u_2 b)$  : absorption par la vapeur d'eau de  $SW_{sat}$  au dessus du nuage.

$abs$  : absorption dans les nuages.

$Ac$  : albédo du nuage.

De la même manière qu'en ciel clair, on connaissant la valeur du rayonnement solaire arrivant de l'albédo au satellite  $SW_{sat}$  et les paramètres atmosphériques. Puis en tient compte de toutes les valeurs de l'albédo du sol calculé en ciel couvert. L'albédo du nuage  $Ac$  peut être déterminé à l'aide de l'équation (II.8) :

$$SW_{sat} = F_0(1 - \alpha)[1 - a(u_1t)](1 - A_c)(1 - abs)[1 - a(u_1b)] \quad (II.9)$$

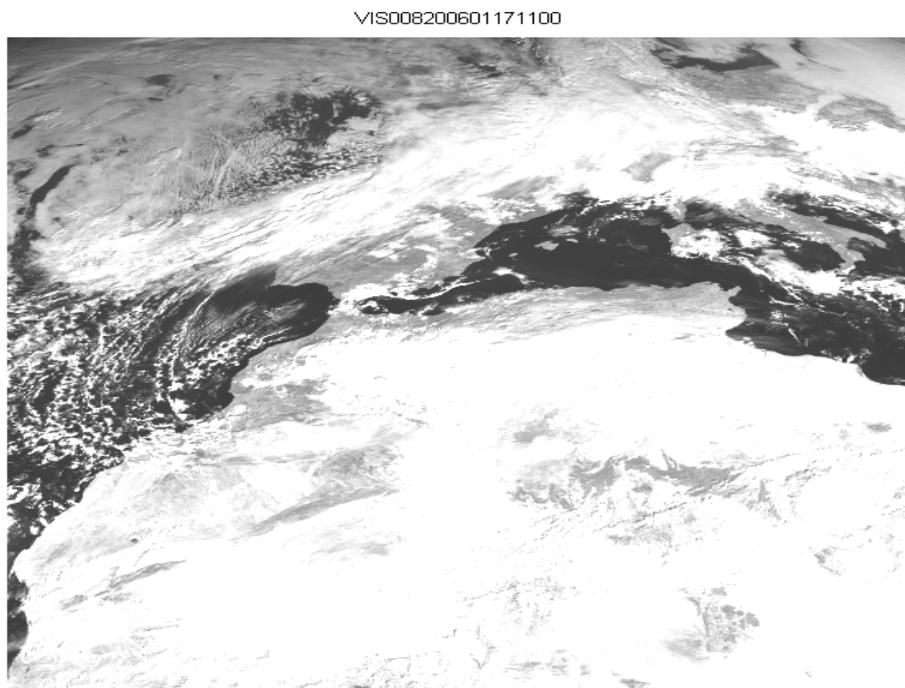
Pour le calcul du rayonnement solaire incident, il faut savoir si la brillance du pixel représente une zone nuageuse ou un ciel clair. Pour cela, le modèle utilise un seuil qui est déterminé à partir de l'albédo du pixel par ciel plus une marge de précision pour tenir compte des petites variations de l'albédo et des coefficients atmosphériques. Si la brillance est supérieure à ce seuil, on utilise le modèle en ciel clair.

Les résultats de modèle sont ensuite comparés aux données collectés au sol par des paramètres dans plusieurs stations de mesures, en valeurs instantanées et en valeurs journalières.

Comme nous venons de le voir, le modèle en ciel couvert est très compliqué à mettre en œuvre. Ainsi, nous avons limité notre étude à l'adaptation du modèle ciel clair au traitement d'image Météosat Seconde Génération.

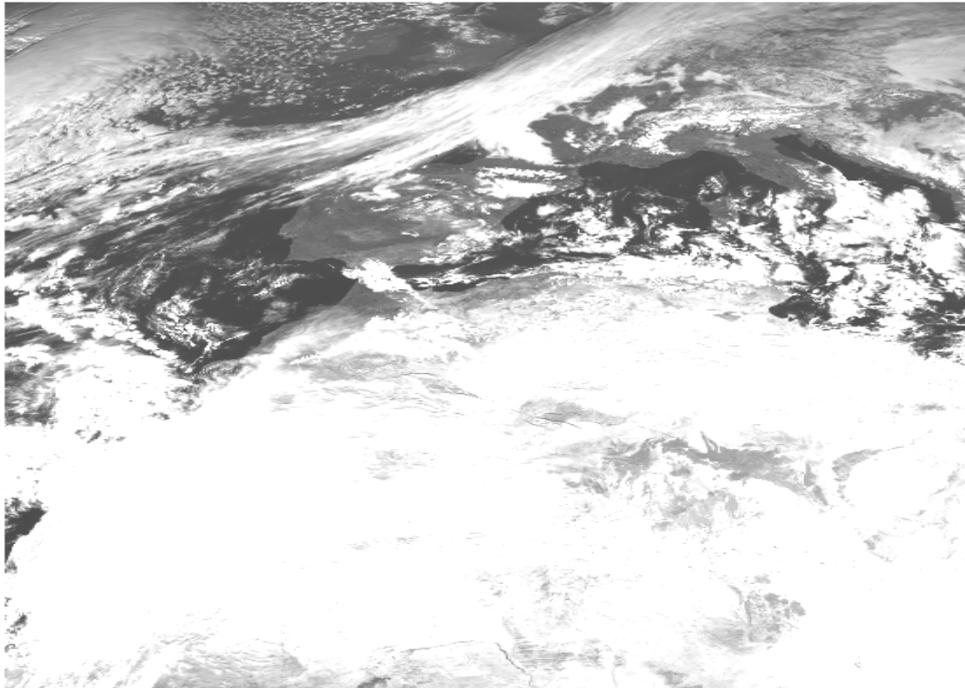
### 3. Les images satellitaires de notre base de données

Les images dont nous disposons ont été prises par le satellite Météosat seconde génération pour la journée du 17/01/2006. Le format de ces images est de 1100x1100 pixels dans les différents canaux (sauf le HRV). Les figures suivantes représentent des échantillons de notre banque de données.



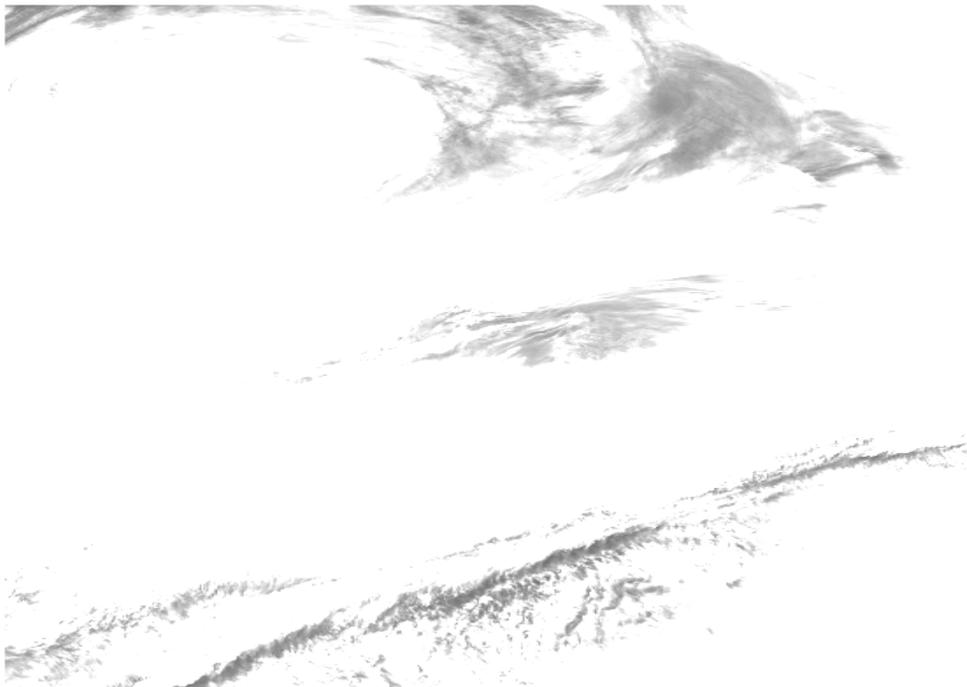
**Fig.II.3** : Image MSG collectée dans le canal visible VIS 0.8 le 17/01/2006

