

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE MOULOU D MAMMERI, TIZI-OUZOU



FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET DE L'INFORMATIQUE

DEPARTEMENT D'ELECTRONIQUE

MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

En vue de l'obtention du diplôme d'ingénieur en Electronique

Option Communication

Thème :

Estimation des Précipitations en utilisant les données infrarouges du Satellite METEOSAT

Proposé et dirigé par :
Mr.LAZRI.M

Etudié par :
Mr. AIT AHCENE Farid

ANNEE UNIVERSITAIRE: 2009/2010

REMERCIEMENTS

Nous remercions en premier notre DIEU pour nous avoir donné le courage et la volonté durant les moments difficiles.

Mes vifs remerciements accompagnés de toute ma gratitude vont aussi à mon encadreur Mr Lazri Mourad, pour avoir accepté de diriger mon travail, pour son entière disponibilité et ses conseils et orientations qui m'ont été fructueuses.

Je tiens à remercier également tous les membres de la commission de suivi ainsi que les membres de jury pour avoir accepté de juger ce travail.

Que tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué, par leurs conseils, leurs encouragements ou leur amitié à l'aboutissement de ce travail, trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

DEDICACES

Louange à Dieu, le seul et unique.

A mes très chers parents ...

Témoignage d'affection et de grande reconnaissance,

Que Dieu me les garde.

A tous mes frères, mes neveux et mes nièces

A tous mes proches grands et petits.

A tous mes amis.

A tous ceux qui m'aime.

Avec l'expression de tous mes sentiments de respect,

Je dédie ce modeste travail.

SOMMAIR

Chapitre I : Télédétection et généralités sur le traitement d'image

I. Introduction

I.1. La télédétection	1
I.2. Généralités sur le traitement d'image.....	2
I.2.1.Définition de l'image	2
I.2.2.Image comme un ensemble de points	2
I.2. 4. Image vectorielle	2
I.2. 3. Image comme un signal bidimensionnel	2
I.2. 5. La numérisation de l'image.....	3
I.2.6.Le pixel	3
I.2. 7. Résolution spatiale.....	4
I.2. 8. Résolution spectrale.....	4
I.2. 9. La fauchée.....	4
I.3. Satellites de télédétection.....	5
I.3.1. Satellites météorologiques	5
I.4. Transferts radiatifs	6
I.4.1. Le rayonnement électromagnétique.....	6
I.4.2. L'émission thermique et la loi du corps noir.....	7
I.4.3.Absorptance et émittance du rayonnement par la matière	10
I.4.4. Le principe de l'observation par télédétection	10
I.4.5. Interaction du rayonnement avec l'atmosphère terrestre	11
I.4.6. Diffusion du rayonnement par les nuages	12
I.4.7. Les moyens d'observation météorologique par télédétection.....	15
I.5. Les satellites météorologiques	16
I.5.1. Les satellites météorologiques géostationnaires METEOSAT.....	16
I.5.1.1. Caractéristiques.....	16
I.5.1.2.Le format B2 de données METEOSAT.....	17
I.5.2.METEOSAT seconde génération	18
I.5.3. Le satellite Géostationnaire Environnemental Opérationnel GOES	19
I.5.4. Special Sensor Microwave Imager SSM/I.....	20
I.5.5. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM).....	20
I.5.6. Le radiomètre imageur de METEOSAT	20
I.6. Bandes spectrales	21
I.6.1. Bande Visible	21
I.6.2. Bande Infrarouge	21
I.6.3. Bande Vapeur d'eau	21
I.7. Les différents canaux de météoat	22

I.7.1 Canal visible : 0.45 μm - 1.0 μm	22
I.7.2. Le canal infrarouge thermique : longueurs d'onde entre 10.5 μm - 12.5 μm	22
I.7.3. Le canal vapeur d'eau : longueurs d'onde entre 5.7 μm - 7.1 μm	23
I.7.3. 1.Application de l'imagerie satellitaire dans le canal vapeur d'eau	24
I.8. Définition de L'albédo.....	25
I.9. Etalonnage des mesures METEOSAT.....	25
I-10.Discussion.....	26

Chapitre II : Phénomènes météorologiques.

II.1.Préambule.....	27
II.2.Les nuages.....	27
II.2.1.Processus de formation de nuages.....	28
II.2.2.Classification des nuages	28
II.2.3.Caractéristiques d'identification des nuages	38
II.2.4.Nébulosité et opacité des nuages	39
II.2.5. Aspect des nuages	39
II.3.Les orages	40
II.3.1.Mécanisme et conditions de formation d'un orage	40
II.3.2.Les différents types d'orages	41
II.3.3.Le cycle de vie d'une cellule convective	45
II.3.4. Description de certains paramètres physiques dans un orage	46
II.4.Climatologie.....	48
II.5.Discussion	49

Chapitre III : Méthodes d'estimation des précipitations

III.1.Préambule	50
III.2. Les méthodes infrarouge –Visible.....	51
III.2.1.Méthode utilisant l'indice nuageux	51
III.2.1.1. Classification des nuages	52
III.2.1.2. Les méthodes à seuils	53
III.2.2. Taille et cycle de vie des nuages.....	53

III.2.2.1. Evolution de la taille du nuage	53
III.2.3. Les modèles de nuages	54
III.2.3.1. Convective Stratiforme Technique	54
III.2.4. Les méthodes IR-VIS multi spectrales.....	55
III.2.4.1. Les principes physiques	56
III.2.4.2. GOES Multispectral Rainfall Algorithm	57
III.2.5. Discussion sur les méthodes IR/VIS	57
III.3. Méthodes micro-ondes (MO)	57
III.3.1. Méthodes empiriques	59
III.3.1.1. exemples de méthodes MO empiriques.....	59
III.3.1.1.1. méthode d'indice de diffusion « scattering Index »	59
III.3.1.1.2. La méthode : 'Polarization Corrected Temperature'	62
III.3.2. Méthodes physiques	62
III.3.2.1. Un modèle de nuage.....	62
III.3.2.2. Goddard Profiling Algorithm	63
III.3.3. Discussion sur les méthodes MO	64
III.4. Les méthodes combinées	64
III.4.1. Exemples de méthodes combinées	64
III.4.1.a. Description de la méthode : MICROWAVE INFRARED COMBINED RAINFALL ALGORITHM	64
III.4.1.b. Probability matching	66
III.4.1.c. Rain And Cloud Classification (RACC)	66
III.4.2. Discussion sur les méthodes combinées	67
III.5. Discussion	67
IV.1. Préambule	68
IV.2. Données utilisées	69
IV.3. Méthodologie	71
IV.3.1. Calcul de la fréquence d'apparition	71
IV.3.3. Différentes échelles utilisées	73

IV.4. Résultats et interprétation	73
IV.4.1. Seuil de température de -38°C	73
IV.4.1.a. Échelle journalière	73
IV.4.1.b. Échelle décadaire.....	74
IV.4.1.c. Échelle mensuelle	75
IV.4.2. Seuil de température de -35°C	76
IV.4.2.a. Échelle journalière	76
IV.4.2.b. Échelle décadaire	77
IV.4.2.c. Échelle mensuelle	78
IV.4.3. Seuil de température de -40°C	78
IV.4.3.a. Échelle journalière	78
IV.4.3.b. Échelle décadaire	79
IV.4.3.c. Échelle mensuelle	80
IV.5. Discussion	

Introduction

L'étude du cycle de l'eau, est un sujet passionnant qui peut rapidement s'étendre sur des considérations très précises. Comme toutes les sciences, l'étude de l'hydrologie et en particulier du cycle de l'eau doit se faire par étape, allant du général au particulier. Les précipitations ont un facteur clé dans le cycle hydrologique cependant leur étude, a depuis toujours suscité un grand intérêt car les enjeux sont aussi importants que variés.

La détermination des taux de précipitations est rendue extrêmement compliquée par la forte variabilité spatio-temporelle ces dernières. Afin de compléter les mesures au sol faites à l'aide du pluviomètre de [Ramage.K], Des satellites météorologiques ont été lancés pour estimer les précipitations depuis l'espace. Ainsi, on reçoit des données sur les précipitations à différentes échelles spatio-temporelles sur l'ensemble du globe concernent de nombreuses applications telles que l'hydrologie.

De ce fait, l'exploitation des données satellitaires pour l'estimation des précipitations n'a cessé de croître ces dernières années : [Dubreuil. V., Jallet.A., Ronchail. J and Maitelli. G., 2004], [Xie et Arkin, 1995]. Ces expériences ont donné lieu à plusieurs programmes internationaux de recherche tels que GPCP : Global Precipitation Climate Project [Wilkerson, 1988], CPC : Climate Prediction Center utilisant le GEOS Precipitation Index [Herman et al., 1997], EPSAT : Estimation des Précipitations par SATellite [Guillot et al., 1994] pour l'Afrique de l'Ouest, TAMSAT : Tropical Application in Meteorology using Satellite data [Thorne et a.,2001] et TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission [Viltard, Jobard and Chopin.,2005 ; Feidas et al., 2006] pour de nombreuses applications hydrologiques et météorologiques.

L'estimation des précipitations à partir de l'information fournie par la télédétection à mis en jeu la proposition de plusieurs méthodes et techniques. Ces méthodes sont classées selon le spectre de données utilisées, en trois groupes à savoir les méthodes visibles-infrarouges (VIS-IR), les méthodes micro-ondes (MO) et les méthodes combinées.

Les méthodes VIS-IR se composent de diverses méthodes de différents degrés de complexité, allant des méthodes en utilisant un seul paramètre tel que la méthode GPI-GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite, precipitation index) [Arkin and Meisner 1987] aux méthodes plus complexes telles que CST (Convective Stratiform Technique) [Adlerand Negri 1988]. Les méthodes VIS-IR supposent que les nuages avec des sommets

Introduction

plus froids qu'un certain seuil sont précipitants et que le taux de précipitation est fonction du type de nuage. Les méthodes MO sont fondées sur une interaction plus directe entre le rayonnement MO et les précipitations. Quand au reste des méthodes, elles combinent différentes sources de données, et principalement les données IR et MO, tirent profits des avantages des deux types de méthodes mono-source.

La méthode que nous avons adoptée constitue une alternative permettant de simplifier le recensement des nuages à partir des données IR. Le principe est de définir des valeurs de seuil pour les données utilisées, à partir desquelles les pixels des images IR sont considérés pluvieux. Le traitement consiste à comptabiliser sur chaque image, les pixels dont les comptes numériques indiquent des températures inférieures à un seuil préalablement défini pour le canal infrarouge, puis à cumuler les comptages réalisés sur des périodes à savoir, journalière, décadaire et mensuelles. Ces comptages sont d'abord confrontés aux données pluviométriques de même moment issues des stations météorologiques et nous en tirons une relation qui fournit les coefficients de l'estimation.

Cependant, notre mémoire est organisée comme suit :

Le premier chapitre est consacré à la présentation des satellites météorologiques.

Dans le deuxième chapitre, nous présenterons les principaux phénomènes météorologiques responsables de grandes parties de pluie.

Le troisième chapitre porte sur la description des méthodes d'estimation satellitaire des précipitations, appartenant aux trois groupes cités précédemment.

Dans le quatrième chapitre, nous donnerons le concept théorique de la méthode adoptée pour l'estimation des précipitations ainsi que les résultats de l'application de la méthode sur les données satellitaires.

Nous terminerons notre travail par une conclusion et ses perspectives.

Chapitre I

Téledétection et généralités sur les images

I. Introduction :

I.1. La télédétection :

La télédétection est une méthode qui permet d'obtenir des informations sur des objets en recueillant et en analysant des données sans contact direct entre l'instrument utilisé et l'objet analysé mais par l'intermédiaire d'un outil de mesure n'ayant pas de contact avec l'objet étudié. C'est l'utilisation à distance (par exemple, d'un satellite, d'un radar...etc.) de n'importe quel type d'instrument permettant l'acquisition d'informations sur l'environnement. On fait souvent appel à des instruments tels qu'appareils photographiques. La télédétection moderne intègre des traitements numériques mais peut tout aussi bien utiliser des méthodes non numériques.

Les éléments essentiels en Télédétection sont:

1. une plate-forme pour tenir l'instrument
2. un objet cible à observer
3. un instrument ou capteur pour observer la cible
4. l'information obtenue à partir des données de l'image et la manière dont cette information est exploitée et stockée.

Lorsque les scientifiques parlent de télédétection, l'objet observé est la Terre. En général, pour eux, la télédétection est un moyen pour observer la Terre, sa surface terrestre, ses océans, son atmosphère et sa dynamique depuis l'espace.

Désormais, quand le terme de Télédétection sera utilisé, il le sera au sens que lui donnent les Scientifiques qui observent la Terre. La Télédétection spatiale est une technologie qui a pour objectif principal de découvrir et d'observer le system « Terre », l'environnement et sa dynamique à différentes échelles, par des mesures effectuées à partir d'un engin spatial évoluant à distance convenable de cette dernière. Ce type de méthode d'acquisition utilise la mesure des rayonnements électromagnétiques émis ou réfléchis des objets étudiés dans un certain domaine de fréquence (infrarouge, visible, vapeur d'eau, micro-ondes). Ceci est rendu possible par le fait que les objets étudiés (plantes, nuages, surfaces d'eau ou masses d'air) émettent ou réfléchissent du rayonnement à différentes longueurs d'onde et intensités selon leurs états. Certains instruments de télédétection utilisent des ondes sonores de façon similaire, et d'autres mesurent des variations dans des champs magnétiques ou gravitaires.

I.2. Généralités sur le traitement d'image :

Le traitement d'image désigne l'ensemble d'opérations appliquées à l'image dans le but d'améliorer sa qualité (par exemple pour en améliorer l'apparence, ou pour la coder d'une manière plus compacte en vue d'une transmission) soit d'en extraire les informations pertinentes qu'elle contient, qui est le cas dans le traitement d'images satellitaire.

I.2.1. Définition de l'image :

L'image est une représentation bidimensionnelle d'une scène réelle située en général dans un espace tridimensionnel, elle contient en chaque point l'intensité lumineuse fournie par les capteurs (caméras, scanner, appareils photo,...)

I.2.2. Image comme un ensemble de points :

Dans une surface généralement rectangulaire, l'image est définie comme une répartition ou une distribution d'un ensemble de points appelés pixels. A chaque pixel on peut associer une fonction $F(x, y)$ où x, y représentent ses coordonnées spatiales et F représente son niveau de gris

I.2. 3. Image comme un signal bidimensionnel :

Dans ce cas l'image est représentée par un signal à deux dimensions (espace, fréquence) variable, continu et fini. Le traitement s'effectue à base des outils de traitement de signal à deux dimensions (TF, TFFG, TO...).

I.2. 4. Image vectorielle :

L'image vectorielle est constituée à base d'éléments mathématiques constitutifs (figure géométrique simple, rectangle, segment de droite, un cercle de centre O , de rayant R et de couleur $C...$).

On reconnaît l'image vectorielle au fait que sa qualité visuelle ne se dégrade pas lorsqu'on agrandit sa taille, Contrairement à l'image matricielle qui perd sa qualité dès qu'elle dépasse une certaine taille.

I.2. 5. La numérisation de l'image :

Contrairement aux images analogiques qui sont représentées par une distribution continue d'intensités lumineuse, les images numériques sont des images matricielles dont chaque point est représenté par une valeur numérique (série de bits) associée un niveau de gris qui lui correspond, afin qu'elle puisse être exploitée et traitée par ordinateur. La numérisation de l'image se fait suivant deux procédés :

-L'échantillonnage : C'est le procédé de discrétisation spatial d'une image consistant à associer à chaque pixel une valeur unique.

-La quantification : désigne la discrétisation totale correspondant à la limitation du nombre de valeurs différentes que peut prendre chaque pixel. L'image numérique est donc une image échantillonnée et quantifiée.

La taille de l'image est donnée par le produit entre le nombre de ligne et celui des colonnes exemple [16*16,128*128,...512*512].

I.2.6.Le pixel :

Le pixel est l'unité principale de l'image numérique, c'est la plus petite zone adressable dans l'image. Il peut être représenté en mémoire par:

- Un bit (0/1) pour les images monochromatiques ou binaires.
- Un octet pour les images codées sur 256 niveaux de gris.
- Trois octets pour l'image couleur (un octet pour chaque composante R.V.B (rouge. Vert. Bleu)).

***Taille d'une image numérique :**

La taille de l'image numérique est simplement le produit du nombre de pixels suivant la largeur et la hauteur. Soit le nombre total de pixel qui constituent l'image.

Une image de format 3000(H)*2000(V) à une résolution globale de six Méga pixels (6MP).

***Résolution horizontale :**

C'est le nombre de pixels par unité de longueur. Soit le dpi (dots per Inch) ou ppp (point par pouce) sur la même ligne.

***Résolution verticale :**

Elle exprime le nombre de lignes qui constituent l'image.

La qualité de l'image dépend du nombre de pixels (résolution), la figure. I.1 montre un exemple d'une même image acquise à de différentes résolutions.

Dans le cas des images satellitaires prises par les capteurs embarqués on définit:

I.2.7. Résolution spatiale :

Elle correspond à la dimension du plus petit élément (Pixel) discernable à la surface terrestre. Elle est intrinsèquement liée à la notion de détails qu'il est possible de discriminer dans une image de télédétection.

I.2. 8. Résolution spectrale :

Nature des bandes spectrales dans lesquelles se feront la prise des images et les mesures (nombre et position dans le spectre).

I.2. 9. La fauchée Est la surface observée au sol (scène visée).