VIS006200601111200



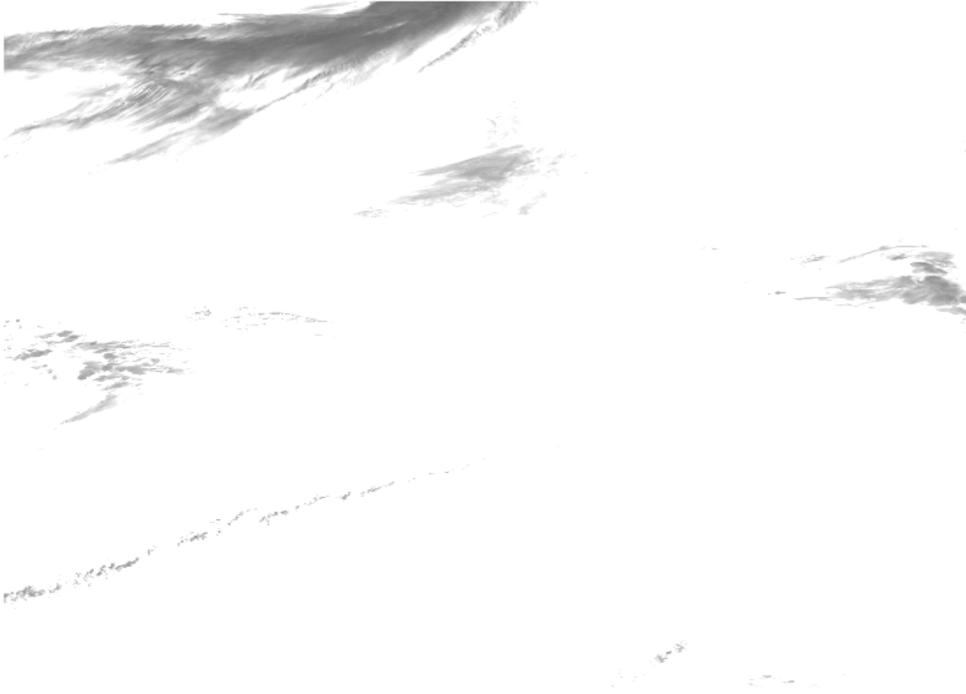
**Fig.II.4** : Image MSG de canal visible VIS 0.6 le 11/01/2006 à 12H

WV\_073200601171500



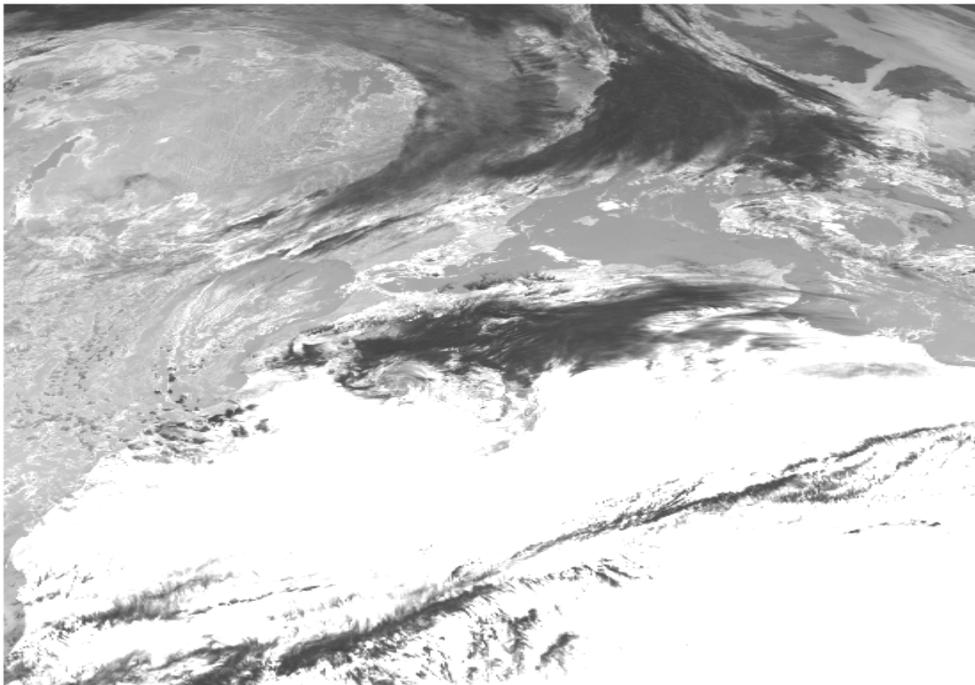
**Fig.II.5** : Image MSG de WV 0.732 le 17/01/2006

WV\_073200601091200

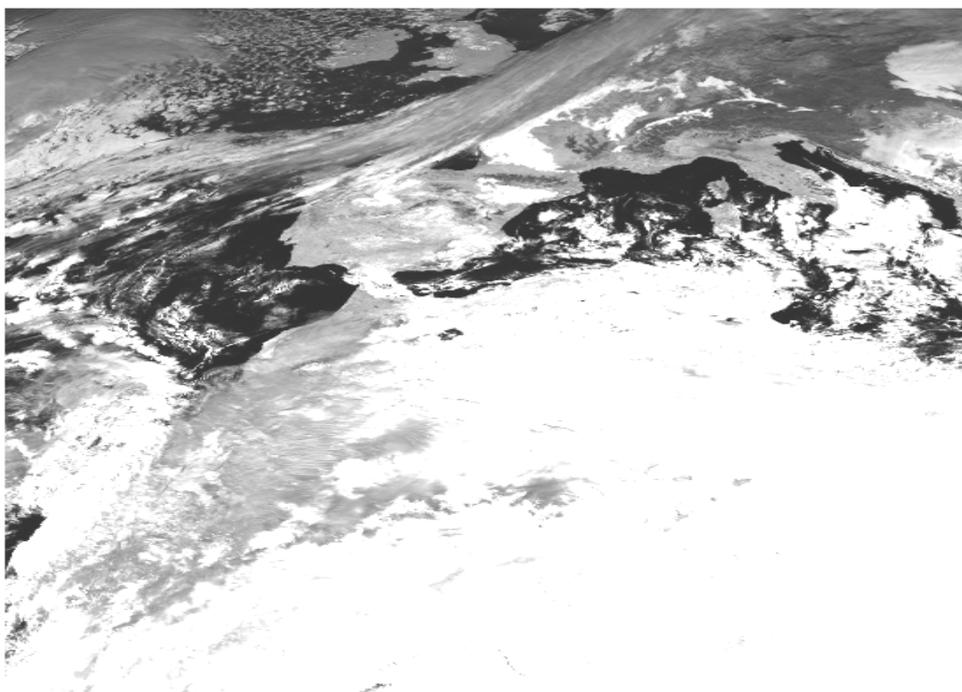


**Fig.II.6** : Image MSG de WV 0.732 le 17/01/2006 à 12H

IR\_039200601171200



**Fig.II.7** : Image MSG de canal infrarouge IR 0.392 le 17/01/2006

IR<sub>0</sub>16200601111200

**Fig.II.8** : Image MSG de canal infrarouge IR 1.6 le 17/01/2006

Et comme nous avons vu déjà dans le chapitre précédent que la totalité de spectre de rayonnement solaire se trouve dans le visible. D'où nous avons choisi d'appliquer le modèle de C.Gautier sur les deux canaux visible seulement (0.8 et 0.6).

### **3.La sélection d'une image en ciel clair et le choix de canal**

Nous avons commencé notre traitement sur nos images par la vérification de la qualité de nos images. En effet, nous avons vérifié si les pixels que nous avons utilisés pour notre traitement représentent la zone étudiée (Alger).

Une fois assuré de la qualité de nos données numériques, nous passons à l'application du modèle de C.Gautier pour l'estimation de rayonnement solaire au sol. Seul le cas en ciel clair qui nous intéresse. Pour cela, il faut d'abord trier les images en ciel clair c'est-à-dire sans nuages. La sélection des images a été effectuée à base de nos observations visuelles.

Le tableau suivant indique le type d'image obtenue (ciel clair, couvert ou partiellement couvert) à partir d'un programme effectué pour la lecture des images MSG. Nous avons éliminé les heures de 00:00 jusqu'à 5:00 et 18:00 jusqu'à 00:00 à cause de l'absence de rayonnement solaire.

heure	niveau de gris	Type d'image
05:00	51	
05:15	51	
05:30	51	
05:45	51	
06:00	51	
06:15	51	
06:30	51	
06:45	53	
07:00	58	ciel clair
07:15	65	ciel clair
07:30	73	ciel clair
07:45	78	ciel clair
08:00	82	ciel clair
08:15	84	ciel clair
08:30	87	ciel clair
08:45	92	ciel clair
09:00	98	ciel clair
09:15	105	ciel clair
09:30	108	ciel clair
09:45	102	ciel clair
10:00	100	ciel clair
10:15	103	ciel clair
10:30	106	ciel clair
10:45	107	ciel clair
11:00	111	ciel clair
11:15	112	ciel clair
11:30	114	ciel clair
11:45	115	ciel clair
12:00	116	ciel clair
12:15	116	ciel clair
12:30	116	ciel clair
12:45	116	ciel clair
13:00	113	ciel clair
13:15	111	ciel clair
13:30	108	ciel clair
13:45	105	ciel clair
14:00	102	ciel clair
14:15	97	ciel clair
14:30	94	ciel clair
14:45	90	ciel clair
15:00	87	ciel clair
15:15	83	ciel clair
15:30	82	ciel clair
15:45	75	ciel clair
16:00	69	ciel clair
16:15	63	ciel clair
16:30	57	
16:45	54	
17:00	51	
17:15	51	
17:30	51	
17:45	51	

**Tab. II .1** : Valeurs des niveaux de gris et types d'images correspondant aux pixels de Alger (canal visible VIS 0.8 le 17/01/2006)

heure	niveau de gris	Type d'image
05:00	51	
05:15	51	
05:30	51	
05:45	51	
06:00	51	
06:15	51	
06:30	52	
06:45	53	
07:00	60	ciel clair
07:15	70	ciel clair
07:30	78	ciel clair
07:45	88	ciel clair
08:00	100	ciel clair
08:15	106	ciel clair
08:30	113	ciel clair
08:45	122	ciel clair
09:00	129	ciel clair
09:15	134	ciel clair
09:30	143	ciel clair
09:45	146	ciel clair
10:00	152	ciel clair
10:15	159	ciel clair
10:30	163	ciel clair
10:45	165	ciel clair
11:00	174	ciel clair
11:15	177	ciel clair
11:30	182	ciel clair
11:45	182	ciel clair
12:00	184	ciel clair
12:15	183	ciel clair
12:30	183	ciel clair
12:45	178	ciel clair
13:00	174	ciel clair
13:15	168	ciel clair
13:30	161	ciel clair
13:45	152	ciel clair
14:00	141	ciel clair
14:15	136	ciel clair
14:30	130	ciel clair
14:45	120	ciel clair
15:00	111	ciel clair
15:15	102	ciel clair
15:30	96	ciel clair
15:45	83	ciel clair
16:00	75	ciel clair
16:15	65	ciel clair
16:30	58	
16:45	54	
17:00	51	
17:15	51	
17:30	51	
17:45	51	

**Tab.II.2 :** Les Valeurs des niveaux de gris et types d'images correspondant aux pixels de Alger  
(canal visible VIS 0.6 le 17/01/2006).

#### 4. Humidité et Température

La moyenne des valeurs de températures et d'humidités de site d'Alger dont latitude est de  $36^{\circ}94'N$  et la longitude est de  $33^{\circ}0' E$  en mois de janvier est de  $10.9^{\circ}C$  et 80%

#### 5. Le rayonnement solaire capté par le satellite

Les capteurs satellitaires mesurent l'énergie réfléchie ou émise par le système terre-atmosphère. Nous sommes alors amenés à calibrer ces données en termes de luminance, c'est-à-dire ces mesures retraduisent par des données exprimées en comptes numériques CN.

Le rayonnement solaire  $SW_{sat}$  atteignant d'un satellite désigné par le terme  $SW_{sat}$  de l'équation de Gautier représente l'émittance de la surface visée par le satellite, c'est-à-dire l'énergie que rayonne cette surface dans tout le demi-espace qu'elle détermine. Or le détecteur ne reçoit l'énergie que dans une seule direction d'émission, c'est-à-dire une luminance.

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

$$SW_{sat} = \pi L_{sat} \quad (\text{II.10})$$

Où  $L_{sat}$  est la luminance atteignant le satellite.

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

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

$$L_{mes} = K * CN \quad (\text{II.11})$$

Où K est le facteur de calibration

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

$$L_{mes} = \int_{0.4}^{1.1} L_{sat}(\lambda) \cdot \tau(\lambda) \cdot d\lambda \quad (\text{II.12})$$

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

$$L_{sat} = \int_{0.4}^{1.1} L_{sat}(\lambda) \cdot d\lambda = f \cdot L_{mes} \quad (\text{II.13})$$

D'où :

$$L_{sat} = f \cdot K \cdot CN$$

$$SW_{sat} = \pi f \cdot K \cdot CN$$

Le produit  $f \cdot k$  a été calculé par Kopke et Kriebel sur des cibles de nature différentes. Il est très différent pour les terres, mais le cas de l'eau ne nous intéresse pas, nous utiliserons la valeur obtenue pour les terres soit  $1.3 \text{ w/m}^2/\text{stéradian/unité numérique}$  [Kopke, P., 1983].

## 6. La réflectance mesurée par le satellite

Les capteurs satellitaires mesurent quantitativement de l'énergie reçue qui est proportionnelle à la luminance caractérisant la surface observée. Les images brutes offrent donc une mesure proportionnelle à la luminance. Ainsi, pour obtenir des valeurs de réflectance ( $R$ ), il faut diviser la luminance déduite de l'enregistrement du capteur ( $L$ ) par l'éclairement reçu à la surface, à savoir :

$$r = \frac{\pi L}{(I_0 \varepsilon \cos \theta)} \quad (\text{II.14})$$

Où :

$I_0 = 1367 \text{ w}^2 \cdot \text{m}^2$  est la constante solaire.

$\varepsilon$  est l'excentricité de l'orbite terrestre autour du soleil (la correction de la distance terre-atmosphère).

$\theta$  est l'azimut du Soleil.

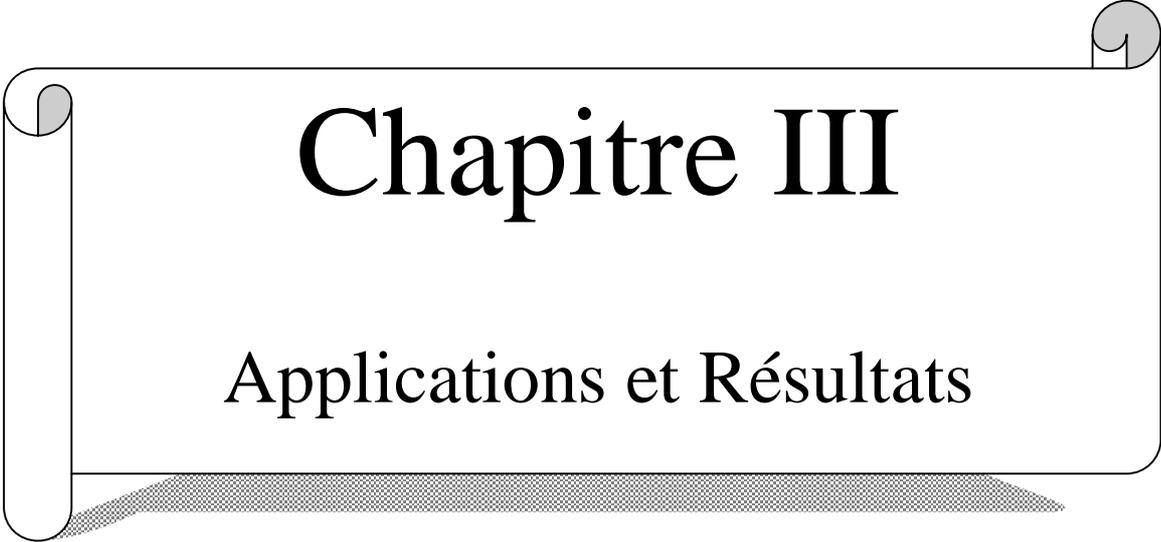
Cette réflectance dite apparente car elle est calculée à partir de la luminance mesurée par le capteur au sommet de l'atmosphère. Ces valeurs de luminance et de réflectance sont donc affectées par les effets atmosphériques contrairement aux valeurs qui seraient mesurées au sol. Ainsi, l'on suppose que la réflectance est isotrope (ou lambertienne), l'image obtenue par le capteur dans le domaine visible est fortement liée à l'albédo du sol et des nuages.

## Conclusion

Au début, nous avons présentés les divers approches qui permettent de calculer le rayonnement solaire en employant des données satellitaires.

La méthode basée sur le transfert radiatif dans le système terre-atmosphère, qu'établie par C.Gautier nous semble la plus rigoureuse et présente d'excellentes performances en comparaison des autres méthodes d'où nous avons choisi de développer cette méthode. La méthodologie adoptée par C.Gautier se divise en deux méthodes ciel couvert et ciel clair. Cette dernière sera notre objectif d'application pour le calcul de rayonnement solaire.

Par la suite on détermine les paramètres du modèle analytique tels les coefficients atmosphériques mis en jeu l'albédo de la surface terrestre et le rayonnement solaire arrivant au sol. Toutes ces étapes feront l'objet de prochain chapitre.