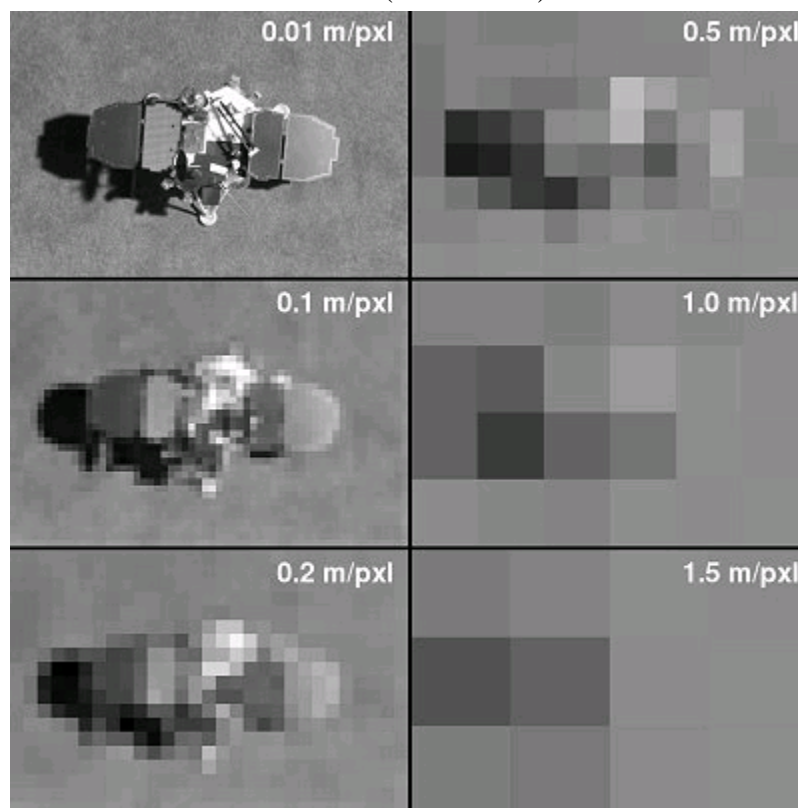


Fig. I.1: Image à différentes résolutions

Nous consacreront ce chapitre à la description du satellite Météorologique.

I.3. Satellites de télédétection :

Un satellite de télédétection est un satellite artificiel dont l'objectif principal est l'observation *vers le bas*, c'est-à-dire vers l'astre autour duquel il orbite (le plus souvent la Terre) à des fins civiles. La télédétection par satellite est principalement utilisée en météorologie (atmosphère), climatologie (atmosphère, terres émergées, océans) et en cartographie.

Les longueurs d'ondes et les résolutions spatiales sont variables. Ces satellites permettent de suivre de manière régulière et continue l'évolution de la végétation, de la couverture neigeuse, des aérosols en suspension dans l'atmosphère, de certaines pollutions.

En général, les satellites de télédétection sont en orbite héliosynchrone (inférieur à 1 000km), passant donc toujours à la même heure solaire à une latitude donnée, avec le même éclairage de la zone observée, permettant des comparaisons de scènes successives.

I.3.1. Satellites météorologiques :

Un satellite météorologique est un satellite artificiel qui a comme mission principale de prendre des données pour la surveillance du climat de la Terre. Avec chaque nouvelle génération, les senseurs à bord de ces satellites deviennent plus performants et divisent l'information en plus de canaux de telle sorte qu'on peut les utiliser pour différencier les divers phénomènes météorologiques : nuages, précipitations, vents, brouillard, etc. Plusieurs pays lancent et maintiennent des satellites météorologiques : les Etats-Unis, les pays européens avec l'agence spatiale européenne (ESA), l'Inde, la Chine, la Russie et le Japon.

Ensemble, tous ces satellites entourent le globe et donnent une couverture totale de l'atmosphère voir la figure I.2

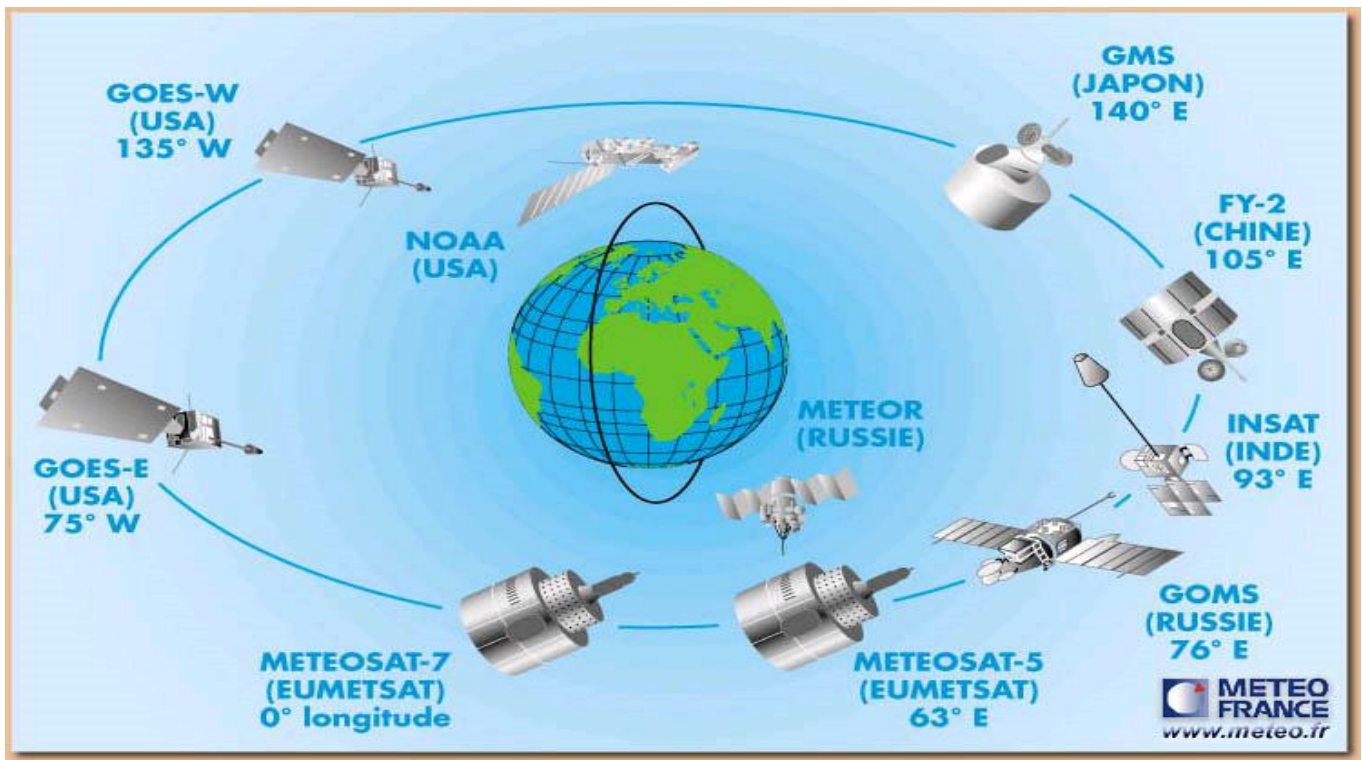


Fig. I.2 satellites météorologiques

I.4. Transferts radiatifs :

I.4.1. Le rayonnement électromagnétique :

Dans la nature, les corps ayant des températures supérieures à zéro absolu est susceptible d'émettre de l'énergie sous la forme d'un rayonnement afin de maintenir son équilibre thermique. Ce rayonnement est traduit physiquement par la propagation d'un champ électrique E et d'un champ Magnétique B , orthogonaux entre eux et à la direction de propagation du rayonnement. Le spectre électromagnétique est communément divisé suivant plusieurs gammes ou domaines de longueurs d'onde. Parmi l'ensemble du spectre électromagnétique, seuls certains domaines de longueurs d'onde sont utiles pour la télédétection des phénomènes atmosphériques. Il s'agit principalement du domaine visible ($0,45\mu m-1,0\mu m$), du domaine infrarouge ($10,5\mu m\sim 12,5\mu m$), du domaine micro-onde, et d'une partie du domaine radio

I.4.2. L'émission thermique et la loi du corps noir :

L'utilité de tel ou tel intervalle de longueurs d'onde pour l'observation de la terre, est lié au fait que le rayonnement électromagnétique associé est émis ou plus généralement interagit avec un constituant de la terre (surface et atmosphère). Pour comprendre pourquoi certaines longueurs d'ondes vont nous intéresser plus particulièrement, il est nécessaire d'introduire la notion de corps noir.

Pour maintenir son équilibre thermique, un corps qui reçoit et absorbe de l'énergie doit aussi en émettre. La théorie de l'émission thermique est décrite par le concept du corps noir. Il s'agit d'un corps qui constitue un absorbant-émetteur parfait, c'est à dire qu'il absorbe la totalité du rayonnement reçu (à toutes les longueurs d'ondes), et que l'énergie absorbée est totalement réémise (à toutes les longueurs d'ondes). Le rayonnement du corps noir est caractérisé par les propriétés suivantes :

L'énergie totale émise par le corps noir pendant un temps dt et par unité de surface, dépend uniquement de sa température (loi de Stefan-Boltzmann):

$$B(T) = \sigma T^4 \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \quad \text{(I.1)}$$

Où $B(T)$ désigne le flux énergétique par unité de surface ou l'excitance, T la température absolue (Kelvin), et σ la constante de Stefan Boltzmann ($\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \cdot \text{w} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{k}^{-4}$)

A une température donnée, l'énergie radiative émise est maximale à toutes les longueurs d'ondes, c'est-à-dire son émittance ou émissivité $\epsilon(\lambda)$ est égale à 1, et donc d'après la loi de Kirchhoff, qui stipule que pour un corps en équilibre thermique, son émissivité est égale à son absorptance, l'absorptance $\alpha(\lambda)$ du corps noir est aussi égale à 1.

Pour expliquer le rayonnement du corps noir, Planck a supposé que l'énergie E des atomes était quantifiée et ne pouvait subir que des transitions DE discrètes ou quanta telles que :

$\Delta E = h\nu$, où h désigne la constante de Planck ($h = 6.261 \cdot 10^{-34} \text{ j.s}$). Sur cette base, Planck a établi une loi décrivant le rayonnement d'un ensemble d'atomes ou molécules en fonction de leur température:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{e^{\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right)} - 1} \quad (I.2)$$

Où B_{λ} désigne l'énergie émise pendant un temps dt par unité de surface dans un angle solide $d\Omega$ à la longueur d'onde λ , plus simplement appelé radiance ou luminance, et k la constante de Boltzmann ($k = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$). La relation (I.2) montre B_{λ} en fonction de la longueur d'onde et de la température. On peut noter que $B_{\lambda}(T)$ est une fonction monotone croissante de T . De plus, pour une température T donnée, $B_{\lambda}(T)$ présente un seul maximum à une longueur d'onde λ_M donnée par la loi de déplacement de Wien :

$$\lambda_M = \frac{2897.9}{T} \quad (I.3)$$

En intégrant $B_{\lambda}(T)$ sur l'ensemble des longueurs d'onde et sur tout l'espace, et compte tenu que le rayonnement du corps noir est isotrope, on retrouve l'excitance $B(T)$:

$$B(T) = \int_0^{\infty} \int_p B_{\lambda}(T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (I.4)$$

Pour revenir à l'utilité de tel ou tel domaine de longueurs d'onde pour la télédétection appliquée à l'observation des phénomènes atmosphériques, les différentes lois exposées précédemment montrent que pour une température donnée, un corps noir émet principalement dans un intervalle de longueur d'onde donnée. Le soleil pouvant être assimilé à un corps noir à une température de 6000°K , le rayonnement solaire reçu par la terre couvre un domaine de longueurs d'onde comprises entre $0,15\mu\text{m}$ et $4\mu\text{m}$, c'est-à-dire un domaine couvrant l'ultraviolet, le visible et l'infrarouge (proche et moyen). De même, si on assimile la terre à un corps noir à une température de 260°K , le rayonnement émis par la terre couvre des longueurs d'onde comprises entre $3\mu\text{m}$ et $100\mu\text{m}$, c'est-à-dire dans l'infrarouge (moyen, thermique et lointain).

Ces graphiques illustrent la loi de Wien qui dit que la longueur d'onde du maximum du rayonnement d'un corps noir diminue quand la température augmente. Voir la Figure. I.3

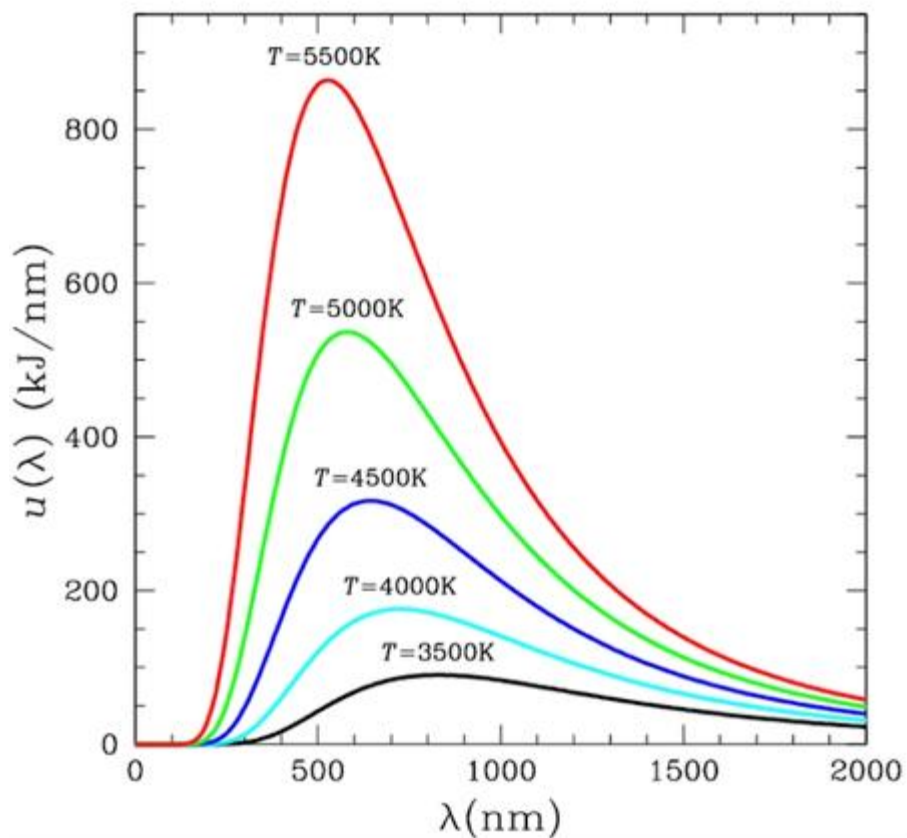


Fig. I.3. spectre d'émission d'un corps noir a différentes températures

Dans la nature, les corps ne sont pas des corps noirs, c'est-à-dire que l'énergie émise n'est pas strictement égale à l'énergie qu'émettrait un corps noir à la température du corps naturel. On parle alors de corps gris. La différence d'émission entre le corps naturel et le corps noir est prise en compte en introduisant un coefficient d'émissivité (ou émittance). Cette émissivité dépend de la longueur d'onde du rayonnement émis et de la direction d'émission. La radiance ou la luminance du corps gris s'exprime alors en fonction de la luminance du corps noir suivant l'équation :

$$\mathbf{L}_l(T, q, f) = \hat{\mathbf{I}}_l(q, f) \mathbf{Bl}(T) \quad (\text{I.5})$$

Il est également utile de définir une autre grandeur : la température de brillance. Il s'agit de la température T_b qu'aurait un corps noir émettant une radiance L_λ , c'est-à-dire vérifiant l'égalité :

$$\mathbf{L}_l(T, q, f) = \mathbf{Bl}(T_b) \quad (\text{I.6})$$

Connaissant la radiance émise par un corps grâce à la mesure fournie par un capteur embarqué sur satellite, la loi de Planck permet de déterminer une température de brillance, qui correspondrait pour un corps noir à sa température réelle.

I.4.3. Absorptance et émittance du rayonnement par la matière :

De plus la loi de Kirchhoff stipule que tout corps est aussi bon émetteur qu'absorbant, c'est-à-dire que son absorptance est égale à son émittance ($\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda$). Nous avons vu que pour un corps gris l'émittance est inférieure à 1, donc l'absorptance est également inférieure à 1. L'énergie incidente sur un corps gris est en fait en (α_λ), en partie réfléchi (ρ_λ) et en partie transmise (τ_λ). La conservation de l'énergie implique que pour un système en équilibre thermique :

$$a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1 \quad (I.7)$$

I.4.4. Le principe de l'observation par télédétection :

Dans le cas de la télédétection passive, le rayonnement est émis par la terre (surface et/ou atmosphère), et le capteur se contente d'observer le rayonnement qui arrive jusqu'au satellite et mesurer l'énergie radiative (Luminance) qui lui est associé. Dans le cas de la télédétection active (Par radar par exemple), le rayonnement est émis artificiellement par l'instrument, et le capteur mesure l'énergie rétrodiffusée par l'atmosphère. Dans les deux cas, le rayonnement interagit avec les constituants atmosphériques sur son trajet entre la source et le capteur : Ce qui se manifeste par une modification des luminances. C'est justement cette interaction qui va permettre d'observer les phénomènes atmosphériques tels que les nuages. Cette interaction peut correspondre aux processus suivants :

- A. L'absorption par le milieu ;
- B. L'émission par le milieu ;
- C. La diffusion dans des directions différentes de la direction du faisceau ;
- D. La diffusion dans la direction du faisceau pour le rayonnement provenant d'autres directions.

Le taux de changement de la luminance du rayonnement en fonction de la distance, correspond donc à la somme de ces quatre termes, soit :

$$dL_l / ds = A + B + C + D \quad (I.8)$$

Où dL_l désigne la variation élémentaire de la luminance sur une distance élémentaire ds .

On note que l'Absorption (A) et la diffusion (C) correspondent à des processus d'extinction du rayonnement, c'est-à-dire qu'ils tendent à diminuer l'intensité du rayonnement dans la direction du faisceau incident. Les processus d'émission (B) et de diffusion vers le faisceau (D) tendent à augmenter le rayonnement dans le faisceau.

I.4.5. Interaction du rayonnement avec l'atmosphère terrestre :

L'ionisation- dissociation, les transitions électroniques, les transitions vibrationnelles et les transitions rotationnelles constituent les quatre formes principales d'interaction du rayonnement électromagnétique avec les gaz contenus dans l'atmosphère.

- **L'ionisation- dissociation :** se produit dans l'ionosphère par dissociation de molécule d'oxygènes O₂ et O₃ en atomes d'oxygènes ; et ceci dans le domaine UV.
- **Les transitions électroniques :** se produisent principalement dans les domaines ultraviolet et visible.
- **Les transitions rotationnelles et vibrationnelles :**

Sont dues à un changement d'état énergétique de vibration et/ou de rotation des molécules. Les principaux constituants atmosphériques qui absorbent le rayonnement infrarouge par un changement d'état de vibration sont la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone. La vapeur d'eau absorbe également le rayonnement micro-onde par un changement d'état rotationnel. Ces transitions présentent un intérêt particulier pour la télédétection en météorologie. En effet, ces transitions se produisent principalement dans le domaine infrarouge et dans le domaine infrarouge lointain et micro-onde, c'est-à-dire dans les intervalles de longueurs d'onde du rayonnement émis par la terre.