# Chapitre III

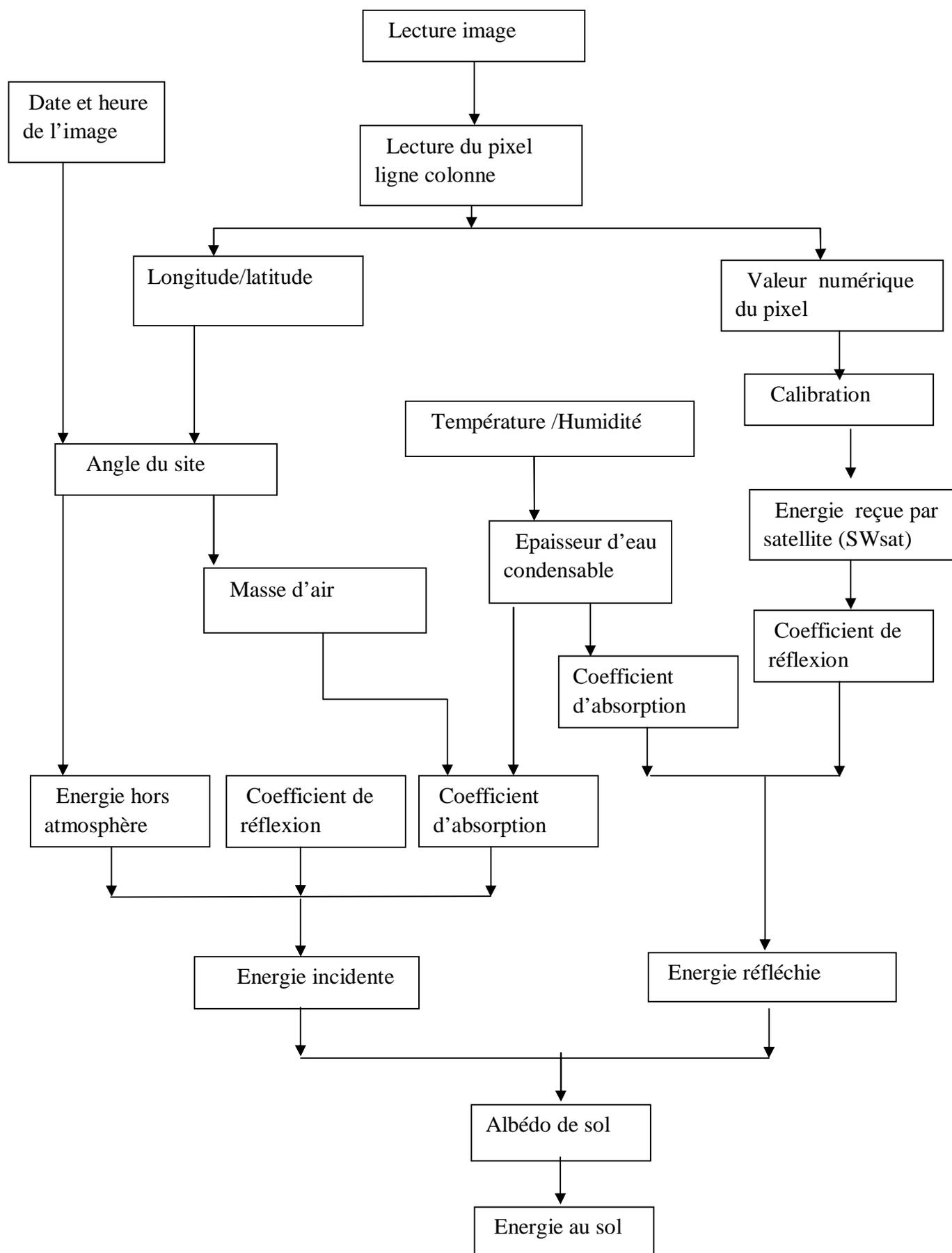
## Applications et Résultats

## 1. La méthodologie Adoptée

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats obtenus pour l'estimation du rayonnement solaire par les images MSG. La méthodologie adoptée pour la mise en œuvre effective de ce modèle est donnée sous forme d'un algorithme, dont les principes étapes sont les suivantes :

- § lecture des images.
- § Contrôle de la qualité des données.
- § Sélection des images en ciel clair.
- § Calcul des paramètres géographiques du site considéré.
- § Calcul des angles zénithal et azimutal.
- § Détermination des paramètres atmosphériques (coefficient d'absorption et diffusion)
- § Conversion des comptes numériques en valeurs de luminance.
- § Calcul de l'albédo du sol.
- § Calcul de rayonnement solaire reçu au sol sur une surface horizontale.

Les programmes que nous avons élaborés pour mettre en œuvre cet algorithme, est résumé par l'organigramme de la figure ci-dessous. Dans ce qui suit, nous allons décrire en détail toutes ces étapes.

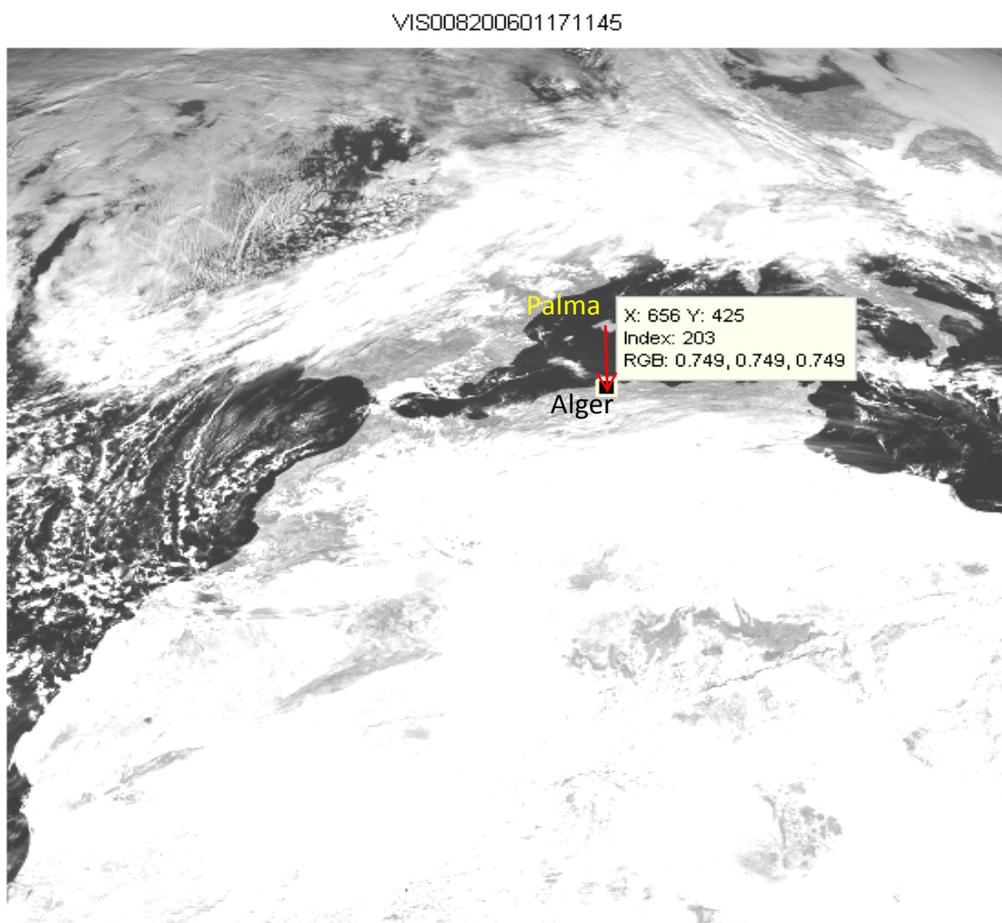


**Fig III.1** : programme de calcul de rayonnement solaire

## 2 .Calcul des paramètres géographiques

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

Nous avons repéré le site sur l'image manuellement sous MATLAB, en utilisant l'île de Palma comme référence, le site d'Alger se situe au dessous (voir figure). La ligne et la colonne de pixel est de (656,425) ;



**Fig.III.2** : Repérage de la zone d'Alger sur l'image de canal VIS 0.8

## 2.1. Calcul de coefficient de diffusion

Rappelons que le coefficient  $\alpha$  et  $\alpha_1$  représentent les réflexions dues à la diffusion de Rayleigh, respectivement dans l'espace et vers le sol et supposons que la diffusion intervienne avant l'absorption par la vapeur d'eau. Les travaux de Coulson 1959 ont permis de déterminer les valeurs de ces coefficients pour différentes inclinations solaire. Le tableau (Tab.III.1) illustre les valeurs de ces coefficients pour différents angles zénithal.

Angle zénithal	$\alpha$	$\alpha_1$
66.4	0.095	0.076
53.1	0.074	0.076
36.1	0.060	0.076
23.1	0.055	0.076
00.0	0.053	0.076

**Tab.III.1** : Coefficient de diffusion de l'atmosphère en fonction de l'angle zénithal [Coulson 1959]

On remarque sur cette table que le coefficient de réflexion  $\alpha$  qui affecte le rayonnement directe dépend de l'angle zénithal, alors que le coefficient de réflexion  $\alpha_1$  qui influence sur le rayonnement réfléchi par le sol est indépendant de cet angle.

Nous faisons donc l'hypothèse de l'indépendance du rayonnement réfléchi avec la direction c'est-à-dire l'isotropie du rayonnement. Le coefficient de diffusion  $\alpha$ , varie exponentiellement avec l'angle zénithal. Compte tenu des valeurs de  $\alpha$ , indiquées dans le tableau, ce coefficient s'écrit :

$$\alpha = 0.05 * \exp (-5.81 * \cos\theta)$$

## 2.2. Calcul du coefficient d'absorption

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

Pour  $u > 0.5$  cm

$$q(u) = 0.009 * u^{0.34}$$

Pour  $u < 0.5$  cm

$$q(u) = 0.14 * u^{0.44}$$

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

$$u = u_0 * m$$

Dans cette expression,  $m$  représente la masse d'air dans la direction sol- satellite ou espace- sol le trajet considéré. Dans le cas du rayonnement solaire incident, la masse d'air  $m$  se calcule facilement si on néglige la courbe de la terre. On obtient alors :

$$m = 1 / \cos\theta$$

Où  $\theta$  est l'angle zénithal.