La figure (I.4) présente le spectre d'absorption terrestre, ce spectre représente le pourcentage de transmission de l'énergie à travers l'atmosphère en fonction de la longueur d'onde. Les fenêtres atmosphériques sont les régions de longueur d'ondes de grande transmittance, on cite la fenêtre visible

à 3,7 μm , la fenêtre infrarouge 8,5 μm -12,5 μm et la fenêtre micro-onde entre 2mm et 4mm. Les gaz responsables de l'absorption sont indiqués.

En général, pour l'observation des phénomènes atmosphériques tels que les nuages et les précipitations, les longueurs d'onde utilisées sont comprises dans ces fenêtres atmosphériques, dans lesquelles le rayonnement traverse l'atmosphère sans modification importante et interagit avec les gouttes d'eau liquide ou la glace formant le nuage ou les précipitations.

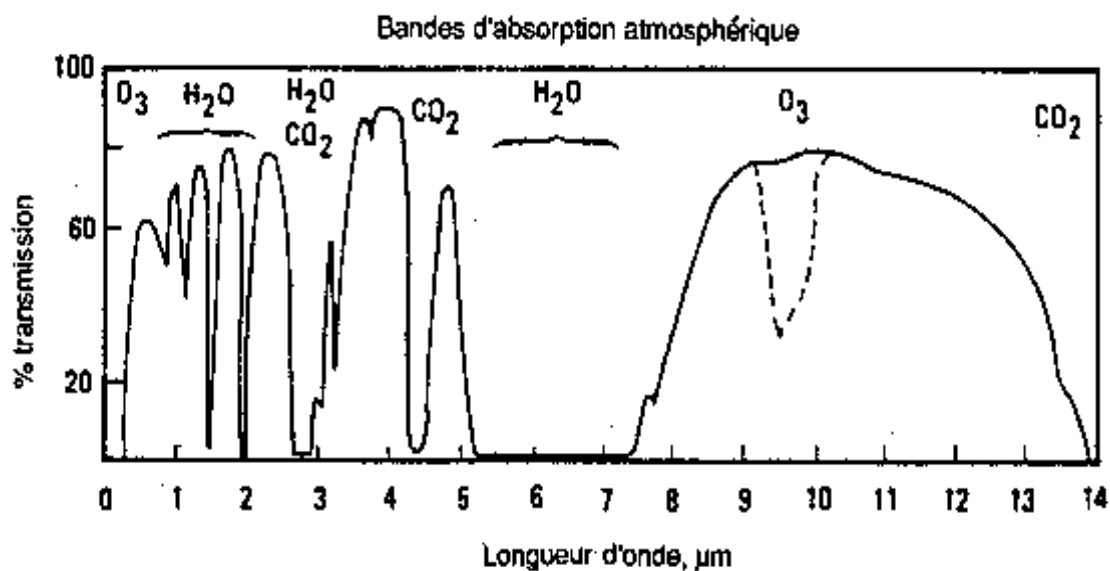


Fig. I.4. Spectre de transmittance de l'atmosphère terrestre.

I.4.6. Diffusion du rayonnement par les nuages

Le rayonnement diffusé par une particule est résultat de la polarisation de cette dernière par un champ électromagnétique extérieur incident. Il dépend d'un grand nombre de paramètres: la forme et la taille ainsi que l'indice réfraction de la particule. La théorie de Mie permet de décrire le rayonnement diffusé et absorbé par la particule. Elle stipule que pour une particule sphérique, les ondes diffusées et absorbées dépendent de l'angle de visée, et de deux paramètres liés au diffuseur : L'indice de réfraction complexe \mathbf{m} défini par :

$$\mathbf{m} = \mathbf{n} - \mathbf{i} \cdot \mathbf{n}' \quad (\text{I.9})$$

Où n désigne l'indice de réfraction de la particule et rend compte de la diffusion, la partie imaginaire n' rendant compte de l'absorption à l'intérieur du diffuseur. Le paramètre de taille, défini par :

$$c = 2\pi \cdot r / \lambda \quad (\text{I.10})$$

Où λ est la longueur d'onde de l'onde incidente et r le rayon de la sphère.

Les facteurs d'efficacité de diffusion (Q_s) et d'absorption (Q_a), qui correspondent au rapport entre la puissance totale du rayonnement diffusé ou absorbé (indépendamment de la direction) et la puissance du rayonnement incident normalisé par l'air de la section droite de la sphère, s'écrivent alors en fonction de χ et de l'indice de réfraction complexe m de la particule:

$$Q_s(m, \chi) = \frac{\sigma_s}{\pi r^2}(m, \chi) \quad (\text{I.11})$$

$$Q_a(m, \chi) = \frac{\sigma_a}{\pi r^2}(m, \chi) \quad (\text{I.12})$$

Où σ_s et σ_a désignent les coefficients de diffusion et d'absorption et dépendent de χ et m .

Suivant les valeurs du paramètre de taille χ , différents régimes de diffusion peuvent être considérés. Pour les grandes valeurs de χ (> 50), le rayon de la sphère est grand par rapport à la longueur d'onde du rayonnement. On peut dans ce cas appliquer les lois de l'optique géométrique pour décrire l'onde diffusée. L'interaction entre le rayonnement visible et les gouttelettes de nuages ou les précipitations correspond à ce régime. En effet, si on considère que le rayon caractéristique des gouttelettes de nuage est de l'ordre de $10\mu m$ et que le rayon caractéristique des gouttes précipitantes est de l'ordre de $1000\mu m$, le paramètre de taille associé à une onde incidente dans le visible ($\lambda \sim 0.5\mu m$) est supérieur à 50. La lumière visible est essentiellement diffusée et n'est quasiment pas absorbée par les gouttes de nuage.

Les nuages apparaissent blancs dans le visible car ces derniers sont composés de gouttelettes de différentes tailles et les fréquences visibles sont également diffusées. Pour les petites valeurs de $c < 0.1$, le rayon de la sphère est petit par rapport à la longueur d'onde. Dans ce cas, on peut utiliser l'approximation de Rayleigh pour simplifier les relations permettant de calculer les facteurs d'efficacité de diffusion (Q_s) et d'absorption (Q_a)

(Q_s) et (Q_a) s'écrivent alors :

$$Q_s(m, x) = \frac{8c^4}{3} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right| \quad (\text{I.13})$$

$$Q_a(m, x) = 4c \operatorname{Im} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right) \quad (\text{I.14})$$

Si on néglige la dépendance des termes en $\left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right)$ associés à l'indice de réfraction avec les longueurs d'onde, on obtient un rapport d'efficacité entre la diffusion et l'absorption en (r/λ^3) . Ainsi, pour les grandes longueurs d'onde, l'absorption, même faible, sera le phénomène dominant pour les particules de toutes dimensions, dans les limites de l'approximation de Rayleigh. Pour les petites longueurs d'onde, cette approximation est limitée par la taille des particules, et l'extinction est due à l'absorption et la diffusion. L'approximation de Rayleigh s'applique notamment pour décrire l'interaction entre le rayonnement micro-onde et les gouttelettes de nuage. Pour ce domaine du spectre électromagnétique, on identifie généralement les ondes par les fréquences plutôt que par leurs longueurs d'onde. Pour les fréquences comprises entre 10 GHz et 100 GHz, et pour des gouttelettes de nuages de l'ordre de $10\mu m$, le paramètre de taille C varie entre 10^{-3} et 10^{-2} . On se retrouve donc dans le régime de Rayleigh. Les gouttelettes de nuages n'absorbent quasiment pas le rayonnement micro-onde. D'après le rapport en (r/λ^3) entre les facteurs de diffusion et d'absorption, le rayonnement micro-onde n'est pas non plus diffusé par les gouttelettes de nuage. Les nuages non-précipitants sont donc uniquement transparents pour le rayonnement micro-onde, pour les fréquences situées entre 10 GHz et 100 GHz.

Pour les valeurs de C entre **0,1** et **50**, la longueur d'onde du rayonnement est comparable au rayon de la sphère diffusante (et absorbante). Dans ce cas, le rayonnement interagit fortement avec la particule. Par la suite, il est nécessaire d'utiliser l'expression complète des équations de Mie. Les interactions entre le rayonnement infrarouge et les gouttelettes de nuage, ou entre la majeure partie **du** rayonnement micro-onde et les hydrométéores appartiennent au régime de la diffusion de Mie.

Dans la fenêtre infrarouge $8.5\mu m - 12.5\mu m$, les gouttelettes de nuages se comportent comme des diffuseurs de Mie avec un facteur d'efficacité de diffusion variant entre 1 et 3, et un facteur

d'efficacité d'absorption de l'ordre de l'unité. Ainsi, les nuages absorbent la quasi-totalité du rayonnement infrarouge incident. Chaque parcelle de nuage absorbe le rayonnement infrarouge et le réémet à la température de la couche atmosphérique où elle se trouve. Ce rayonnement est absorbé et réémis plusieurs fois à l'intérieur du nuage, ainsi que vers l'extérieur au sommet et à la base du nuage. Le rayonnement infrarouge observé depuis un satellite correspond au rayonnement absorbé et réémis au sommet du nuage. Les températures de brillance observées correspondent donc à la température de brillance au sommet du nuage. Pour les nuages épais, tels que la plupart des nuages précipitants, le rayonnement incident est totalement absorbé et réémis par le nuage. Ils se comportent alors comme un corps noir. Pour ces longueurs d'onde, le rayonnement n'interagit quasiment pas avec les précipitations. La fenêtre infrarouge permet donc d'absorber les nuages mais pas les précipitations.

I.4.7. Les moyens d'observation météorologique par télédétection

Il existe deux catégories bien distinctes de satellites en météorologie : les satellites météorologiques géostationnaires et les satellites météorologiques à défilement, souvent nommés improprement *satellites météorologiques défilants*.

Les satellites géostationnaires tournent autour de la terre sur une orbite située dans le plan de l'équateur, à 36 000 km d'altitude. Leur mouvement étant synchronisé avec la rotation de la Terre autour de l'axe des pôles, ils surplombent toujours la même partie de notre globe terrestre et tournent sur eux-mêmes à une vitesse de 100 tr/minute. La position d'un **satellite à défilement**, au contraire, paraît variable aux yeux d'un observateur terrestre, car ces satellites tournent sur une orbite quasi circulaire dont l'altitude, fixe, peut être choisie entre 600 et 1 000 km (on parle dans ce cas d'orbite basse, par comparaison avec l'altitude de l'orbite unique des satellites géostationnaires) et dont le plan passe pratiquement par les pôles Nord et Sud. Le mouvement relatif de rotation de la Terre sous l'orbite d'un tel satellite et le déplacement de celui-ci le long de cette même orbite permettent alors aux capteurs du satellite de recueillir des données à l'intérieur de larges bandes (jusqu'à 3 000 km de distance zonale) qui vont d'un pôle à l'autre et se chevauchent d'un passage au passage suivant : Ce qui assure une fourniture biquotidienne d'informations relatives à l'ensemble du globe.

I.5. Les satellites météorologiques

I.5.1. Les satellites météorologiques géostationnaire METEOSAT

I.5.1.1. Caractéristiques :

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

. La table suivante illustre les caractéristiques spectrales et spatiales du satellite METEOSAT.

Canal	Bande spectrale	Taille du pixel	Lignes x pixels
Visible	0,45 μ m-1 μ m	2,5km x 2,5km	5000 x 5000
Vapeur d'eau	5,7 μ m-7,1 μ m	5 km x 5 km	2500 x 2500
Infrarouge thermique	10,5 μ m-12,5 μ m	5 km x 5 km	2500 x 2500

Table 1. Caractéristiques spectrales et spatiales des images METEOSAT

Le satellite balaie la totalité de la surface de la Terre en trente minutes. Le balayage d'une ligne d'Est en Ouest est assuré par la rotation du satellite. Le balayage du sud au nord est assuré par une incrémentation pas à pas de l'inclinaison du télescope par rapport à la Terre. A chaque rotation du satellite, le sous-système de contrôle d'attitude envoie un signal électronique qui a pour effet de faire basculer le télescope d'un angle correspondant à $1.25 \cdot 10^{-4}$ rad.

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

une période de stabilisation destinée à amortir la nutation induite par le mouvement du télescope avant qu'il ne reprenne le balayage de l'image suivante. Il faut donc en tout une demi-heure pour générer une image dans les trois bandes du spectre. Les données images sont échantillonnées 2500 fois, c'est-à-dire, à chaque fois que le télescope balaie une ligne d'est en ouest. Par conséquent, les images infrarouges et vapeur d'eau contiennent toutes 2500 lignes de 2500 pixels. Du fait de la présence de deux détecteurs visible, le canal visible est échantillonné 5000 fois. L'image visible comprend donc au total 5000 lignes de 5000 pixels. Les lignes des deux détecteurs sont transmises en alternance. Le traitement d'images Météosat se fait en deux étapes. Dans un premier temps, les images brutes qui arrivent à la station sol principale de Ficino subissent un traitement préliminaire, correspondant à une mise en format standard, avant d'être transmises au centre de contrôle de la mission (MCC) de Darmstadt. Le prétraitement se termine à Darmstadt, où les données sont rectifiées pour supprimer les déformations découlant des caractéristiques du radiomètre et du satellite.

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

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

I.5.1.2. Le format B2 de données METEOSAT

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

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

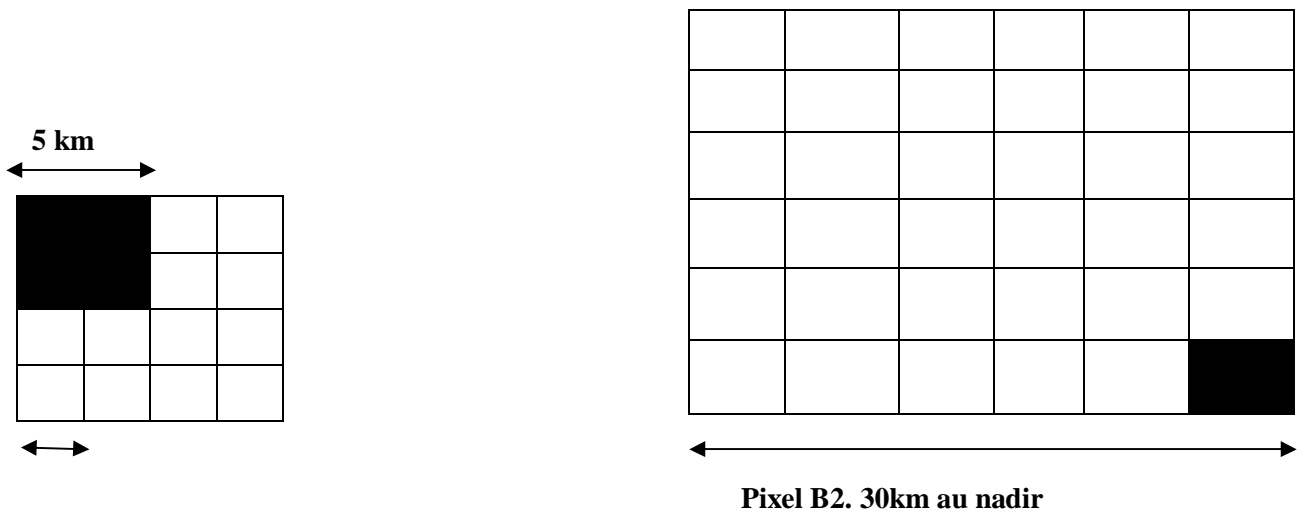


Schéma explicatif du principe des images B2 meteosat.

I.5.2.METEOSAT seconde génération :

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

l'infrarouge thermique et fournissent entre autres informations, des données permanentes concernant la température des nuages, de la Terre et de la surface des mers. Les caractéristiques des 12 canaux de MSG ainsi que leurs objectifs sont résumés dans la table 2.

Canal	AUTRE A-PELLATION	Bande en (μm)	Objectif Principal
C1	VIS 0,6	0.56-0.71	Surface, nuages, champs de vent
C2	VIS 0,8	0.74-0.88	Surface, nuages, champs de vent
C3	NIR 1.6	1.50-1.78	Surface, phase du nuage
C4	IR 3.9	3.48-4.36	Surface, nuages, champs de vent
C5	WV 6.2	5.35-7.15	Vapeur d'eau, nuages à haute altitudes instabilité atmosphérique
C6	WV 7.3	6.85-7.85	Vapeur d'eau, instabilité atmosphérique
C7	IR 8.7	8.30-9.10	Surface, nuages, instabilité atmosphérique
C8	IR 9.7	9.38-9.94	Ozone
C9	IR 10.8	9.80-11.80	Surface, nuages, champs de vent, instabilité atmosphérique
C10	IR 12.0	11.0-13.0	Surface, nuages, instabilité atmosphérique
C11	IR 13.4	12.4-14.4	Hauteur des cirrus, instabilité atmosphérique
C12	HRV	0.5-0.9	surfaces, nuages

Table 2. Caractéristiques et objectifs principaux des 12 canaux de prise d'images de SEVIRI.

1.5.3. Le satellite Géostationnaire Environnemental Opérationnel GOES :

Les satellites GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) possèdent cinq canaux distincts qui captent les longueurs d'ondes suivantes :

-Le canal 1 est un canal visible (entre $0.5\mu\text{m}$ et $0.9\mu\text{m}$).

- Le canal 2 situé dans le proche infrarouge (de $3.8\mu m$ à $4\mu m$) donne des informations différentes le jour et la nuit. De jour elles sont liées aux hydrométéores et de nuit le capteur agit comme un canal thermique très sensible aux moyennes températures.
- Le canal 3 (de $6.5\mu m$ à $7\mu m$) est un canal sensible à la densité de vapeur d'eau.
- Les canaux 4 et 5, se situent dans l'infrarouge thermique pour des longueurs d'ondes respectives de $10.2\mu m$ à $11.2\mu m$ et de $11.5\mu m$ à $12.5\mu m$. Les résolutions de ces différents canaux sont de $1\text{km} \times 1\text{km}$ pour le visible, de $8\text{km} \times 8\text{km}$ pour le canal 3, et de $4\text{km} \times 4\text{km}$ pour tous les autres canaux.