La hauteur d'eau condensable dans le sens vertical  $u_0$  est calculé à l'aide de l'équation de Lekner, cette équation s'écrit :

$$u_0 = 0.493 H_r P_s / T$$

Avec  $P_s = \exp [26,23 - 5416/T]$

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

### 2.3. Calcul de l'albédo de la surface terrestre

L'albédo de la surface terrestre étant le rapport de la quantité d'énergie réfléchie sur la quantité d'énergie incidente, on peut déterminer celui-ci à partir des mesures satellitaires par ciel clair à l'aide de l'équation (II.6).

Nous avons appliqué cette équation à une série d'images Météosat seconde génération prises le 17 janvier 2006. L'albédo que nous avons pris pour caractériser la surface terrestre, est la valeur minimale qui apparaît au moins deux fois, sur cet ensemble de données.

Le résultat obtenu pour l'albédo est :



$$A = 0.0384$$

## 2.4. Calcul du rayonnement solaire au sol

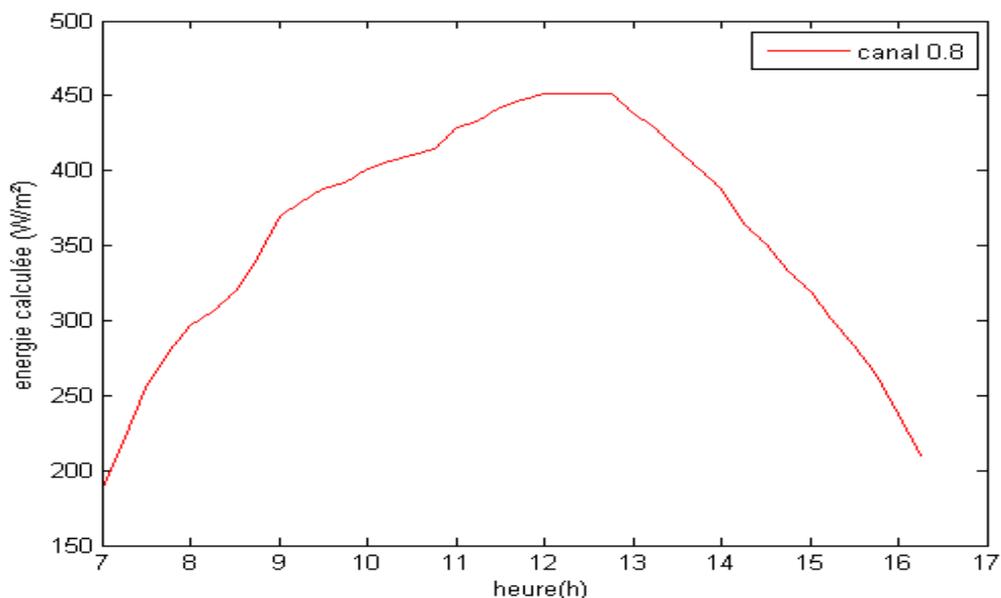
Une fois tous les paramètres atmosphériques déterminés et la valeur de l'albédo du sol calculée, nous pouvons estimer la composante globale  $SW_{sat}$  du rayonnement solaire reçu au niveau de la surface terrestre, en ciel clair. Pour cela, il suffit d'utiliser la relation (II.7).

heure	energie mesurée(W/m <sup>2</sup> )
07:00	187.034
07:15	218.922
07:30	255.366
07:45	278.143
08:00	296.365
08:15	305.592
08:30	319.263
08:45	342.049
09:00	369.392
09:15	378.506
09:30	387.621
09:45	392.178
10:00	401.292
10:15	405.849
10:30	410.407
10:45	414.964
11:00	428.635
11:15	433.192
11:30	442.307
11:45	446.864
12:00	451.421
12:15	451.421
12:30	451.421
12:45	451.421
13:00	437.750
13:15	428.635
13:30	414.964
13:45	401.292
14:00	387.621
14:15	364.835
14:30	351.163
14:45	332.935
15:00	319.263
15:15	301.034
15:30	283.965
15:45	264.577
16:00	237.234
16:15	209.891

**Tab.III .2 :** radiances solaires mesurées à la surface terrestre pour le site d'Alger à partir des images MSG de canal visible VIS 0.8 le 17/01/2006.

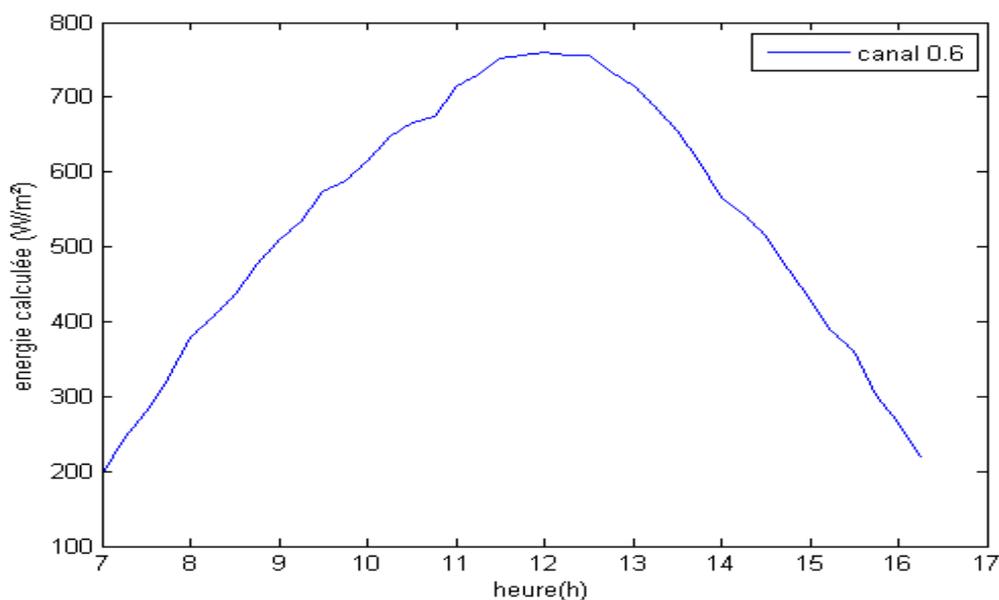
heure	energie mesurée(W/m <sup>2</sup> )
07:00	196.145
07:15	241.699
07:30	278.143
07:45	323.698
08:00	378.363
08:15	405.696
08:30	437.584
08:45	478.583
09:00	510.471
09:15	533.248
09:30	574.247
09:45	587.914
10:00	615.256
10:15	647.134
10:30	665.356
10:45	674.467
11:00	715.466
11:15	729.132
11:30	751.910
11:45	756.465
12:00	761.021
12:15	756.465
12:30	756.465
12:45	733.688
13:00	715.466
13:15	688.133
13:30	656.245
13:45	615.246
14:00	565.136
14:15	542.359
14:30	515.026
14:45	469.472
15:00	428.473
15:15	387.474
15:30	360.141
15:45	300.920
16:00	264.477
16:15	218.922

**Tableau III.3 :** radiance solaires mesurées à la surface terrestre pour le site d'Alger à partir des images MSG de canal visible VIS 0.6 le 17/01/2006.



**Fig.III.3** : la variation des énergies mesurées dans le canal visible VIS0.8 le 17 janvier 2006.

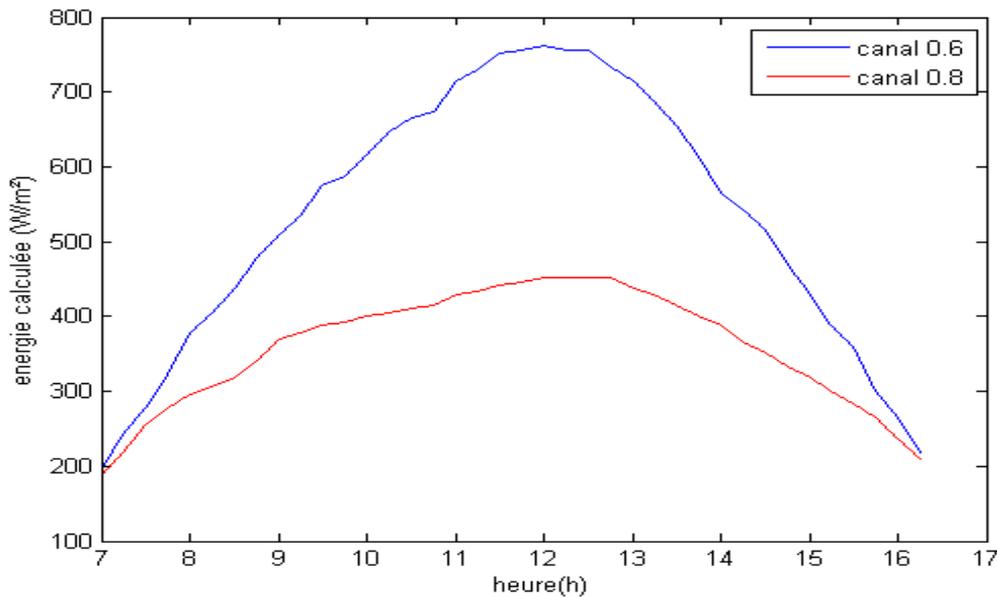
Cette courbe représente les variations des radiances calculées pour la journée de 17 janvier 2006 à partir de pixel (656,425) d'une série d'image MSG collectée le long de la journée dans le canal visible VIS 0.8 $\mu$ m. On remarque qu'elle a une forme gaussienne et commence à partir de 7h jusqu'à 16h de matin. On remarque aussi que l'énergie mesurée atteint son max à 12h.