I.5.4. Special Sensor Microwave Imager SSM/I:

Le SSM/I est un radiomètre microonde à sept canaux. Il est embarqué sur le satellite DMSP (Defense Meteorological Satellite Program), ses sept canaux opèrent sur 4 fréquences selon deux polarisations sauf à la fréquence 22.235 GHz où il est seulement polarisé verticalement (voir Table 3). Les données collectées à partir du SSM/I sont utilisées pour estimer plusieurs paramètres tels que la vapeur d'eau, le taux de pluie, l'eau liquide nuageux, le vent de surface au-dessus de l'océan ou la glace de mer. La table 3 résume les informations de base sur les canaux du SSM/I. La lettre V correspond à la polarisation verticale et H à la polarisation horizontale.

I.5.5. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM):

Le satellite TRMM tourne autour de la terre à 350 Km d'altitude suivant une orbite inclinée de 35° par rapport à l'équateur, permettant ainsi d'observer, à différentes heures chaque jour, un point donné situé entre 38° nord et 38° sud, en tenant compte de la fauchée du radiomètre MO. Un point donné de cette ceinture subtropicale est revu à la même heure avec une période de 42 jours. La période de rotation du satellite autour de la terre est de 91 minutes.

Les principales particularités du satellite TRMM par rapport aux autres satellites météorologiques, sont son orbite et ses instruments, qui comprennent un radiomètre MO multifréquences et un radar MO.

I.5.6. Le radiomètre imageur de METEOSAT

Le principal instrument du satellite METEOSAT est le radiomètre. Ce capteur est sensible au rayonnement émis à la surface de la Terre. La radiation incidente est filtrée dans le radiomètre puis est transformée en signal électrique proportionnel à l'énergie de la radiation.

Ce signal est codé sur 8 bits soit un entier entre 0 et 255. Une fois réceptionné, cet entier est codé en teinte de gris. L'étalonnage du satellite est rendu possible par des calibrations avec le rayonnement fossile à 3 Kelvins du vide.

I.6. Bandes spectrales :

Les satellites possèdent des caractéristiques spectrales. Par exemple, à bord du satellite américain Landsat, le capteur TM capte des données dans sept bandes spectrales. Chaque bande spectrale correspond à une portion du spectre électromagnétique. C'est comme si, pour une bande spectrale en particulier, le satellite regardait le sol à travers une fenêtre qui lui permet de ne voir que les rayons du soleil qui correspondent à cette portion particulière du spectre. Ainsi, chacune des sept bandes spectrales de Landsat-TM voit le sol à sa façon et donne par conséquent une image différente.

I.6.1. Bande Visible :

Les images visibles représentent la quantité de lumière visible rétrodiffusée par les nuages ou la surface de la Terre. Les nuages et la neige apparaissent en blanc et les zones sans nuage en noir.

I.6.2. Bande Infrarouge :

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

I.6.3. Bande Vapeur d'eau

Les images vapeur d'eau représentent une mesure du rayonnement infrarouge influencé par la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cela permet de déterminer les zones sèches et les zones humides. Les zones sombres correspondent à des zones sèches et les blanches à des zones humides.

I.7. Les différents canaux de METEOSAT

I.7.1 Canal visible : $0.45 \mu m - 1.0 \mu m$

Cette bande de longueurs d'onde englobe la totalité du domaine visible tel que nous l'entendons habituellement ($0.45mm - 1.0mm$). Le canal visible de Météosat ne verra que la partie de la lumière solaire réfléchiée par la surface de la Terre ou par les nuages et celle diffusée par l'atmosphère.

En ce qui concerne les nuages plus spécifiquement, on peut distinguer les deux grandes catégories suivantes :

- Les nuages précipitant
- Les nuages non précipitant

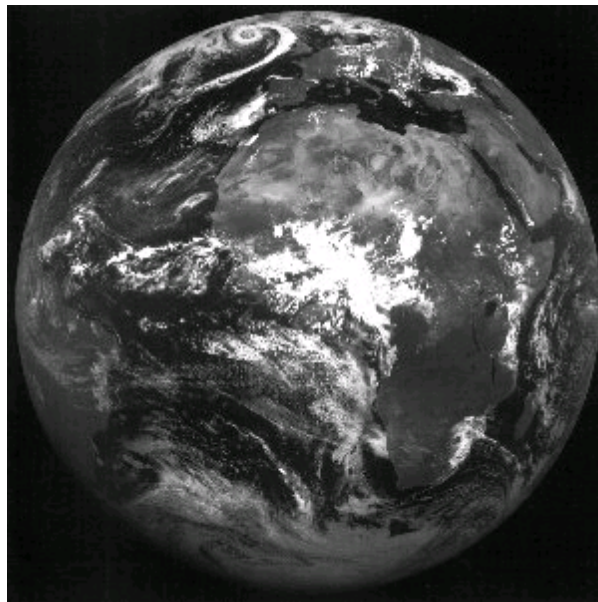


Fig. I.5 Image Météosat plein-disque dans le canal visible.

I.7.2. Le canal infrarouge thermique : longueurs d'onde entre $10.5 \mu m - 12.5 \mu m$

Cette bande de longueurs d'onde se situe dans le domaine de l'infrarouge dit thermique (c'est à dire les longueurs d'ondes d'émission de la Terre).

Ainsi le canal IR thermique de Météosat ne verra que la partie de la lumière émise par la surface terrestre ou l'atmosphère. Les images IR thermiques ne sont en fait que la carte de température de la surface terrestre. C'est pourquoi les images prises de nuit ne sont pas forcément noires comme c'est le

cas pour les images du canal visible. Les surfaces chaudes (Sahara le jour) sont très émettrices alors que les surfaces froides (nuages, glaces) le sont peu.

Sur les images satellites, les nuages devraient être représentés en noir et les sols chauds en blanc ce qui est un peu déroutant. Les images du canal IR thermique sont dites inversées. La nouvelle valeur d'un pixel s'obtient par le complément de sa vraie valeur à 256. Il est possible de distinguer les nuages selon leur altitude :

- Les nuages bas (chauds)
- Les nuages élevés (froids)

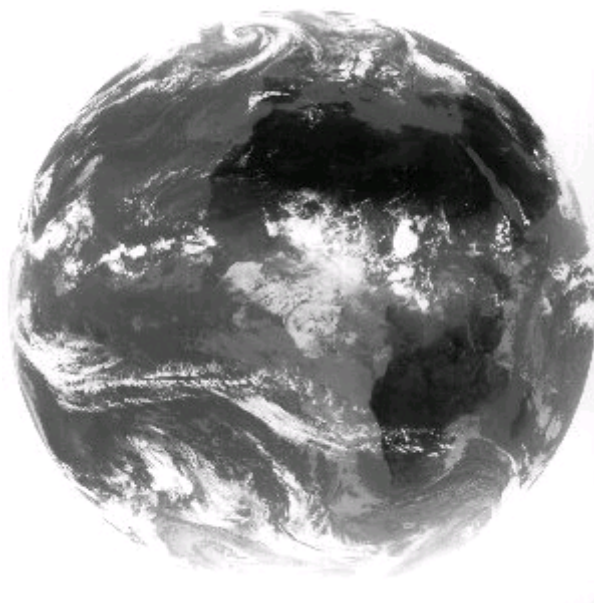


Fig. I.5 Image Météosat plein-disque dans le canal infrarouge thermique.

I.7.3. Le canal vapeur d'eau : longueurs d'onde entre $5.7 \mu m$ - $7.1 \mu m$

Il s'agit d'une bande d'absorption de rayonnement thermique par la vapeur. L'énergie mesurée depuis le satellite correspond au rayonnement émis dans cette bande d'absorption. En ciel clair, on ne voit pas la surface terrestre sur les images WV puisque le rayonnement centré sur $6.25 mm$ est complètement absorbé par les basses couches de l'atmosphère où la concentration en vapeur d'eau est maximum. En présence de nuages épais, les radiances mesurées dans le canal WV sont modulées par la vapeur d'eau présente au-dessus du nuage, et dépendent, comme pour le canal IR thermique de la température au sommet de nuage.

I.7.3. 1. Application de l'imagerie satellitaire dans le canal vapeur d'eau

L'émission à 6.25 mm par les couches humides les plus hautes est exploitée par l'imagerie satellitaire sur le canal IR vapeur d'eau. Ce canal est centré sur cette bande d'absorption. Le radiomètre du satellite est sensible au flux lumineux émis à cette longueur d'onde. L'électronique du satellite convertit ensuite les flux élevés en pixels sombres et les flux faibles en pixels clairs. On parle ici aussi de canal infrarouge inverse. On en déduit la classification suivante :

- Pixel clair ↔ Température d'émission faible ↔ Couche émettrice vers l'espace à haute altitude ↔ Haute troposphère humide.
- Pixel sombre ↔ Température d'émission élevée ↔ Couche émettrice vers l'espace à basse altitude ↔ Haute troposphère sèche.

L'humidité de la haute troposphère est induite par les mouvements atmosphériques verticaux :

- Pixel clair ↔ Haute troposphère humide ↔ ascendances (convection).
- Pixel sombre ↔ Haute troposphère sèche ↔ subsidences.

Ainsi une image satellitaire canal vapeur d'eau permet de visualiser les mouvements verticaux atmosphériques.

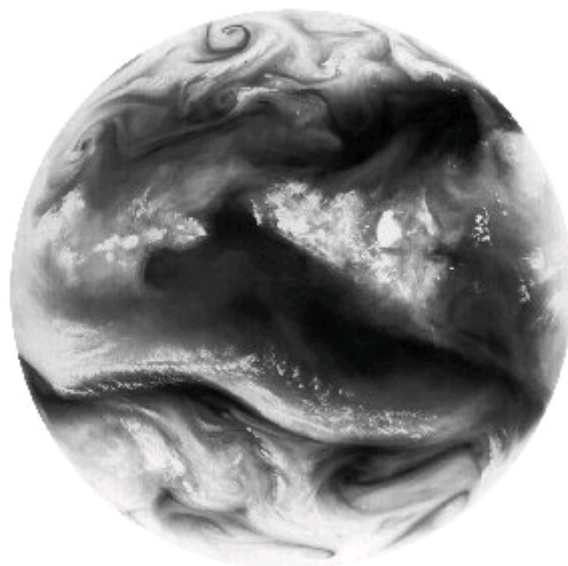


Fig. I.6 Image Météosat plein-disque dans le canal vapeur d'eau.

I.8. Définition de L'albédo

L'albédo est défini comme rapport entre la puissance lumineuse incidente et la puissance lumineuse réfléchiée par une surface s'appelle l'albédo. La Table ci-dessous illustre les valeurs typiques d'albédo exprimées en pourcentage:

Surface	Albédo
Océans - lacs	8
Sols sombres	14
Végétation	15-20
Sable- déserts	27
Nuages fins	30-40
Nuages épais	65-90
Neige de mer - glace	35
Neige	60-80

I.9. Etalonnage des mesures METEOSAT

Les observations Météosat sont fournies par le satellite en unités de comptes numériques pour chaque pixel d'une image. Les comptes numériques sont proportionnels à la distance de la scène observée par le radiomètre. Ces comptes numériques sont obtenus par la numérisation sur 8 bits (256 valeurs) du signal électrique mesuré par le capteur. Pour obtenir les valeurs des grandeurs radiatives mesurées par le radiomètre, ces comptes numériques doivent être étalonnés. Jusqu'en mai 2000, l'étalonnage opérationnel des canaux de METEOSAT-7 reposait sur des méthodes statistiques utilisant des mesures *in situ*, de la température et de l'humidité à la surface de la terre et dans l'atmosphère. Ces mesures sont utilisées pour simuler les radiances observées dans les trois canaux de Météosat à partir de modèles de transfert radiatif. Les radiances ainsi simulées sont ensuite comparées aux valeurs des comptes numériques mesurés par Météosat afin de calculer les coefficients d'étalonnage.

I-10.Discussion :

Les diverses approches qui ont été passées en revue permettent de calculer le rayonnement solaire à la surface de la terre en employant les données satellite.les méthodes s'étendent des modèles qualitatifs et subjectifs à des modèles spectraux et ceux basée sur le transfert radiatif.

Elles peuvent être statistiques ou théoriques

Certains de ces modèles permettent d'évaluer les données solaires

directement à partir des données satellitaires alors que les autres modèles nécessitent la spécification de données supplémentaire comme par exemple la hauteur d'eau précipitant mesurées ou calculées à l'aide d'expressions empiriques. Pour valider les données ainsi estimées, il faudrait les comparer aux données mesurées effectivement au sol. Aussi pour mieux voir la scène, il est meilleur de l'observer avec plusieurs moyens et Par conséquent, disposer de plusieurs images avec des résolutions spectrales et spatiales différentes.

Chapitre II

Phénomènes météorologiques

II.1. Préambule :

La météorologie a pour objet l'étude des phénomènes atmosphériques tels que les nuages, les précipitations ou le vent dans le but de comprendre comment ils se forment et évoluent en fonction des paramètres mesurés tels que la pression, la température et l'humidité. Le mot vient du grec antique où météore désigne les particules en suspension dans l'atmosphère et logos veut dire discours ou connaissance.

C'est une discipline qui traite principalement de la mécanique des fluides et de la thermodynamique mais qui fait usage de différentes autres branches de la physique, de la chimie et des mathématiques. Purement descriptive à l'origine, la météorologie est devenue un lieu d'application de ces disciplines. La météorologie moderne permet d'établir des prévisions de l'évolution du temps en s'appuyant sur des modèles mathématiques à court comme à long terme. La météorologie a des applications dans des domaines très divers comme les besoins militaires, la production d'énergie, les transports maritimes et terrestres, l'agriculture, la médecine, la construction, la photographie aérienne ou le cinéma. Elle est également appliquée pour la prévision de la qualité de l'air.

L'objet de ce chapitre est de présenter quelques phénomènes météorologiques et principalement les nuages qui présentent une composante essentielle du climat sachant qu'ils interagissent avec le rayonnement infrarouge provenant du sol et réfléchissent une grande partie du rayonnement solaire vers l'espace. Par conséquent, ils sont à l'origine de plusieurs autres phénomènes météorologiques car ils affectent la distribution spatiale de la température et de la circulation atmosphérique.

II.2. Les nuages

Un nuage est une grande quantité de gouttelettes d'eau (ou de cristaux de glace) en suspension dans l'atmosphère. L'aspect d'un nuage dépend de la lumière qu'il reçoit, de la nature, de la dimension, du nombre et de la répartition des particules qui le constituent. Les gouttelettes d'eau d'un nuage proviennent de la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air sur de minuscules particules. La quantité maximale de vapeur d'eau (gaz invisible) qui peut être contenue dans une masse d'air est fonction de la température : plus l'air est chaud, plus il peut contenir de vapeur d'eau.

II.2.1. Processus de formation de nuages :

Les principaux processus de formation de nuages sont :

a. La Convection

La convection est un phénomène fréquent dans l'atmosphère terrestre. Elle peut être déclenchée par un réchauffement du sol par le soleil, par le mouvement d'une masse d'air froid au-dessus d'un plan d'eau relativement chaude, ou par d'autres phénomènes qui provoquent le réchauffement relatif du bas d'une couche atmosphérique par rapport à son sommet.

Un mouvement convectif ascendant est causé par la différence de température entre la parcelle d'air humide chaud soulevée et l'environnement plus froid en altitude qui peut être une autre masse d'air. Donc, la parcelle se refroidit en montant jusqu'à atteindre une température critique, la vapeur d'eau se condense alors sur de toutes particules qui flottent dans l'air, et forme ainsi des nuages.

La condensation de la vapeur d'eau, en eau liquide ou en glace, se produit initialement autour de certains types de microparticules de matière solide (aérosols), qu'on appelle des noyaux de condensation ou de congélation. La congélation spontanée de l'eau liquide en glace, dans une atmosphère très pure, ne se produit pas au-dessus de -40°C . Entre 0 et -40°C , les gouttes d'eau restent dans un état métastable (surfusion), qui cesse dès qu'elles rentrent en contact avec un noyau de condensation (poussière, cristal de glace, obstacle). Lorsque ce phénomène se produit au sol, on assiste à des brouillards givrants.

b. L'effet Foehn :

Quand une masse d'air humide à 12°C se heurte à une montagne de 1600 mètres d'altitude (voir la figure II.1). Cet air n'a pas d'autre choix que de s'élever au contact de ce relief. Il se refroidit naturellement d'environ 0.5°C tous les 100 mètres (phénomène appelé "**détente pseudo adiabatique**"). Il s'en suit une importante condensation accompagnée de fortes précipitations. Arrivé au sommet après une ascension de 1600 mètres, l'air s'est débarrassé de la majeure partie de son humidité, mais sa température n'est plus que de 4°C (il a perdu 8°C). L'air alors commence à redescendre de l'autre côté et se réchauffe naturellement d'environ cette fois 1°C tous les 100 mètres (phénomène appelé "**détente adiabatique sèche**"). L'air s'assèche encore davantage pendant sa descente puis s'accélère, et après les 1600 mètres de dénivelés, c'est devenu un air très sec, poussé par un vent fort et réchauffé à 20°C (il a gagné 16°C). C'est l'**effet de foehn**.