**Fig.III.4** : la variation des énergies mesurées dans le canal visible VIS 0.6 le 17 janvier 2006

Cette courbe représente les variations des radiances calculées pour la même journée que la précédente à partir de même pixel (656,425) d'une série d'image MSG collectée le long de la

journee dans le canal visible VIS 0.6 $\mu$ m. On remarque qu'elle a les même caractéristique sauf que la valeur max est plus élevée.



**Fig.III.5** : la variation des énergies mesurées dans le canal visible VIS 0.8 et VIS 0.6 le 17 janvier 2006

Cette figure illustre les deux courbes des deux canaux visibles VIS 0.6 et VIS 0.8. L'écart entre la valeur maximum égale 310 W/m<sup>2</sup>.

La valeur moyenne d'énergie (W/m<sup>2</sup>) calculé pour canal visible VIS 0.6 est de :

532,105

La valeur moyenne d'énergie (W/m<sup>2</sup>) calculé pour le canal visible VIS 0.8 est de :

358,842

La valeur moyenne calculée d'énergie (W/m<sup>2</sup>) des deux canaux est :

445,473

La valeur moyenne d'énergie ( $W/m^2$ ) que reçoit cette zone en mois de janvier égale :



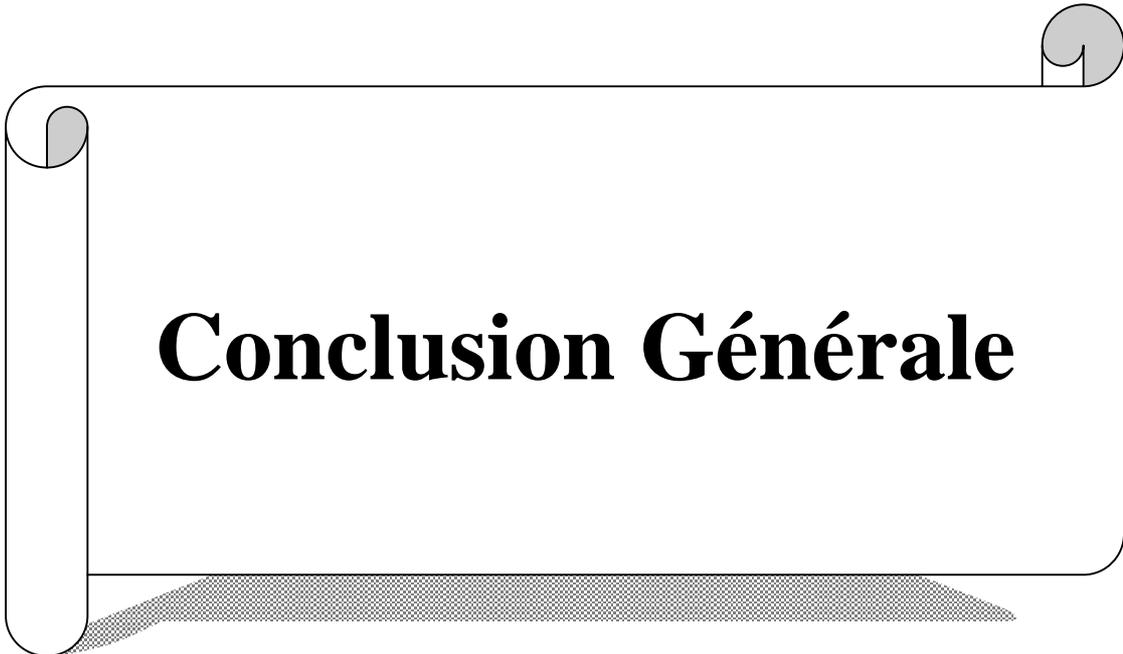
436.935

En comparant entre les valeurs obtenues par le modèle et la valeur moyenne de janvier, on voit qu'ils sont très approchés. En effet les résultats obtenus sont satisfaisant.

## Conclusion

Nous avons appliqué le modèle de C.Gautier sur les images en ciel clair collecté dans les deux canaux Visible VS 0.6 et VIS 0.8 de satellite Météosat Seconde Génération. Les résultats sont satisfaisants par rapport ou courbe obtenue ayant une forme gaussienne.

Lorsque nous observons les courbes, nous avons remarqué qu'il ya un écart entre eux. Cet écart est due a la propriété de spectre de rayonnement solaire (voir figure **Fig.I.13**) qui maximum a la longueur d'onde proche de  $0.5 \mu m$ .



# **Conclusion Générale**

## Conclusion Générale

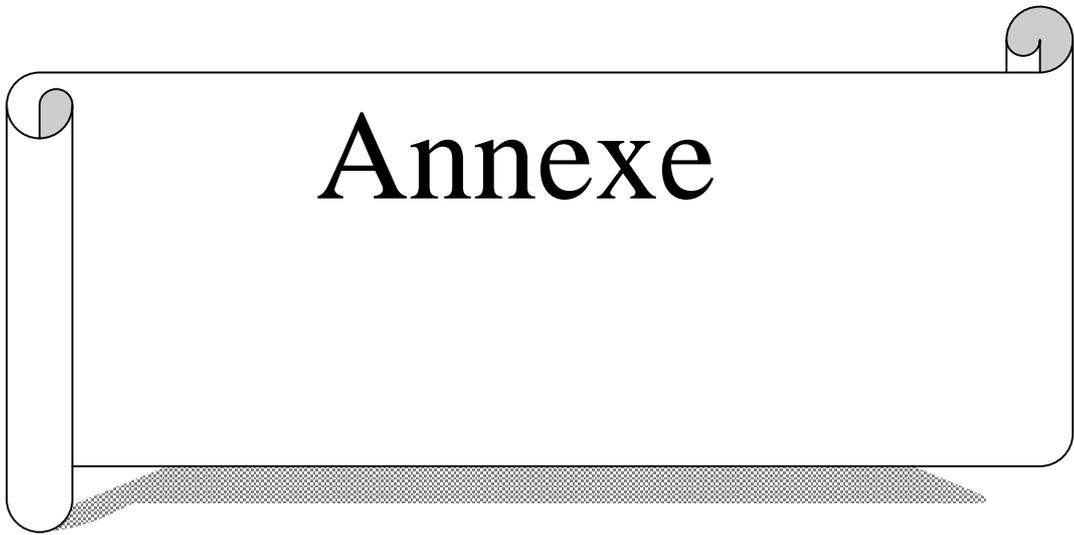
L'approche analytique de C.Gautier que nous avons développée, dans les chapitres précédents, est spécialement conçue pour estimer le flux global d'irradiance solaire, dans le cas d'observations ciel clair. Cette approche est une combinaison du modèle analytique, faisant intervenir l'équation du transfert radiatif et l'équation d'évolution des radiances au cours de la journée.

Nous avons appliqué ce modèle sur les images MSG de la journée du 17 janvier 2006, dans les deux canaux VIS 0.8 et VIS 0.6. Les résultats obtenue pour le site d'Alger sont satisfaisants, les courbes tracés à partir de ces résultats ont une forme gaussien. La valeur moyenne des radiances mesurées, pour les deux canaux VIS 0.6 et VIS 0.8, approche la valeur moyenne des radiances mesurée au sol, pour le même site et le même mois.

Cependant pour une meilleure appréciation de notre méthode, nous avons besoin des données des radiances mesurées au sol (journalier ou mensuel), pour pouvoir comparer d'une façon tangible nos résultats.

Comme perspective, il serait intéressant de considérer un lot d'images plus important (un mois, une saison ou une année) Ceci pour compléter la validité de ce travail sur les images à haute résolution.

Et aussi, appliquer cette approche aux situations de ciel couvert. Ceci nécessite alors la prise en compte d'absorption et de diffusion du rayonnement solaire par les masses nuageuses. L'élaboration d'une structure plus complexe du modèle analytique et le calcul des coefficients requis par ce modèle.



### **A.1.Généralité sur l'étude du rayonnement solaire :**

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

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

§ Les grandeurs astronomiques

§ L'irradiation hors atmosphère

### **A.2.Grandeurs pour le repérage d'un site à la surface terrestre :**

Pour repérer un site donné S à la surface terrestre on définit deux grandeurs angulaires : la latitude Lat et la longitude  $\varphi$ .

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

$\varphi$  : c'est l'angle du plan méridien du site S et du plan méridien origine de Greenwich.

### **A.3.La trajectoire de la terre :**

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

### **A.4.Déclination du soleil $\delta$ :**

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

$$\delta = 23.45 \sin [360(j+284)/365] \quad \text{A-1}$$

$\delta$  est exprimé en degrés.

## § Le temps :

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

Le temps universel TU anciennement G.M.T est le temps solaire moyen du méridien de Greenwich. Pour en déduire le temps légal ou local(TL), il convient d'ajouter au temps universel le décalage du faisceau horaire.

$$TL= TU+décalage \quad A-2$$

Le temps solaire moyen TMS se déduit de l'équation suivante :

$$TMS= TU+\varphi/15. \quad A-3$$

Avec TMS est en heure, ou  $\varphi$  en degré ( $\varphi >0$  si l'est du méridien de Greenwich, sinon  $\varphi <0$ ).

Enfin les variations saisonnières, due au fait que la terre décrit une ellipse autour du soleil, amènent à distinguer le temps solaire vrai est lié au temps solaire moyen TSM par l'équation du temps  $\Delta t$ , et n'en diffère que de 16.5 minutes au maximum :

$$TSV=TSM+\Delta t \quad A-4$$

Avec TSV est en heure

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

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

## A.5.La trajectoire apparente du soleil :

A tout instant, il est possible de déterminer la position du soleil dans la voute céleste, en fonction de sa déclinaison ; de son angle horaire, et de sa géométrie. La géométrie du soleil est définie par deux angles : sa hauteur angulaire au dessus de l'horizon, et son azimut géographique.

§ La hauteur angulaire du soleil  $\gamma_s$  est l'angle formé par le plan horizontal au lieu d'observation et la direction du soleil. La hauteur angulaire du soleil peut varier de  $0^\circ$  lorsque le soleil est sur l'horizon, est  $90^\circ$  lorsque le soleil est au zénith. L'angle complémentaire de la hauteur du soleil définit l'angle zénithal du soleil  $\theta$ .

La hauteur angulaire du soleil est souvent abrégée par « hauteur du soleil », et est donnée par l'expression suivante :

$$\sin \gamma_s = \sin L \sin \delta + \cos L \cos \delta \cos \omega \quad \text{A-6}$$

Où  $L$  est latitude du lieu,  $\delta$  est la déclinaison du soleil,  $\omega$  est l'angle horaire du soleil.

## A.6.L'azimut de soleil $\varphi$ :

C'est l'angle compris entre le méridien du lieu et le plan vertical passant par le soleil. L'origine  $\theta_0$  des azimuts correspond à la direction Sud dans l'hémisphère Nord, et à la direction Nord dans l'hémisphère Sud. Les azimuts sont comptés positivement vers l'Ouest et négativement vers l'Est.

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

$$\tan \varphi = \sin \omega / (\sin L \cos \omega - \cos L \tan \delta) \quad \text{A-7}$$

## A.7.Irradiation solaire hors atmosphère :

### A.7.1.La constante solaire :

On appelle constante solaire  $I_0$  le flux énergétique reçue par une surface d'un mètre carré, normale aux rayons solaires, situées en dehors de l'atmosphère et à une distance moyenne séparant la terre du soleil. Elle était le sujet de nombreux travaux pendant une longue période.

Des progrès ont été accomplis pour définir une valeur précise de cette constante. La valeur retenue actuellement est une moyenne sur plusieurs valeurs obtenues par différentes techniques

$$I_0 = 1367 \pm 1.6 \text{ W/m}^2$$

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

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

$$I_{oc}=1367[1+0.034 \cos (0.986(j-3))] \quad \text{A-8}$$

Ou  $I_{OC}$  est la valeur corrigée exprimée en  $w.m^2$ ,  $j$  représente le numéro de jour de l'année à compter à 1<sup>er</sup> janvier.

### A.7.2.Flux solaire :

Le flux solaire d'un plan horizontal en dehors de l'atmosphère, pour un site et une hauteur angulaire  $x$  donnée est défini comme du flux normal sur ce plan horizontal.

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

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

### A.8.Généralité sur l'extinction atmosphérique :

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

#### A.8.1.Notion de masse atmosphérique :

Pour une atmosphère stratifiée horizontalement, la masse atmosphérique  $m$  est définie par le rapport de la longueur  $h$  de trajectoire du rayon solaire à l'épaisseur moyenne  $h_0$  de l'atmosphère au dessus de la mer.

$$m = \frac{h}{h_0} = \frac{h}{h_1} \frac{h_1}{h_0} \quad \text{or} \quad \frac{h_1}{h} = \sin(\gamma_s) \quad \text{et} \quad \frac{h_1}{h_0} = \frac{P}{P_0} \quad \text{A-9}$$

avec  $P$  est la pression réelle du lieu mesurée en mbar, et  $P_0$  et la pression au niveau de la mer (1013mbar)

la masse atmosphérique est donnée par :

$$m=(1-0.11z)/\sin(\gamma_s)$$

$z$  est la latitude du lieu considéré en km.

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

Pour une valeur de  $\gamma_s < 20^\circ$ , il faut tenir compte de la courbe de l'atmosphère, liée à la courbe de la terre.

## **A.8.2. Atténuation de la radiation solaire par diffusion :**

### **A.8.2.1. La diffusion par les molécules d'air :**

Diffusion par les molécules d'air décrite par la théorie Rayleigh est due aux particules sphériques de diamètres inférieurs à  $0.2 \lambda$  ( $\lambda$  est la longueur d'onde de la radiation incidente). La transmittance par diffusion de Rayleigh est :

$$\tau_{r\lambda} = \exp [-0.008735 \lambda^{-4.08} \cdot m]$$

$m$  est la masse atmosphérique.

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

### **A.8.2.2. Diffusion par la vapeur d'eau :**

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

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

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

### **A.8.2.3. Diffusion par les particules solides :**

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

$$T_{d\lambda} = \exp [-0.008128 \lambda - 0.75 d / 800 m]$$

avec  $d$  est la densité des particule par  $\text{cm}^3$ .

Généralement une atmosphère contenant moins de 200 particules/ cm<sup>3</sup> est dite propre, elle est polluée si elle contient plus que 800particules/cm<sup>3</sup>.

En comparant les trois coefficients définis par les équations A-19, A-20 et A-21, il apparaît que  $\tau_r$  est plus sensible à la longueur d'onde que  $\tau_w$  et  $\tau_d$

### **A.8.2.3. Atténuation par l'absorption :**

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

Absorption par l'ozone

L'ozone absorbe la quasi-totalité de l'irradiation pour des longueurs d'ondes < 0,3  $\mu\text{m}$ .

La transmittance de l'ozone est donnée par :

$$\tau_o = \exp [k_{oz}(\lambda) \cdot l \cdot m]$$

$k_{oz}$  est le coefficient d'absorption spectrale pour 1cm d'O<sub>3</sub>;  $l(\text{cm})$ ,  $l$ (épaisseur d'ozone dans une colonne verticale rapportée à pression et température normale.

#### **A.8.2.3.1. Absorption par la vapeur d'eau :**

La vapeur d'eau absorbe le rayonnement solaire dans la bande allant de  $\lambda=1,32 \mu\text{m}$

$\lambda=1,45 \mu\text{m}$ , avec un maximum à  $\lambda=1,40 \mu\text{m}$ . Dans les bandes ( 0,85-0,98 $\mu\text{m}$ ) et (1.1-1.18 $\mu\text{m}$ )

L'absorption existe avec un pourcentage très faible

le coefficient de transmission de la vapeur d'eau est donné par

$x_w$  est la masse effective de la vapeur d'eau ( $\text{gr.cm}^{-2}$ ),  $k_i$ ; le coefficient d'absorption pour

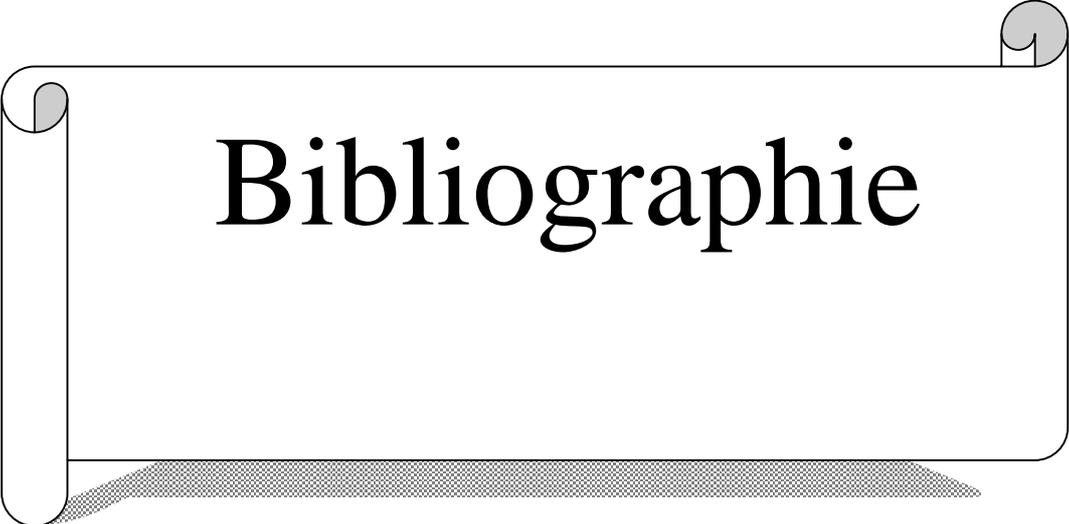
$$x_w = l \text{gr.cm}^{-2}$$

#### **A.8.2.3.2. Absorption par les gaz :**

Le coefficient de transmission des gaz est donné par

$$\tau_{ig} = \exp[-0.3k_{ig}x_g m / (1 + 25.25k_{ig}x_g m)^{0.43}]$$

La longueur effective du trajet du rayon lumineux solaire dans les gaz,  $k$  le coefficient d'absorption spectrale des gaz pour un trajet d'un km.