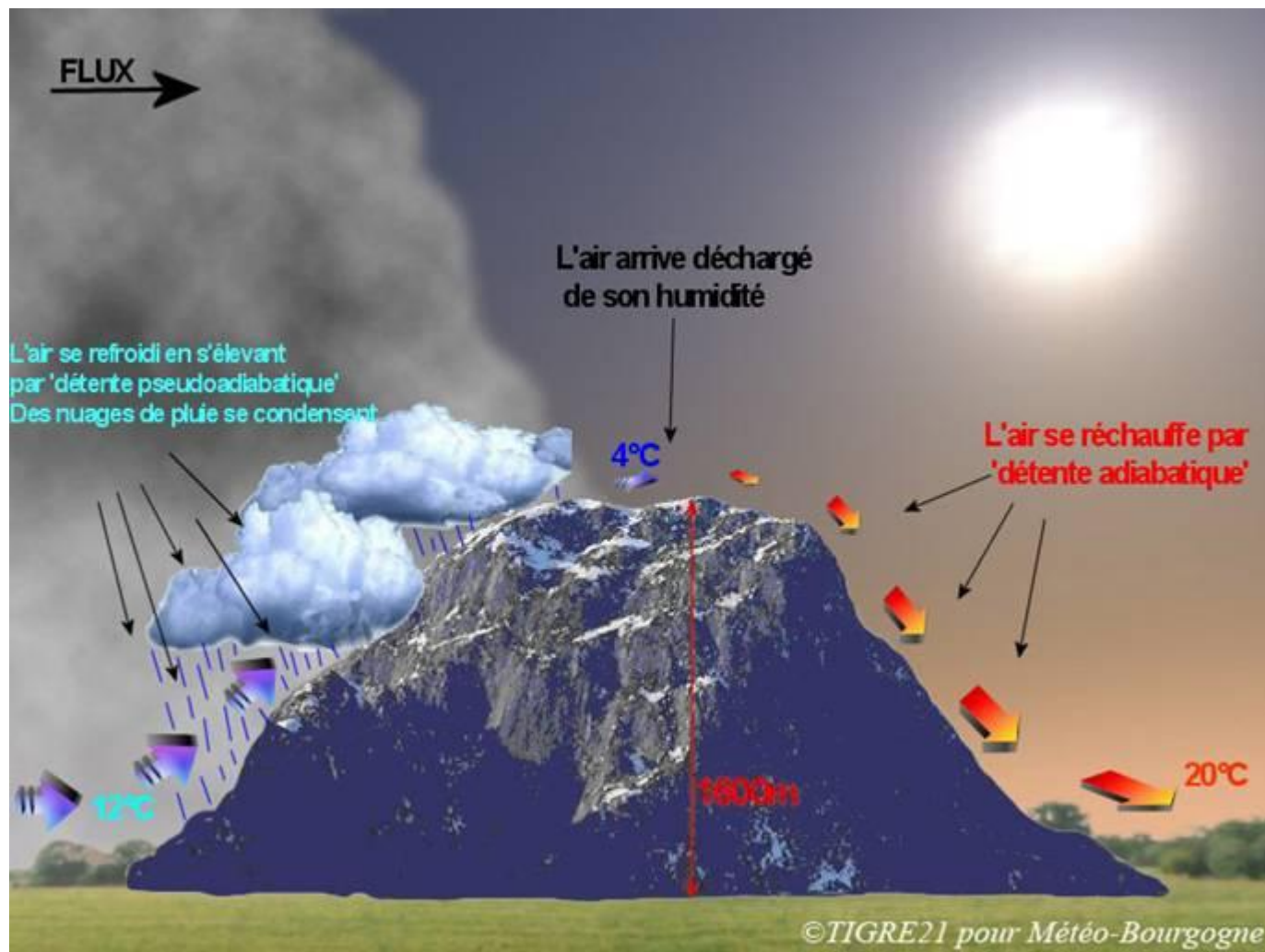


Fig. II.1.L'effet Föhn

c .Le relief

On peut constater que la quantité de pluie enregistrée dans les régions montagneuses est toujours plus importante que celle enregistrée dans les plaines basses. Ainsi les précipitations ont tendance à croître avec l'altitude. Le relief a une remarquable influence sur les conditions météorologiques locales.

Comme dans le cas de L'effet Föhn, certains orages et nuages sont formés grâce à la topographie de la terre (Montagnes et collines). Ils sont appelés : nuages orographiques.

d .La rencontre de deux masses d'eau

C'est une grande portion de l'atmosphère dans laquelle la température et la pression varient peu. Certains coins du globe ont des propriétés de température et d'humidité uniforme au sol. Les masses d'air voyageant au-dessus ou étant le moins stationnaire acquièrent ces mêmes propriétés. Puis, lorsqu'elles se mettent à se déplacer, elles subissent des modifications au fur et à mesure de leur passage au-dessus de régions ayant d'autres caractéristiques. Les masses d'air sont donc classifiées selon ces deux caractéristiques:

TEMPÉRATURE

- chaude: masse d'air tropicale (T)
- tempérée: masse d'air polaire (P)
- froide: masse d'air arctique (A)

HUMIDITÉ

- sec: masse d'air continentale (c)
- humide: masse d'air maritime (m)

Lorsqu'une masse d'air chaud rencontre une masse d'air froid, donc plus lourd, l'air chaud est obligé de monter. La frontière entre l'air chaud et l'air froid est appelée "front". Quand l'air chaud monte en altitude, il se refroidit. Des nuages peuvent alors se former.

e. Les mouvements horizontaux

Parfois, le vent transporte de l'air chaud et humide à un endroit qui peut être beaucoup plus froid. Quand cet air chaud souffle sur une surface froide, il va se refroidir. L'humidité qu'il contient va condenser et former du brouillard, qui est en fait un nuage. Ce processus est fréquent sur les côtes des continents.

II.2.2.Classification des nuages

Une classification assez complexe des nuages a été développée. Elle était basée sur leur apparence et faisait usage de termes en latin. Cette nomenclature a été simplifiée en répartissant les nuages selon les

deux types de nuages, cumulus et stratus, et en les divisant en quatre groupes selon la hauteur de leur base, non l'altitude de la cime.

Les nuages élevés commencent par le préfixe *cirrus*, auquel on ajoute le «genre» cumulus ou stratus. Les nuages d'altitude moyenne ont comme préfixe *altus* mais il n'existe pas de préfixe pour les nuages bas. Finalement, il y a les nuages à développement vertical. À ces classes générales, peuvent s'ajouter une «espèce» qui en décrit l'aspect.

a. classification selon l'altitude : on distingue

• **Nuages élevés « Famille A »**

Ils se forment au-dessus de 5 000 mètres dans la région froide de la troposphère. Ils sont classés en utilisant le préfixe *cirro-* ou *cirrus*. À cette altitude, l'eau gèle quasiment toujours : les nuages sont donc composés de cristaux de glace.

Les nuages dans la famille A sont :

§ *Cirrus* : *cirrus Castellanus*, *cirrus Duplicatus*, *cirrus Fibratus*, *cirrus floccus*, *cirrus intortus*, *cirrus Kelvin-Helmholtz*, *cirrus spissatus*, *cirrus vertebratus*, *cirrus uncinus* ;

§ *Cirrocumulus* : *cirrocumulus castellanus*, *cirrocumulus floccus*, *cirrocumulus lenticularis*, *cirrocumulus lacunosus*, *cirrocumulus undulatus* ;

§ *Cirrostratus* : *Cirrostratus duplicatus*, *Cirrostratus fibratus*, *Cirrostratus nebulosus*, *Cirrostratus undalatus* ;

§ *Traînée de condensation* : Long et fin nuage formé après le passage d'un avion à haute altitude (appelé **contrail** en anglais). Il peut persister de quelques minutes à plusieurs heures selon la stabilité et l'humidité relative à la hauteur de production.

• **Nuages Moyens (Famille B)**

Ils se développent entre 2 000 et 5 000 mètres et sont classés en utilisant le préfixe *alto-*. Ils sont formés de gouttelettes d'eau.

Les nuages dans la famille B sont :

§ altostratus : altostratus duplicatus, altostratus lenticularis, altostratus mammatus, altostratus opacus, altostratus praecipitatio, altostratus radiatus, altostratus translucidus, altostratus undulatus

§ altocumulus : altocumulus castellanus, altocumulus duplicatus, altocumulus floccus, altocumulus lacunosus, altocumulus opacus, altocumulus perlucidus, altocumulus radiatus, altocumulus stratiformis, altocumulus translucidus, altocumulus undulatus, altocumulus virga, altocumulus lenticularis.

- **Nuages Bas « Famille C »**

Ce sont des nuages de basses altitudes (jusqu'à 2 000 mètres) qui incluent les stratus. Lorsque ces derniers rencontrent la terre, on les appelle brouillard.

Les nuages dans la famille C sont :

§ stratocumulus : stratocumulus castellanus, stratocumulus duplicatus, stratocumulus floccus, stratocumulus lacunosus, stratocumulus lenticularis, stratocumulus mammatus, stratocumulus opacus, stratocumulus perlucidus, stratocumulus praecipitatio, stratocumulus radiatus, stratocumulus translucidus, stratocumulus undulatus

§ stratus : nuages bas à texture uniforme, souvent accompagnés de brouillard au sol : stratus fractus, stratus lenticularis, stratus nebulosus, stratus opacus, stratus praecipitatio, stratus translucidus, stratus undulatus

§ cumulus : cumulus arcus, cumulus castellanus, cumulus congestus, cumulus fractus, cumulus humilis, cumulus mediocris, cumulus orographic, cumulus pannus, cumulus pileus, cumulus praecipitatio, cumulus radiatus, cumulus tuba, cumulus velum.

- **Nuages Bas « Famille D »**

Ces nuages peuvent avoir de forts courants verticaux et s'élèvent bien au-dessus de leur base. Ils se forment à différentes altitudes.



Les nuages dans la famille D sont :

§ cumulonimbus : nuages convectifs à l'extension verticale maximale, produisant les orages (cumulonimbus arcus, cumulonimbus calvus, cumulonimbus capillatus, cumulonimbus incus, cumulonimbus mammatus, cumulonimbus pannus, cumulonimbus pileus, cumulonimbus praecipitatio, cumulonimbus spissatus, cumulonimbus tuba, cumulonimbus velum).

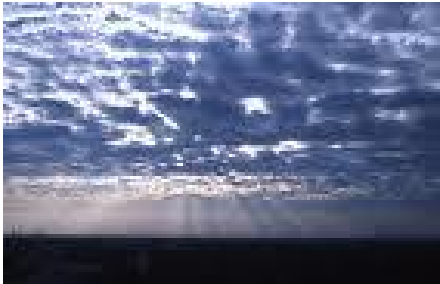

§ nimbostratus : nimbostratus floccus, nimbostratus opacus, nimbostratus pannus, nimbostratus praecipitatio, nimbostratus virga.

La table « **TABLE II.1.** » suivante contient la description de quelques nuages

Nom du nuage	Description et image
Cirrus	<p>Le cirrus est un genre de nuage présent dans la couche supérieure de la troposphère (entre 6000 et 15000 mètres d'altitude, dépendant de la latitude et de la saison), formé de cristaux de glace. Ces nuages ont l'apparence de filaments blancs et ne génèrent pas de précipitations.</p> <p>Les cirrus, bien que ténus, ont un effet notable sur le bilan radiatif de la planète, tant à cause de la réflexion de rayonnement solaire vers l'espace (refroidissement) que par leur effet dans le domaine thermique (réchauffement).</p> 

Cirrostratus	<p>Est le genre de nuage appartenant à l'étage supérieur et situé à une altitude variant entre 4500 et 12000 m.</p> <p>Il est de même nature que le cirrus mais formant un voile continu translucide couvrant totalement ou partiellement le ciel.</p> <p>Il est souvent accompagné d'un petit halo et plus rarement des phénomènes qui lui sont associés, décrits sur la page halo (phénomène optique).</p> <p>Aucune précipitation ne lui est généralement associée. Mais comme le cirrus, il annonce l'arrivée d'une dépression.</p> 
Cirrocumulus	<p>Un cirrocumulus est un genre de nuage appartenant à l'étage supérieur et situé à une altitude comprise entre 5000 et 10000 m. Rarement observé, il est en forme de fleur de coton. Il est formé de cristaux de glace et parfois d'eau surfondue, c'est-à-dire liquide mais à température négative. Il traduit une instabilité dans les hautes couches de la troposphère, pouvant indiquer l'arrivée de front. Il annonce souvent le froid. Aucune précipitation ne lui est associée.</p> 
Altostratus	<p>est un nuage situé à une altitude comprise entre 2000 et 5000m, pour une épaisseur de 500 jusqu'à 3000m.</p> <p>C'est un nuage stratiforme, c'est-à-dire en couche, dont les limites sont difficilement définissables. Il forme une vaste couche grise légèrement striée, qui laisse diffuser la lumière solaire sans ombre apparente au sol, comme au travers</p>

	<p>d'un verre dépoli. Il entraîne parfois lorsqu'il est épais des chutes de pluie ou de neige.</p> 
Alto cumulus	<p>Il est constitué de gouttelettes d'eau et parfois de cristaux de glace, et constitué de couches ou nappes de nuages blancs ou gris.</p> <p>Il peut être formé par l'élévation d'une grande masse d'air puis de condensation dans une atmosphère instable. Il est souvent visible avant un orage. Il peut provoquer des concrétions de glace sur les avions</p> 
Stratus	<p>Est un genre de nuage bas dont la base se trouve à des altitudes inférieures à quelques centaines de mètres. Lorsque cette base touche le sol, cela correspond à du brouillard. Il a généralement un aspect assez uniforme (stratus nebulosus) mais est parfois constitué d'éléments séparés ayant un aspect déchiqueté. Le stratus s'accompagne souvent d'une atmosphère brumeuse.</p> 

Stratocumulus	<p>Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, ou les deux à la fois, ayant presque toujours des parties foncées, formées de dalles, de galets, de rouleaux, etc., d'aspect non fibreux, soudés ou non; la plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente de plus de trois doigts tenus à longueur de bras.</p> 
Cumulonimbus	<p>Est le nuage qui présente la plus grande extension verticale. Sa base se situe en général de quelques centaines de mètres à 2 000 mètres du sol. Sa partie supérieure ressemble à une enclume. Le cumulonimbus est souvent associé à des phénomènes violents comme les tornades, les rafales descendantes, la grêle et la forte pluie.</p> 

Nimbostratus	<p>Est un nuage stratiforme d'extension verticale importante, produisant des précipitations faibles à modérées mais sur de grandes superficies. Les nimbostratus sont souvent formés de plusieurs couches stratifiées. La couche inférieure n'a pas forme définie et est gris foncée. La base d'un nimbostratus est général inférieur à 2000 m.</p> 
---------------------	---

TABLE II.1. Description des nuages

b. Classification selon l'espèce

Il s'agit de la nature propre à plusieurs choses. Cela permet de les considérer comme appartenant à une catégorie distincte.

Ainsi, l'espèce d'un nuage est plus précise que son genre. Dans le but d'affiner la classification des nuages, ces derniers sont regroupés selon leur espèce.

c. Classification selon la variété

Caractère d'un ensemble formé d'éléments variés. Une variété est une subdivision de l'espèce. Donc, une variété est encore plus précise qu'une espèce. Les variétés de nuages sont des variations mineures de la forme du nuage

II.2.3. Caractéristiques d'identification des nuages

Dans le traitement d'images satellitaires, les différents types de nuage sont déterminés à l'aide de sept caractéristiques importantes. Ce sont la surface, les formes, l'épaisseur, l'altitude, le ton, la texture et les ombres.

-La surface occupée par un nuage, est un paramètre fondamental car elle contribue à l'identification des nuages et nous informe sur l'ampleur du phénomène.

-La forme et les dimensions de cette surface peuvent être aisément évaluée à condition de connaître les coordonnées géographiques de chacun des points de cette surface.

-L'épaisseur est aussi un paramètre important dans l'identification des nuages, elle est de plusieurs kilomètres pour les nuages épais et de plusieurs centaines de mètres dans le cas des nuages fins.

-Selon leur altitude, Les nuages sont classés en quatre familles différentes « voir paragraphe II.2.2 »

-La brillance d'une image visible dépend essentiellement de la hauteur du soleil, de l'angle de visée du capteur, de l'Albédo de la surface observée et de la résolution du système de mesure. De façon générale, elle représente le ton des nuages et des autres éléments de l'image satellitaire.

Le coefficient de réflexion d'une surface nuageuse, qui est aussi son albédo, augmente avec l'épaisseur du nuage. Cette caractéristique est donc un critère important d'identification des divers types de nuages. L'aptitude à reconnaître un nuage sur une image visible est fonction de la différence de brillance entre le nuage et de ce qui l'entoure. Les nuages sont particulièrement difficiles à identifier lorsqu'ils se trouvent au-dessus de régions anormalement brillantes ou masquent d'autres nuages d'étages inférieurs.

-La texture est le degré de rugosité apparente de la surface supérieure qui représente nuages dans une image visible.

-Les ombres et les éclairages engendrés par les nuages, sont caractéristiques des images visibles qui contrairement aux images infrarouges, ont une apparence tridimensionnelle. Les effets d'ombre apparaissent surtout, tôt le matin et tard le soir, pour des nuages à fort développement vertical.

II.2.4. Nubulosité et opacité des nuages :

§ La nébulosité, ou couverture nuageuse, est la fraction du ciel couverte par les nuages d'un certain genre, d'une certaine espèce, d'une certaine variété, d'une certaine couche, ou d'une certaine combinaison de nuages. La nébulosité totale est la fraction du ciel caché par l'ensemble des nuages visibles. Les deux se mesurent en octas, soit le un huitième de la voûte céleste, ou en dixième ;

§ L'opacité est la visibilité verticale à travers les nuages. Les nuages peuvent être minces et transparents comme les cirrus ou bloquer complètement la lumière.

II.2.5. Aspect des nuages :

L'aspect d'un nuage, c'est-à-dire sa forme, sa texture, sa transparence, son opacité, ses couleurs, dépend:

-La densité de ses constituants. Les nuages aux contours tranchés sont ceux contenant de gros éléments la transparence est l'indice d'un contenu en matière condensée faible; l'opacité est la visibilité verticale à travers les nuages, elle caractérise donc l'épaisseur du nuage.

-De la configuration des mouvements atmosphériques au sein du nuage, qui eux mêmes sont tributaires de la stabilité de l'atmosphère. Une atmosphère stable ne permet que des mouvements horizontaux, les formes nuageuses sont étalées; une atmosphère instable autorise les mouvements verticaux qui entraînent les formes globulaires.

-De l'éclairage auquel le nuage est soumis : le nuage peut recevoir un éclairage provenant de différentes sources : le soleil plus au moins bas sur l'horizon, les autres éléments nuageux, l'air (diffusion atmosphérique) et le sol (par réflexion sélective). Les positions relatives de l'observateur, du nuage et des sources éclairantes ont un rôle essentiel.

II.3. Les orages :

Un orage est une perturbation atmosphérique, résultant de du phénomène de convection d'un orage à développement vertical, ordinairement de peu de durée, qui se manifeste par un vent impétueux, de la pluie ou de la grêle, des éclairs « décharges électriques de foudre » accompagnés de tonnerre.

II.3.1. Mécanisme et conditions de formation d'un orage :

Un orage se forme lorsqu'il y a une grande instabilité dans l'air: c'est à dire qu'il y a de l'air chaud à la surface du sol et de l'air froid dans la haute atmosphère. L'air chaud va monter et à mesure qu'il va s'élever sa température va chuter (à raison de 1°C tous les 160 mètres). Cette baisse de température va entraîner la condensation de la vapeur d'eau présente dans la bulle d'air chaude, de petites gouttelettes apparaissent : c'est le début de la formation du nuage. Bien qu'il fasse de plus en plus froid la condensation s'accompagne d'un dégagement de chaleur qui se transmet à l'air, d'où une masse d'air qui continue son ascension. Cependant en arrivant dans la troposphère un état d'équilibre s'établit car la température y est plus élevée de ce fait le nuage ne peut pas continuer sa progression. Le nuage peut culminer jusqu'à 14km d'altitude.