A decorative scroll graphic with the word "Bibliographie" written on it. The scroll is white with a black outline and has a grey shadow underneath. The word "Bibliographie" is written in a large, black, serif font in the center of the scroll.

# Bibliographie

- [1] : BOULIFA Mina. Estimation de rayonnement solaire par le Traitement D'images Satellitaire : Utilisation de L'équation de Transfert Radiatif. Thèse de Magister option Télédétection en électronique, UMMTO.
- [2]: M. BOULIFA, A. ADANE, A. MEFTI, S. AMEUR and Z. AMEUR (UMMTO). The solar radiation evaluation by satellite images processing. International Conference on Renewable Energies and Power Quality (ICREPQ'10) Granada (Spain), 23th to 25th March, 2010.
- [3]: AIT YAHIA. Estimation de rayonnement solaire par le Traitement des Images Satellitaire. Mémoire d'Ingénieur électronique, UMMTO 2009.
- [4] : DJABBAR Ameyas. Segmentation d'images MSG avec des techniques directionnelles de codage. Thèse de Magister option Télédétection en électronique, UMMTO, 2008.
- [5] : ATTAFF Y. Estimation de l'irradiation solaire globale par imagerie satellitaire Météosat. Thèse de Magister en automatique industrielle .UMMTO, 1998.
- [6]: Drif Naima. Segmentation d'image Météosat en ciel clair en vue de la construction d'une image de référence .Thèse de Magister en électronique option Télédétection, UMMTO.
- [7] : BELDI Samir, BELKACEM Ghania. Etude comparative des méthodes de détection de contours: application aux images Météosat Seconde Génération. Mémoire d'ingénieur électronique, UMMTO, 2009.
- [8] : LEMIKCHI Kahina, OUSMAAL Fatiha, RAHALI Aldjia. Segmentation Markovienne des images MSG. Mémoire d'Ingénieur électronique, UMMTO 2007
- [9] : ABDERRAHMANI Djedjiga, KICHI Sabiha. Détection des nuages en mouvement à partir des images MSG2. Mémoire d'Ingénieur électronique, UMMTO 2007.
- [10] : AMMADI Abdelaziz, BASLAM Mouhammed. Détection automatique de phénomène présent dans une image satellitaire en composition colorée. Mémoire de Master en sciences de l'ingénieur option informatiques télécommunication et imagerie. Université Mouhammed V-AGDAL Royaume du Maroc faculté des sciences ,2007.

[11] BADACHE Nassima : Adaptation d'une méthode d'estimation du gisement solaire a l'aide d'image du satellite Météosat. Thèse de Magister en thermique solaire (Energie renouvelables), Université Abou Beker BELKAID, Tlemcem, 2009.

[12] TEKEFI Wahiba : Analyse des Images du Satellite Météosat de Seconde Génération. Mémoire Master électronique, UMMTO 2010.

[13] : ALLOUACHE Djamel. Segmentation multi-résolution d'images texturées basées sur la transformation en ondelettes : application aux images Météosat. Thèse de Magister en électronique option Télédétection, UMMTO, 2010.

[14] DJABAR Ameyas. Segmentation des images MSG avec des techniques directionnelles de codage. Thèse de Magister en électronique option Télédétection, UMMTO, 2008.

[15] : OUYAD Ouiza ép. MESSAOUI. Etude comparative des méthodes de compression d'images : Application aux images MSG. Thèse de Magister en électronique option Télédétection, UMMTO, 2008.

[16] : SEDDI Farida. Estimation des précipitations en utilisant de l'information multispectrale de satellite Météosat. Thèse de Magister en électronique option Télédétection, UMMTO 2009.

[17]: **Oumar DIOP** : Détection de nuages de poussière dans les images METEOSAT à l'aide des attributs de textures et de la fusion de segmentations : application à la zone sahélienne du continent Africain. Thèse doctorat en traitement d'images, Ecole Doctorale MATISSE présenté à L'INSTITUT NATIONAL DES SCIENCES APPLIQUEES.

[18] : CABOT François. Estimation de l'Albédo de surface a L'échelle globale à l'aide de mesures satellitaires. Thèse de doctorat de l'université ORSAY-Paris XI spécialité optique, 1995.

[19] : Mickael Houet. Spectroradiométrie du rayonnement solaire UV au sol : Améliorations apportées à l'instrumentation et au traitement des mesures. Analyse pour l'évaluation du contenu atmosphérique en ozone et en aérosol .Thèse de doctorat de l'Université des sciences et de technologie de Lille, 2003.

[20] TOURTA Sabah. Etude de l'effet des Aérosols sur l'estimation du coefficient de réflectance bidirectionnelle a l'aide de mesures Satellitaires. Thèse de Magister en physique énergétique option photo thermique, Université Mentouri Constantine, 2007.

[21] : R Yaïche et S.M.A Bekkouche : Estimation du rayonnement solaire global en Algérie pour différents types de ciel Revue des Energies Renouvelables Vol. 13 N°4 (2010) page 683 – 695.

[22] A. Labbi et A. Mokhnache : Un simple algorithme monocanal pour l'estimation de la température de surface à partir des images du canal infrarouge thermique de METEOSAT. Revue des Energies Renouvelables Vol. 13 N°2 (2010) page 327 – 338.

[23] : N. Bachari, N. Benabadji, A. Razagui et A. H. Belbachir : Estimation et Cartographie des Différentes Composantes du Rayonnement Solaire au Sol à Partir des Images Météosat. Rev. Energ. Ren. Vol. 4 (2001) page 35-47.

[24] L. M. Schwartz, E. Faure, R. Louat et A. Louat : Etude du rayonnement solaire global et direct à Carpentras. Revue Phys. Appl. 18 (1983) page 635-644.

[25] : O. Aissani, A. Mokhnache et A. Labbi : Etude des fluctuations du rayonnement solaire à partir de la modélisation et la télédétection passive Revue des Energies Renouvelables CICME'08 Sousse (2008) page 19 – 26.

[26] GAUTIER.C, Diak G. end MASSE S.: A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from Goes satellite data, journal of applied meteorology, vol19, pp1005-1012, 1982.

## Les sites.

---

-[www.eumetsat.int](http://www.eumetsat.int).

-[www.hermes-science.com](http://www.hermes-science.com).

-[www.meteofrance.com](http://www.meteofrance.com).

-[www.springer.com](http://www.springer.com).

-[www.google.com](http://www.google.com).

-[www.uved.com](http://www.uved.com).

-[www.Eduscol.com](http://www.Eduscol.com).

-[www.ENSlyon.com](http://www.ENSlyon.com).

-[www.Planete-terre.com](http://www.Planete-terre.com).

-[www.dunod.com](http://www.dunod.com).

## Résumé

Grâce à l'évolution technologique nous arrivons aujourd'hui à recevoir des images spatiales à partir des engins envoyés en espace et qui couvre actuellement tout le globe terrestre grâce à un système intercontinental entre les pays qui ont envoyés ces différents satellites (à savoir l'Europe, l'Amérique, la Russie, l'Inde et la chine). Parmi ces différents satellites météorologiques, on cite le satellite européen Météosat seconde génération, qui a été lancé le 28 août 2002, est le nouveau système européen des satellites météorologiques géostationnaires. Il a été réalisé, avec l'infrastructure sol correspondante, pour succéder à la série initiale des satellites Météosat, dont le premier a été lancé en 1977. Pendant plus de deux décennies, ces derniers ont assuré avec succès des services aux milieux météorologiques. Cela a conduit de nombreux auteurs à développer des méthodes exploitant l'imagerie satellitaire pour l'estimation du rayonnement solaire.

Nous avons appliqué le modèle de C.Gautier sur les images MSG de la journée du 17 janvier 2006, dans les deux canaux VIS 0.8 et VIS 0.6. Les résultats obtenus pour le site d'Alger sont satisfaisants, les courbes tracées à partir de ces résultats ont une forme gaussienne. La valeur moyenne des radiances mesurées, pour les deux canaux VIS 0.6 et VIS 0.8, approche la valeur moyenne des radiances mesurée au sol, pour le même site et le même mois.