A une certaine altitude le nuage se trouve dans une zone où la température est inférieure à 0°C. Les gouttelettes d'eau vont se transformer en glace et à cause de la vitesse des mouvements ascendants et descendants on va assister à un phénomène d'électrisation par frottements, c'est à dire que du fait des chocs que subissent les atomes présents dans les nuages ceux-ci s'arrachent des électrons les uns aux autres: ceux qui ont perdu des électrons deviennent plus légers (charges positives) que ceux qui en ont gagné (charges négatives), les charges positives vont donc se retrouver en haut du nuage tandis que les charges négatives vont se retrouver à la base de celui-ci. Le nuage va alors devenir un énorme réservoir de charges électriques. Un excès de charges négatives va se masser à la base du cumulonimbus, en réaction, le sol et différents objets à la surface se chargent positivement. Un champ électrique de plus en plus important va se créer jusqu'à ce que l'air normalement isolant ne le soit plus: un énorme flux de charges négatives jaillit alors de la base du cumulonimbus pour aller rejoindre les charges positives présentes à la surface du sol.

II.3.2. Les différents types d'orages :

Les orages se différencient entre eux selon deux critères. Ils ont en effet à la fois une catégorie précise mais aussi un mode d'organisation spécifique à chacun. On distingue tout d'abord trois grandes catégories :

1- Les orages de type frontaux : parmi lesquels on différencie :

- **Les orages à front chaud**; Ils se créent lorsqu'une masse d'air chaud instable rencontre une masse d'air froid. La masse d'air chaud s'élève alors du fait de sa densité plus faible. La largeur de cette zone de précipitation peut atteindre 50km et se déplace sur une distance de 300km.
- **Les orages à front froid** : Ils peuvent donner lieu à des vents violents et à des tornades. Il se forme, lors du passage d'une masse d'air froid plus rapide que la masse d'air chaud qui passe en dessous, un cumulonimbus.
- **Les orages à front occlus** naissent lorsqu'une masse d'air chaud est soulevée par deux masses d'air froid de part et d'autre de lui. Un cumulonimbus est alors formé, mais à des altitudes très élevées.
- Enfin les orages préfrontaux sont les plus rares, les plus difficiles à prévoir, mais, aussi les plus violents. Pour pouvoir se former, il leur faut à la fois :
 - Un air instable suivi du réchauffement du sol
 - Et l'arrivée d'un front d'air froid

2- La deuxième grande catégorie est celle des **orages orographiques** :

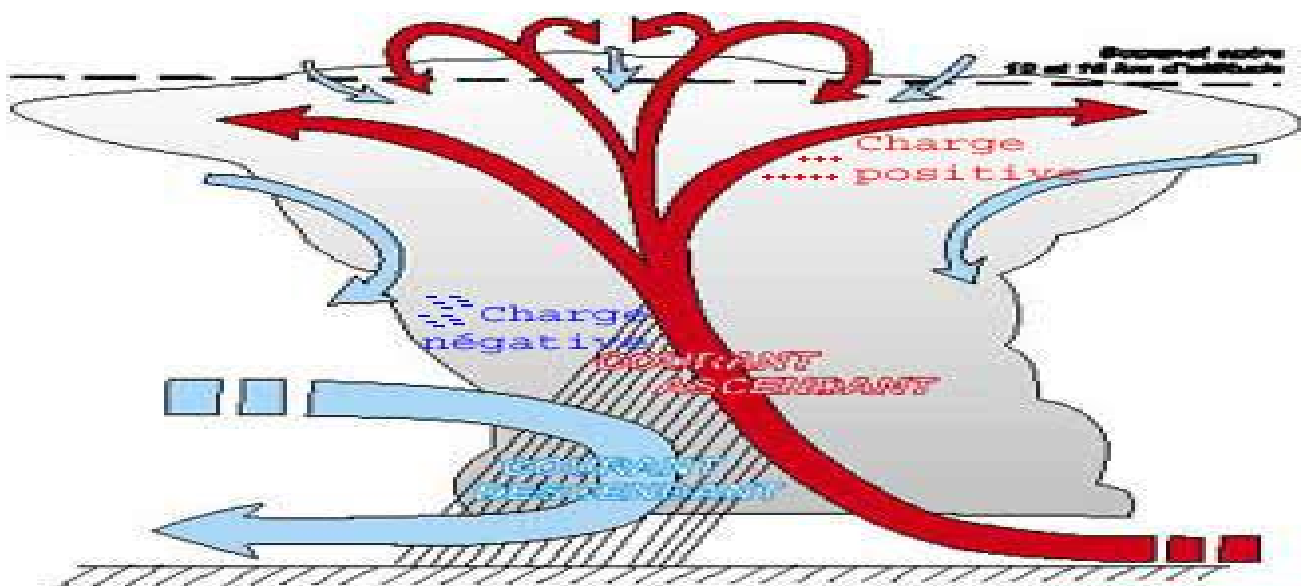
Les orages orographiques naissent près des chaînes de montagnes, celles-ci permettent en effet l'écoulement et l'élévation d'une masse instable d'air chaud et humide. On assiste à l'assemblage de différents orages de ce type le long de chaînes montagneuses qui agissent tant que des courants d'air chauds et humides les alimentent.

3- La troisième catégorie : les **orages thermiques** ou de **chaleur** :

La chaleur excessive des sols est à l'origine de leur formation. Ces orages sont donc beaucoup plus présents dans les tropiques, lieu où la température du sol est plus élevée. Contrairement aux autres orages, ils peuvent éclater n'importe où à n'importe quel moment. Ils se forment bien entendu à la saison chaude et peuvent se répéter sur plusieurs jours.

Après avoir distingué les différentes catégories auxquels ils appartiennent, il faut distinguer les différents modes d'organisation des orages.

1-Les orages monocellulaires



Les orages isolés ou monocellulaires se forment en été. Ils seront plutôt localisés, peu violents et de courtes durées. C'est la forme rencontrée le plus fréquemment. Ils forment une seule cellule de convection. Ils sont caractérisés par une faible énergie, un cycle de vie de 30 à 60 minutes caractérisé par un ascendant plus ou moins fort et vertical. Au départ de leur formation, nous sommes en présence de

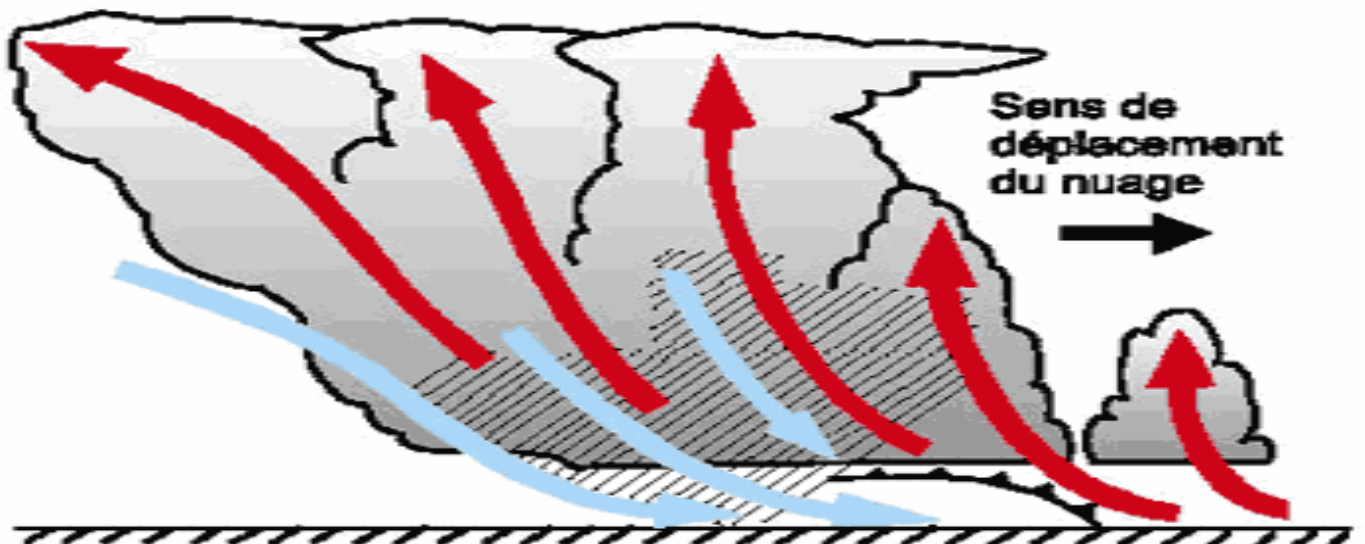
cumulus qui fusionnent entre eux. Ils se transforment ensuite en cumulus congestus, avec début de précipitation. Lorsque des cristaux de glace se forment au sommet du nuage, ces congestus deviennent par définition des cumulonimbus CALVUS. Apparaissent alors les premiers phénomènes électriques qui caractérisent les orages.

Au stade mature, une enclume se forme au sommet du nuage qui prend alors le nom de cumulonimbus capillatus. Cette enclume est provoquée par l'étalement du nuage suite à l'inversion de température à la tropopause et à la présence de forts vents à cette altitude.

Cependant, le cœur de précipitations dans le nuage, qui se trouve à une haute altitude, commence à être trop pesant pour que le courant ascendant puisse le soutenir. La pluie mêlée de petits grêlons commence alors à redescendre vers le sol, ce qui provoquera bientôt la dissipation.

En effet, cette précipitation descend dans le courant ascendant et s'évapore partiellement en refroidissant l'air qui l'entoure. Ce dernier devient alors plus froid que l'environnement, et par poussée négative d'Archimède, accélère vers le sol. Graduellement le courant descendant s'intensifie et supprime le courant ascendant. Après la pluie, l'orage monocellulaire se dissipe rapidement créant une zone plus fraîche autour de lui.

2- les orages multicellulaires :



On distingue aussi les orages multicellulaires qui sont composés de plusieurs cumulonimbus. Ils représentent donc plusieurs monocellulaires accolés. Ils sont formés de plusieurs cellules convectives.

En général, l'énergie est moyenne dans ce type d'orage, soit entre 800 et 1 500 J/Kg. selon l'énergie et l'humidité disponibles, ce type d'orage peut donner des rafales de vents violentes, des pluies diluviennes et très rarement des tornades.

Lorsque la force et la direction des vents augmentent avec l'altitude de façon linéaire, le courant ascendant de convection n'est plus à la même position que le courant descendant avec la précipitation. Ceci produit un front de rafale qui s'éloigne en arc du cœur de précipitations et repousse la zone d'ascension. Un surplomb de précipitation se forme donc généralement dans le quadrant sud-ouest de la cellule mère dans l'hémisphère nord alors que les vents dominants de surface viennent de cette direction.

3- les orages super cellulaires :

Les orages super cellulaires quant à eux sont formés d'une seule cellule convective géante. Ils sont très larges, de très grande intensité et de longue durée. A maturité, leurs diamètres varient de 20 à 50 Km contre 10km pour les multicellulaires. Ils sont animés d'un mouvement de rotation et peuvent entraîner des dégâts considérables.

Lorsque le cisaillement des vents tourne avec l'altitude, on peut arriver à une situation où on a un renforcement du mouvement vertical sous le courant ascendant et une synchronisation entre le front de rafales descendantes et le courant ascendant. De plus, si l'énergie potentielle convective disponible monte au-dessus de 1 500 J/kg, le courant ascendant permettra une très large extension verticale (jusqu'à plus de 15 Km).

Ceci donne des cellules orageuses indépendantes en équilibre stable entre l'entrée et la sortie des courants qui leur permettent de vivre très longtemps. Elles peuvent produire de la grosse grêle, des vents destructeurs et des pluies torrentielles. De plus, si un cisaillement horizontal du vent en surface est transformé en tourbillon vertical par le courant ascendant, ces super cellules peuvent produire des tornades si la rotation est accentuée par le courant descendant. Sur l'image de la figure **II.2** on voit une représentation d'un tel cumulonimbus qui comprend :

Une enclume se forme à la tropopause qui est une barrière au développement vertical du nuage. Elle s'étend loin de la cellule originale poussée par des vents horizontaux très forts.

Un sommet en dôme qui surplombe l'enclume là où le courant ascendant se trouve et indique qu'il est assez fort pour vaincre l'inversion de température à la tropopause. Des mammatus sous l'enclume, des protubérances nuageuses formées par l'air froid d'altitude descendant par poussée négative d'Archimède dans le nuage. Ils sont signe d'instabilité.

Dans le flanc arrière droit, derrière les précipitations, une tornade sous le nuage-mur (Wallcloud)

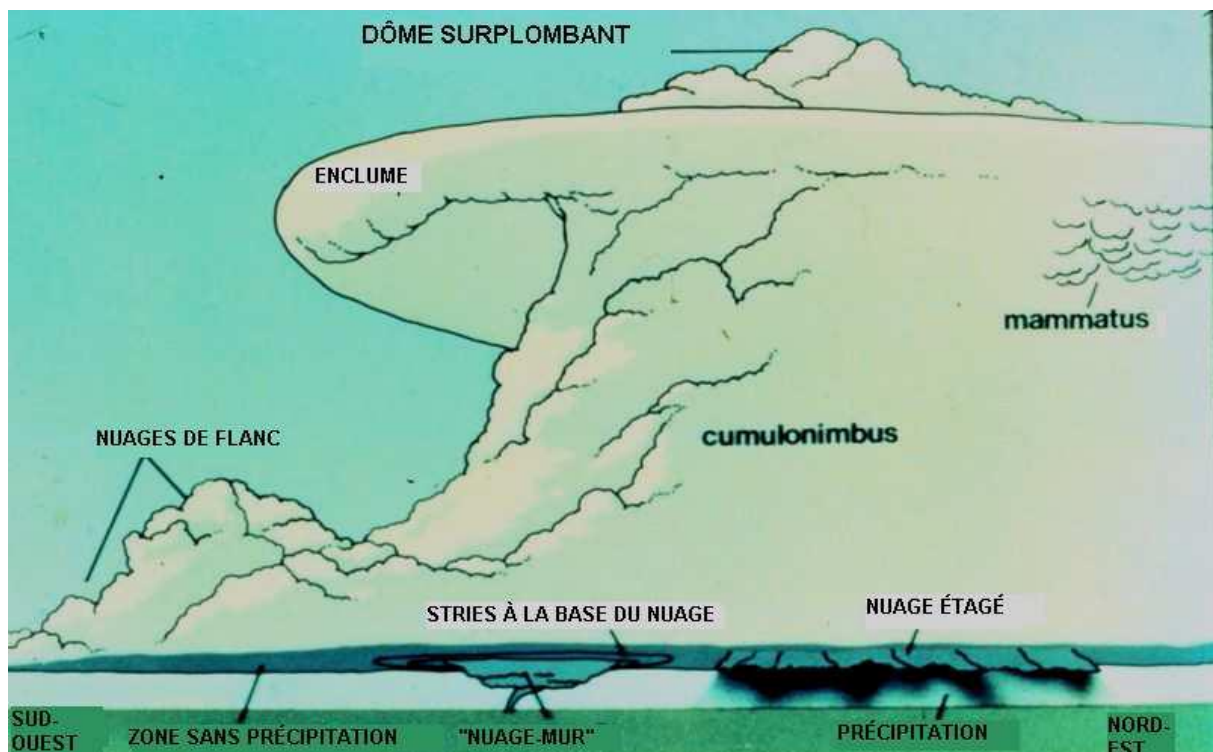


Figure II.2. Vue conceptuelle d'un orage super cellulaire

II.3.3. Le cycle de vie d'une cellule convective :

Il se décompose en trois parties :

1-Formation :

Caractérisé par l'intensification des courants ascendants et en résulte l'augmentation rapide de la hauteur du nuage et son extension horizontale.

2-Etape de maturité :

Caractérisé par la présence à la fois des courants ascendants et descendants et de précipitation. Refroidissement de l'air environnant par contact de l'air froid par l'air humide. L'enclume des cumulonimbus commence alors à s'étaler à la base des couches stables supérieures

3-Etape de dissipation :

Après épuisement de stock de l'énergie latente et disparition des courants ascendants ; L'enclume atteint son développement horizontal maximum et commence à s'affaisser puis à se dissiper.

II.3.4. Description de certains paramètres physiques dans un orage :

1-La température :

On note toujours une baisse rapide de température dans un secteur lors du passage d'un orage, Le cumulonimbus est plus froid que l'air immédiatement en dessous de l'orage, par conséquent, l'air du nuage se réchauffe lors de sa descente vers la surface mais pas suffisamment pour atteindre la température de l'air en surface. Donc, on notera dans la plupart des cas une baisse importante de la température de surface.

2-La Pression :

Suite à la domination des courants ascendants ; lors du stade initial de l'orage la pression baisse et l'arrivée d'air plus froid. , puis quand l'orage est à maturité, la pression remonte brusquement, le vent se lève avec la différence de pression.

3-L'éclaire :

Dans un nuage orageux, les courants d'air chaud concentrent les charges électriques négatives à la base. En réaction le sol situé sous le nuage se charge positivement. Si l'accumulation de charges électriques est trop forte, l'air qui normalement est un isolant se met à conduire l'électricité. Il se forme alors un canal de quelques centimètres de diamètre le long duquel remonte un courant électrique très puissant.

4-Tonner :

Le tonnerre est un bruit qui est la conséquence d'un impact de foudre au cours d'un orage. Lors d'un coup de foudre, l'air au niveau du passage du courant électrique est chauffé

(30 000 °C) brutalement ; cette variation brutale de la température entraîne une dilatation de l'air et donc une brusque expansion de ce dernier. C'est ce phénomène qui génère le bruit important du tonnerre.

5-Les Rafales :

Les rafales sont des variations transitoires et irrégulières de la vitesse du vent, causées par de petits tourbillons insérés dans l'écoulement général de l'air. Dans un orage, elles résultent des mouvements de cisaillement.

Au sein du nuage, les rafales s'intensifient avec l'altitude jusqu'à 1 500 à 3000 m au-dessus du sommet. En général, les rafales sont au plus faible au voisinage ou en dessous de la base du nuage.

Dans les couches inférieures, les rafales sont au plus fort lorsque le courant descendant atteint le sol, c'est-à-dire peu de temps après le début de la pluie. L'anneau de fortes rafales s'étale alors vers l'extérieur de la zone de pluie, avec une vitesse de déplacement maximale dans la direction du vent dominant.

6-la grêle :

Quand un petit morceau de glace rencontre des gouttelettes d'eau en surfusion, celles-ci se congèlent à leur tour et augmentent la masse de la glace. C'est le grêlon. Il peut ainsi atteindre plusieurs centimètres de diamètre. Lorsque son poids devient trop important, il chute. En descendant, il rencontre des températures plus élevées et commence à fondre. S'il est assez gros, il atteint le sol. On assiste alors à une averse de grêle qui peut tout dévaster sur son passage. La figure qui suit montre la position de la grêle dans un orage mature.

7-Les vents :

Au stade cumulus, un léger afflux d'air gagne la cellule puis, à mesure que le courant descendant se développe, son air froid s'étale le long de la surface. Cet air s'enfonce sous l'air chaud, de sorte qu'il crée une sorte de front froid miniature. Ce front est appelé front de rafale. Lorsque le front d'attaque de l'air froid se manifeste par une brusque saute de vent, ce vent, surtout en surface, est accompagné de fortes rafales quelquefois destructrices.

8-Le givrage :

Les nuages d'orage comprennent des courants verticaux assez forts pour transporter en altitude de grosses gouttelettes avec une rapidité telle, que même **par** températures au-dessous de 13.25 ° C, le **contenu en eau du nuage peut être relativement élevé. C'est probablement dans la partie supérieure des cellules venant d'atteindre leur maturité, que les possibilités** de givrage sont les plus fortes. La concentration des gouttelettes diminue alors à mesure que la cellule traverse sa phase de maturité, de sorte qu'au stade de la dissipation, la partie supérieure de la cellule se compose surtout de cristaux de glace.

II.4.Climatologie :

On voit sur la figure **II.3** que le taux de foudre, indicateur d'orages, est généralement relié à la latitude et la proximité de l'humidité. Ainsi les zones équatoriales ont les plus grandes densités, particulièrement les zones côtières. On ne devrait pas en être surpris puisque les orages qui produisent la foudre sont générés par une instabilité de l'atmosphère et une humidité de bas niveau. Ainsi les zones équatoriales sont chaudes et humides constamment alors que les latitudes moyennes et les zones polaires n'ont les conditions favorables qu'une partie de l'année.

Naturellement, les conditions à l'échelle synoptique organisent la convection également. Ce n'est pas partout à l'équateur où les conditions sont favorables à la formation des orages. Ainsi, la zone de convergence intertropicale, où convergent les alizés, donne le soulèvement nécessaire pour la formation d'orages assez continuels mais au nord et au sud de celle-ci on a un mouvement descendant de l'air qui dégage le ciel. De la même manière, les eaux des courants marins froids inhibent les orages (ex. côte ouest de l'Amérique du Nord et du Sud) alors que les eaux chaudes les favorisent (ex. le Gulf Stream où se déplacent les ouragans).

Dans les latitudes moyennes, les systèmes frontaux amènent également en contact des masses d'air froid et chaud ce qui va créer les conditions favorables au développement orageux. Finalement, des

effets locaux comme le régime de brise côtière, le soulèvement orographique et le réchauffement différentiel vont créer des conditions favorables localement à la convection.

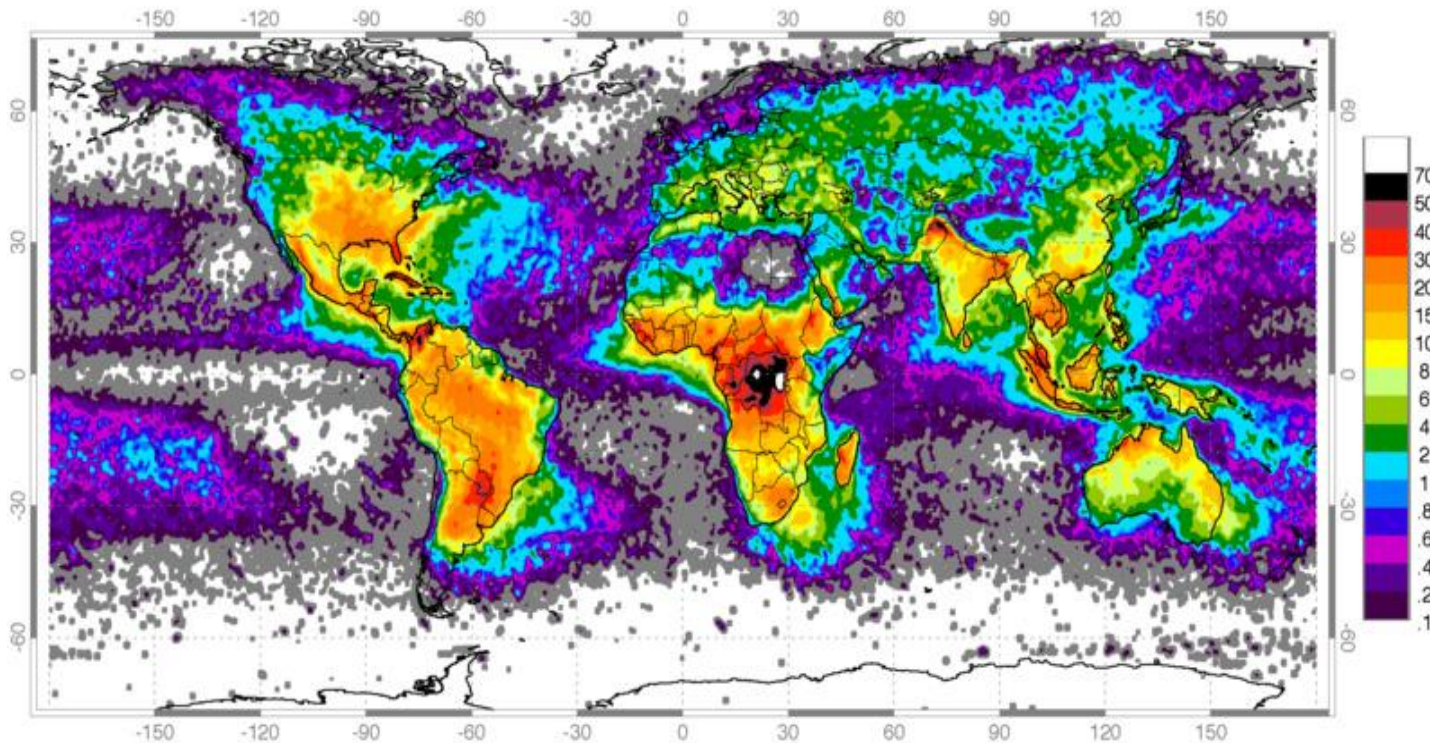


Figure II.3. carte mondiale avec la fréquence de la foudre

II.5. Discussion :

Dans ce chapitre, nous avons donné un aperçu général sur les phénomènes météorologiques. Aussi, nous avons mis en évidence les différents nuages constituant ces phénomènes. En effet, Chaque phénomène météorologique est caractérisé par plusieurs paramètres à savoir la température, la pression, taux de précipitations,...etc.

Le prochain chapitre abordera les différentes méthodes d'estimation de précipitations.

Chapitre III

Les méthodes d'estimation des précipitations

III.1. Préambule :

Les satellites géostationnaires fournissent des images couvrant une grande partie de la terre avec une faible résolution spatiale. Toutefois leur grande résolution temporelle les rend très utiles pour l'analyse des phénomènes atmosphériques de variabilité extrêmement rapide. Ces images sont fournies dans trois canaux : Le canal visible, le canal infrarouge thermique et le canal infrarouge vapeur d'eau. En revanche, des satellites à orbites basses tel que le TRMM, fournissent des mesure de longueurs d'onde μ -ondes . Désormais, VIS, IR et MO référeront respectivement aux termes suivant : visible, infrarouge et micro-onde.

Nous avons présenté dans le chapitre 1, les différentes possibilités d'interactions entre le rayonnement électromagnétique et les principaux constituants de l'atmosphère, et également les différents moyens d'observation depuis l'espace. La mesure du rayonnement VIS, IR ou MO par les différents radiomètres satellitaires n'est pas suffisante pour estimer la quantité des précipitations. La quantification des taux de pluies à partir de ces mesures nécessite des la mise en œuvre de méthodes d'inversion du signal mesuré par les radiomètres spatiaux. Par conséquent, de multiples méthodes d'estimation de précipitation ont vu le jour depuis plusieurs années.

Les différentes méthodes d'estimation des précipitations par satellite peuvent être classifiées en trois groupes principaux suivant les longueurs d'ondes utilisées dans la mesure radiométrique. Le premier type de méthodes utilise Les données VIS et IR. Elles sont fondées sur la caractérisation des différents types de nuages par des techniques statistiques ou par seuillage, et la détermination de la probabilité de la pluie associée. Le second type de méthodes regroupe les techniques utilisant les signaux micro-onde. Ces méthodes sont fondées sur l'identification des interactions entre le rayonnement électromagnétique et les cellules atmosphériques pluvieuses. Le dernier type combine les données provenant de différentes sources dans le but d'avoir plus de précision dans l'estimation.

Nous consacrons ce chapitre à présenter quelques méthodes d'estimation des précipitations, et les classifier suivant les trois groupes cités précédemment.

III.2. Les méthodes infrarouge –Visible

L'estimation des précipitations par les méthodes VIS-IR est fondée sur des algorithmes, Ces derniers utilisent des données de la fenêtre visible ou infrarouge présentes sur les radiomètres géostationnaires. Les images satellitaires prises dans ces canaux couvrent de grandes parties du globe terrestre et bénéficient d'un échantillonnage temporel considérablement élevé. Elles sont donc adaptées pour rendre compte de la variabilité spatiale et temporelle des phénomènes atmosphériques tels que les précipitations.

De nombreuses informations peuvent être extraites de ces différents canaux satellitaires, et contribueront à la caractérisation des divers systèmes nuageux. Le rayonnement de longueur d'onde infrarouge et visible ne traverse pas les nuages, à cause de leur opacité. Il n'interagit donc pas directement avec la pluie. Par conséquent, les températures de brillance mesurées correspondent à celles des sommets des nuages.

Ces méthodes peuvent être classées en deux catégories, suivant la technique utilisée dans l'analyse de donnée : les techniques à seuil et les techniques statistiques. Elles peuvent aussi être classées en trois groupes, suivant le type de caractérisation :

- Caractérisation structurelle (utilisation de l'indice nuageux par exemple).
- Caractérisation temporelle (exemple : utilisation du cycle de vie du nuage)
- Caractérisation physique (en utilisant par exemple le model du nuage)

On peut également distinguer une quatrième catégorie regroupant les méthodes qui utilisent d'autres canaux infrarouges, tels que la « Split Window » ($10.5 \mu m - 11.5 \mu m$ et $11.5 \mu m - 12.5 \mu m$) présente sur les radiomètres de certains satellites géostationnaires (GEOS et GMS) ou à orbite basse (VIRS, AVHRR).

III.2.1.Méthode utilisant l'indice nuageux :

Cette méthode s'appuie sur les propriétés radiatives des nuages. Elle repose sur l'identification des différents types de nuages et leur classification selon leur structure spatiale. Nous rappelons que la radiance visible permet de connaître l'épaisseur du nuage et la température infrarouge nous renseigne sur son altitude.une fois les nuages classifiés, on assigne à chaque classe un taux de pluie moyen déterminé à partir d'observation au sol. Les pluies cumulées dans le temps et/ou intégrées spatialement sont données par la relation [Ramage. K., 2002]

$$R = \sum r_i f_i \quad (III.1)$$

Où : R désigne la pluie cumulée ;

r_i : le taux de pluie associé au nuage de type i ;

f_i : la proportion du nuage de type i sur la période et /ou la région étudié.

Pour les cumuls temporels et pour un point de grille donnée, la proportion f_i est donnée par le rapport entre la durée pendant laquelle un nuage de type i est observé et la durée totale des observations. Pour des estimations intégrées sur une région, f_i est donnée par le rapport entre le nombre de pixels couverts par un nuage de type i et le nombre total de pixels dans la région considérée.

On peut diviser les techniques utilisant l'indice nuageux en deux groupes :

Les techniques utilisant une classification de nuages, et les méthodes à seuil qui utilisent un seuil de température de brillance pour discriminer les nuages pluvieux.

III.2.1.1. Classification des nuages :

En général, dans ce genre de méthode, on réalise une classification des nuages en les identifiant à l'aide des caractéristiques spectrales extraites des images VIS et IR. On attribue un taux de pluie moyen pour trois types de nuages, à savoir un taux de 25 mm/ jour pour les cumulonimbus, un taux de 6.25 mm/jour pour les nimbostratus et un taux de 0.5 mm/jour pour les cumulus congestus.

Une méthode de classification automatique pour déterminer les différents types de nuages a été développée par Grassoti et Garand (1994). Elle utilise images prises dans le VIS et IR par le satellite météorologique géostationnaire japonais GMS. La caractérisation de la couverture nuageuse se fait par les paramètres suivants : L'altitude du sommet du nuage, l'albédo et la fraction nuageuse. Par la suite, la technique des nuées est utilisée dans le but de classifier les nuages. Cette technique consiste à répartir les pixels observés en classes homogènes, suivant les propriétés des paramètres de la couverture nuageuse. Les taux de pluie attribués à chaque classe de nuage sont dérivés des analyses de prévision canadienne ajustée par une relation linéaire obtenue à partir d'observations au sol. [Ramage. K., 2002].

III.2.1.2. Les méthodes à seuils :

Elles permettent la classification des nuages à partir des données infrarouges et visibles. Leur principe est de définir des valeurs de seuil, pour les valeurs utilisées, à partir desquelles les pixels de l'image sont considérés pluvieux. Notons que ces valeurs varient en fonction de l'application et de la zone d'étude.

Un exemple de méthodes à seuils, est le GOES précipitation index (GPI) développé par Arkin et Meisner (1987). Elle permet une délimitation des pixels considérés pluvieux et non-pluvieux en utilisant un seuil de température à (-38 °C) sur les températures de brillance IR. Un taux de pluie horaire constant est ensuite assigné à chaque pixel considéré pluvieux. La pluie moyenne (en millimètres) pour une maille de base de 2.5° * 2.5° et cumulée sur une période de temps t est donnée par la relation [Arkin P et al, 1987] :

$$GPI = 3 F_c t \quad (III.2)$$

Où F_c représente la fraction moyenne de pixels plus froids que 235°K observés pendant le temps t pour chaque carré de 2.5°*2.5°.

III.2.2. Taille et cycle de vie des nuages

Le taux de pluie augmente pendant la phase de croissance d'un nuage convectif, alors que les précipitations sont faibles pendant sa phase de dissipation. Cette dépendance de taux de pluies dans nuage en fonction de sa phase peut être utilisée pour l'estimation des précipitations. Par conséquent, le nuage est caractérisé, dans cette méthode, par sa taille et son évolution dans le temps.

III.2.2.1. Evolution de la taille du nuage

Une approximation de la dépendance entre l'intensité des précipitations et l'évolution de la taille du nuage a été développée par Stout et al (1979). Ils ajoutent un terme qui dépend du temps à l'équation donnant les taux de pluie (RR 'Rain Rate'):

Cette approximation repose sur une examinaisons de la relation pouvant exister entre le taux de précipitation estimé par radar et la taille des nuages correspondant.

$$RR = a_0 A + a_1 dA/dt \quad (III.3)$$

Où A désigne la surface du nuage définie sur les images IR et VIS comme un ensemble continu de pixel en dessous d'un seuil. dA/dt désigne le taux du nuage ; a_0 et a_1 sont des coefficients déterminés empiriquement, a_1 étant positif.

III.2.3. Les modèles de nuages

L'ensemble des techniques décrites précédemment est fondé sur l'observation que la probabilité de pluie augmente avec certains types de nuages. Dans ces techniques, les taux de pluies pour chaque type de nuage sont dérivés de relations empiriques sans tenir compte de la physique des nuages. Les méthodes basées sur la modélisation des nuages tentent d'améliorer les techniques empiriques en introduisant une meilleure description physique des processus de formation de la pluie à l'intérieur des nuages.

III.2.3.1. Convective Stratiforme Technique

Développée par Alder et Negri [1988], La CST permet de relier la température du sommet des nuages aux taux de pluie par un modèle de nuage à 1D. La convective stratiforme technique se divise en trois étapes :

En premier, on cherche, sur des images satellitaires infrarouges, les minima locaux dans les températures de brillances qui présentent des nuages précipitant ; et on élimine les minima qui présentent les nuages fins non précipitant tel que les cirrus. Le gradient local moyen, G_t autour de chaque minimum est calculé à partir des six pixels :

$$G_t = T_{moy} - T_{min} \quad (III.4)$$

Où T_{moy} désigne la moyenne des températures IR des six pixels voisins et T_{min} la température minimum.

Les grandes valeurs de G_t sont associées aux nuages convectifs, tandis que les petites valeurs de G_t indiquent un faible gradient de température typiquement associé aux cirrus.

Les deux scientifiques ont introduit un paramètre de pente 'S', auquel les valeurs de G_t seront comparées.

Les minima avec des valeurs de G_t supérieures à S sont associés aux cellules convectives ; tandis que avec des valeurs de G_t inférieures à S correspondent à des cirrus et sont par conséquent éliminés.

La valeur de S est déterminée par observation radar, et donnée par :

$$S = 0.568 (T_{min} - 217) \quad (\text{III.6})$$

La région de pluie stratiforme produite par l'enclume du système est déterminée à partir d'un seuil sur les températures IR. La température de l'enclume du système est assimilée à la température médiane dans une région de 80 km autour de chaque élément convectif. La moyenne des températures des enclumes définit le seuil pour les pluies stratiformes.

La deuxième étape consiste à déterminer, à partir des simulations du modèle de nuage, La surface de la zone pluvieux et le taux de pluie assigné à chaque cellule convective, dont la position est déterminée en première étape. Pour un sondage spécifique à la région étudiée, représentant les structures verticales de température et d'humidité, une série de simulation est faite pour différents rayons des colonnes d'ascendance et différents taux précipitant, afin de déterminer l'altitude du sommet du nuage simulé. Ces différentes simulations permettent ensuite de déterminer les relations entre l'altitude du nuage et le taux de pluie et l'altitude du nuage et la surface précipitante.

A la fin, on assigne à chaque élément convectif un taux de pluie et une surface précipitante estimée en fonction de la température minimum en utilisant les relations déduites du modèle. On attribue un taux constant de 2 mm/h aux pixels dont la température IR est inférieure au seuil définissant les pluies stratiformes, mais n'appartenant pas aux zones convectives.

III.2.4. Les méthodes IR-VIS multi spectrales

Vu la difficulté d'appliquer les méthodes utilisant les données VIS (0,45 μm -1,00 μm) et IR (10,5 μm -12,5 μm), à l'estimation des pluies issues des nuages convectifs chauds, Les techniques VIS-IR multi spectrales on été employées dans ce but. On rappelle que les

méthodes VIS et IR décrites précédemment repose sur la détection des pluies engendrées par des nuages froids, épais et de haute altitude. La présence de pluie dans un nuage peut être détectée à partir des différences d'ordre microphysique (taille des hydrométéores, phase thermodynamique), qui existent entre un nuage précipitant et un nuage non-précipitant. Les observations dans les canaux IR et proche-IR, autre que la fenêtre IR thermique, permettant une meilleure description de la microphysique des nuages et apportent une information supplémentaire pour estimer la probabilité qu'un nuage soit précipitant.

III.2.4.1. Les principes physiques

Des mesures sont fournies dans cinq canaux VIS et IR, par les radiomètres de très haute résolution AVHRR (advanced very high resolution radiometer) embarqués sur les satellites polaires NOAA et VIRS (visible and infrared scanner) de TRMM. Ces canaux se situent dans :

Un dans le spectre visible (ch1 : $0,6 \mu\text{m}$), un dans le spectre infrarouge (ch2 : $1,6 \mu\text{m}$), et trois dans l'infrarouge (ch3 : $3,7 \mu\text{m}$, ch4 : $10,8 \mu\text{m}$ et ch5 : $11,9 \mu\text{m}$). Le rapport des radiances mesuré entre les canaux 1 et 2 est plus grand pour les nuages de glace que pour les nuages d'eau liquide, car ces derniers constituent de bon absorbant. Ces canaux peuvent ainsi être utilisés pour détecter la présence de glace aux sommets des nuages, et par conséquent, identifier les parties convectives associées aux pluies les plus intenses [Inoue et Aonashi, 2000]. La différence de température entre les canaux 4 et 5 nous renseigne sur l'épaisseur optique des nuages [Inoue 1987]. Cette information nous permettra de distinguer les nuages convectifs, hauts et d'importante épaisseur optique, associés à la pluie ; des nuages fins de haute altitude non précipitant. Comme les longueurs d'onde de ces canaux se situent dans l'infrarouge thermique, ils peuvent être utilisés aussi bien de jour que de nuit, ce qui permet de remplacer avantageusement les observations du canal visible. Le canal 3 présente une forte sensibilité à la distribution en taille des gouttes de nuages. La présence de grosses particules de glace ou de l'eau liquide au sommet d'un nuage, constitue la signature du processus de formation de précipitation cette caractéristique peut être utilisée pour l'identification des zones de nuages associés à une forte probabilité de pluie [Lensky et Rosenfeld 1997].

III.2.4.2. GOES Multispectral Rainfall Algorithm

Cette méthode combine les données de cinq différents canaux : le visible ($0.65 \mu\text{m}$), le proche infrarouge ($3.9 \mu\text{m}$), l'IR Vapeur d'eau ($6.7 \mu\text{m}$) et deux canaux infrarouges ($11 \mu\text{m}$ et $12 \mu\text{m}$) du satellite GOES. La GMSRA a été développée en 2001 par Gruber et Ba.

Les informations fournis par ces différents canaux sont utilisées pour une meilleure identification de l'ensemble des nuages chauds ou froids. On applique la Méthode CST décrite précédemment dont la température, déterminée à partir des canaux $11 \mu\text{m}$ et $12 \mu\text{m}$, est inférieure à $250 \text{ }^\circ\text{K}$. De cette façon on aura isolé les nuages cirriformes. Par la suite, on calcule la différence de température entre les canaux à $11 \mu\text{m}$ et à $6.7 \mu\text{m}$ pour le pixel plus froid que 220°K . Les pixels présentant une différence négative sont considérés pluvieux, même s'ils ont été estimés appartenir à un nuage cirriforme par la technique CST. Les valeurs du rayon effectif des hydrométéores au sommet du nuage, estimées à partir des mesures à $3.9 \mu\text{m}$, ainsi que l'épaisseur des nuages, estimée à partir des mesures à $0.65 \mu\text{m}$, permettant d'appliquer un critère de sélection supplémentaire sur l'ensemble des pixels pendant le jour.

III.2.5. Discussion sur les méthodes IR/VIS

Les méthodes infrarouges et visibles utilisent des relations statistiques entre les caractéristiques des couches nuageuses déduites des mesures IR ou VIS et la probabilité de pluie associée à chaque type de nuage. Cependant, il n'existe pas de relation entre les radiances IR ou VIS mesurées en un point et le taux de pluie sous ce point. Ces méthodes sont fondées sur l'observation qu'il existe une grande corrélation entre les propriétés structurelles des nuages (altitude, surface et épaisseur) et le volume total de pluie qu'ils engendrent. La résolution spatio-temporelle des images VIS et IR constitue le principal avantage des méthodes d'estimation des précipitations utilisant ces canaux.

III.3. Méthodes micro-ondes (MO)

Les différentes interactions entre le rayonnement micro-onde et les hydrométéores de la surface dépendent essentiellement de la fréquence du rayonnement (MO), la polarisation des particules et de l'émissivité de la surface ($0.4 - 0.5$ pour les océans $0.8 - 0.9$ pour la terre).

Les températures de brillance atmosphériques sont mesurées par des radiomètres micro-ondes passifs, tel que le SSM/I (special sensor microwave imager) qui possède quarts fréquences.

En présence de nuage de précipitations, les gouttes d'eau absorbent et émettent le rayonnement MO aux basses fréquences (10 GHz à 37 GHz), tandis que c'est la diffusion par les cristaux de glace qui est le phénomène prépondérant aux fréquences élevées (86 GHz).

Les méthodes MO d'estimation des pluies reposent sur le mode diffusion et le mode émission. Les algorithmes utilisent la combinaison de températures de brillances MO comme indice de pluie [Jobard. I et Debois M., 2002].

Le domaine micro-onde (MO) correspond aux longueurs d'onde comprises entre $300\mu m$ et 30 cm dans le spectre électromagnétique. À ces longueurs d'onde, le rayonnement électromagnétique n'interagit que très peu avec les gouttes formant les nuages.

Contrairement aux longueurs d'onde IR ou VIS, le rayonnement MO pénètre donc à l'intérieur des nuages et interagit directement avec les particules de précipitations dont la taille varie de $100\mu m$ à plus de 1 cm, ce qui permet leur détection à l'aide de radiomètres MO actifs ou passifs.

A toutes les fréquences MO, deux types d'interactions ont lieu entre le rayonnement électromagnétique MO et les hydrométéores : l'absorption/émission et la diffusion. Cependant, pour les basses fréquences MO (≤ 22 GHz), le rayonnement ascendant émis à la surface de la terre ou par l'atmosphère est principalement absorbé par les gouttes d'eau liquide, en présence de nuage précipitant. La diffusion par la glace ou l'eau liquide est négligeable à ces fréquences.

Le signal mesuré par un radiomètre spatial correspond à la température de brillance de la couche d'atmosphère où se produit l'interaction. Cette interaction permet donc une mesure directe des précipitations. Néanmoins, la signature des précipitations n'est notable que si l'émissivité à la surface en arrière plan est suffisamment différente de celle des précipitations ($\epsilon = 0.8$), c'est-à-dire si la surface visée est l'océan ($\epsilon = 0.4$). Sur terre, la variabilité du type de surface, de l'humidité des sols et surtout la différence faible entre les émissivités du sol ($\epsilon = 0.7 - 0.9$) et des précipitations ne permettent pas, à ces fréquences, de distinguer le signal dû aux précipitations.

En revanche, le rayonnement est aussi bien absorbé par les gouttes d'eau liquide que diffusé par la glace ou l'eau liquide pour les fréquences MO élevées (≥ 65 GHz). Néanmoins, le mécanisme de diffusion est prépondérant, et plus particulièrement en présence de cristaux de glace, et cette prédominance augmente avec la fréquence. Le rayonnement qui atteint le satellite est nettement diminué par la diffusion, et les températures de brillance mesurées sont

inférieures à celles mesurées en ciel clair. Ainsi, les grosses particules de glace présentes au sommet des nuages convectifs induisent une diminution des températures de brillance observées par satellite, en diffusant le rayonnement MO ascendant. Cette diminution de température constitue donc une signature des tours convectives et indirectement de la pluie engendrée par celles-ci. Cette propriété de rayonnement MO hautes fréquences permet d'estimer les précipitations au-dessus du continent.

Il reste néanmoins difficile de relier quantitativement le signal reçu par un radiomètre MO avec les taux de précipitations associées aux scènes observées. En effet, les températures de brillance mesurées depuis un satellite dépendent non seulement de l'intensité des précipitations dans les pixels observés. Mais aussi d'un grand nombre de paramètres liés à la distribution d'une part des hydrométéores et d'autre part des émissivités de la surface à l'intérieur des pixels. Il n'existe donc pas de relation linéaire entre les températures de brillance et les taux de pluie.

Les méthodes d'estimation des précipitations utilisant les données MO sont fondées soit sur des relations empiriques entre les taux de pluie et les températures de brillance mesurées dans un ou plusieurs canaux, soit sur des méthodes physiques d'inversion.

III.3.1. Méthodes empiriques :

Les observations expérimentales permettent de déduire des méthodes d'estimations fondées sur les relations existantes entre les températures de brillances et les taux de pluies. Ces relations dépendent principalement des régions pour lesquelles elles ont été développées, du type de surface et évidemment des canaux utilisés. L'intérêt de ces méthodes est de définir les combinaisons de canaux MO à partir de considérations physiques, permettant d'une part d'isoler l'information liée aux précipitations dans le signal mesuré par le radiomètre, et d'autre part de quantifier les intensités de pluie.

III.3.1.1. exemples de méthodes MO empiriques

III.3.1.1.1. méthode d'indice de diffusion « scattering Index » :

Développé par Grody [1991], cet algorithme permet la classification des différents constituants atmosphériques et les différents types de surfaces, suivant leurs propriétés de diffusion du rayonnement micro-onde.

Grody identifie les précipitations contenues dans les systèmes convectifs, au dessus desquelles se trouve de la glace diffusant le rayonnement MO hautes fréquences. Il montre qu'une différence positive entre les températures de brillance à 22 GHz et les températures de brillance à 85 GHz, indique que dans la scène observée, le processus dominant est l'absorption qui caractérise la signature des précipitations. Une différence négative indique la prédominance du mécanisme d'absorption.

Cette différence permet essentiellement d'estimer la contribution des mécanismes de diffusion dans les mesures à 85 GHz. Néanmoins, pour obtenir une meilleure estimation de cette contribution, Grody suggère l'utilisation d'autres canaux pour caractériser les mesures à 85 GHz en l'absence de « diffuseurs ». Pour cela, il introduit la notion d'indice de diffusion (SI : Scattering Index) définit par :

$$SI_{85V} = F - T_{85V} \quad (\text{III.7})$$

Où :

$$F = a T_{19V} + b T_{22V} + c (T_{22V})^2 + d \quad (\text{III.8})$$

T_{19V} , T_{22V} , T_{85V} désignent respectivement les températures de brillance pour les canaux à 19 GHz, 22 GHz et 85 GHz polarisés verticalement. Les coefficients a, b, c, d sont déterminés empiriquement à partir d'observation représentatives de l'ensemble des conditions de surface de la région étudiée. Ils sont calculés en cherchant la corrélation maximum entre la combinaison des canaux basses-fréquences, F, et les températures de brillance à 85 GHz.

Ferraro et al. [1992, 1994, 1996] ont calculé ces coefficients pour différentes régions et pour une utilisation de l'indice de diffusion sur l'ensemble du globe. Les valeurs de a, b, c, d utilisées à l'échelle du globe sont données dans le tableau suivant :

Surface	a	b	c	d
Océan	0.7152	2.4387	-0.00504	-174.38
Terre	-0.4400	-1.7750	0.00574	451.88

Table 9 .Coefficients pour le calcul de l'indice de diffusion (d'après Ferraro et al 1996)

Les matériaux diffusant le rayonnement micro-onde présentent des valeurs de *SI* supérieurs à 10°K. La neige, les glaciers et certaines surfaces comme les déserts diffusent également le rayonnement MO.par conséquent, la signature spectrale des précipitations mesurée depuis un satellite peut se confondre avec celle de ces constituants ou surfaces.

Grody a levé cette ambiguïté, en utilisant un arbre décisionnel fondé sur la caractérisation des propriétés spectrales des différents matériaux diffuseurs. (Figure III.1).il détermine empiriquement les relations utilisées pour discriminer chacun des matériaux diffuseurs.il isole, de la sorte, le signal effectivement du aux précipitations. Par la suite, les taux précipitant sont calculés à partir de l'indice de diffusion.les relation entre les taux de précipitations et les valeurs de SI dépendent de la région étudiée.

Les relations empiriques déterminées par Ferraro et Marks [1995] et utilisées à l'échelle du globe sont :

$$RR = 0.00513 \times SI^{1.947} \quad \text{Sur terre} \quad (\text{III.9})$$

$$RR = 0.00188 \times SI^{2.034} \quad \text{Sur mer} \quad (\text{III.10})$$

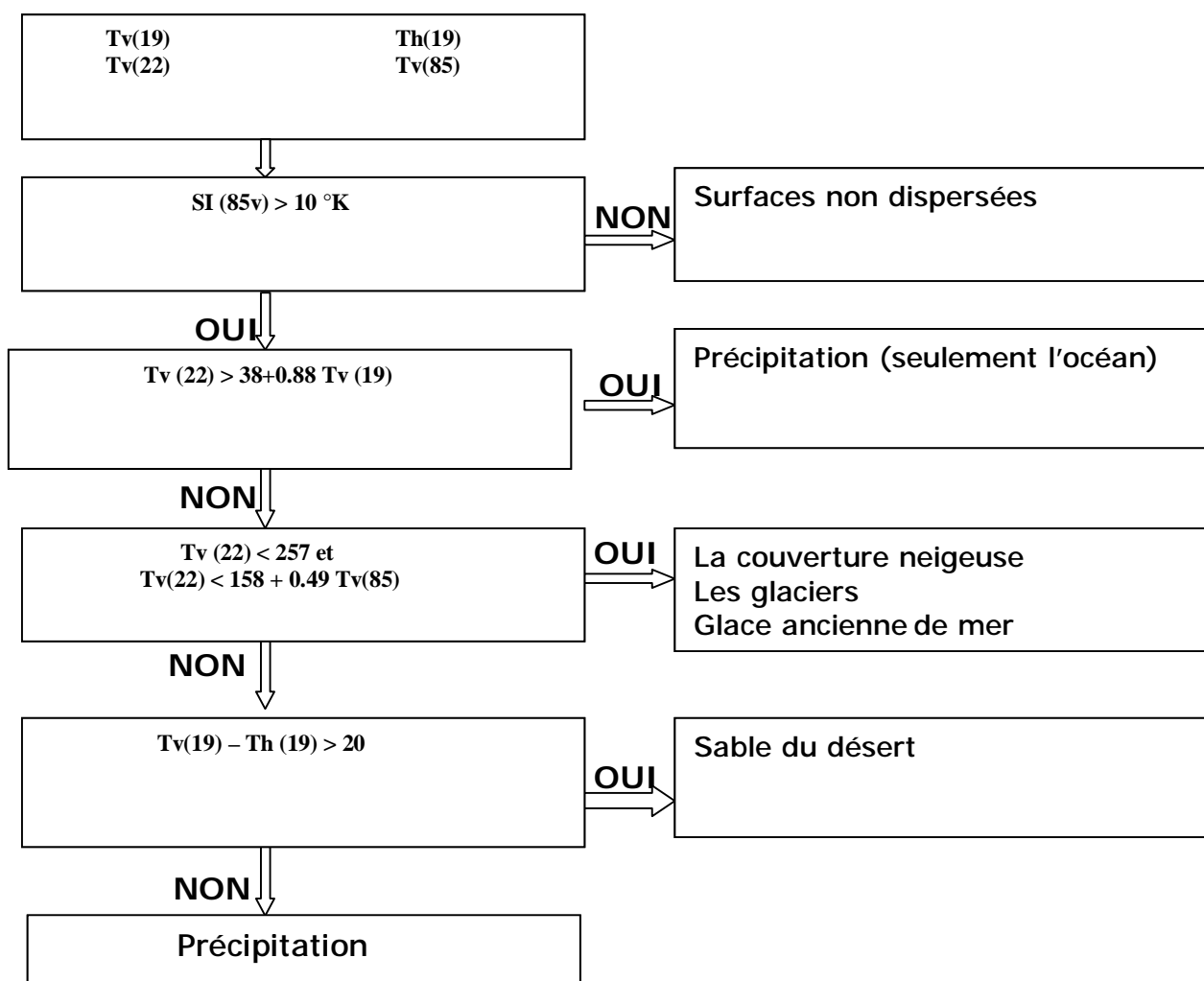


Figure III.1. Arbre décisionnel pour la classification des surfaces diffusantes et les précipitations, (d'après Grody 1991)

III.3.1.1.2. La méthode : 'Polarization Corrected Temperature'

Ce second algorithme est fondé sur la notion de température corrigée par la polarisation (PCT: Polarization Corrected Temperature). Les précipitations sont identifiées au dessus des surfaces chaudes et froides, en termes de températures de brillances, et au-dessus des océans à partir des mesures MO à 85 GHz. Les surfaces inondées présentent une faible émissivité. Ainsi, la diminution de température de brillance à 85 GHz mesurée en présence de précipitation peut se retrouver lorsque l'on observe des surfaces inondées. Néanmoins, ces émissivités sont fortement dépendantes de la polarisation pour des angles de visée obliques comme pour les radiomètres SSM/I ou TMI. Au contraire dans un nuage convectif, le rayonnement MO est diffusé par la glace au sommet du nuage sans orientation privilégiée. La différence entre les températures de brillance, du canal à 85 GHz polarisé verticalement et horizontalement permet donc de différencier les basses températures liées aux précipitations du signal dû aux surfaces inondées en arrière plan. Pour tenir compte de la différence de polarisation, Spencer et al [1989] utilisent une combinaison des canaux à 85 GHz polarisés horizontalement et verticalement.

III.3.2. Méthodes physiques :

La caractérisation du modèle du nuage à partir de mesures MO, permet également de déterminer les taux de pluie. Dans ce cas, l'atmosphère ou les nuages précipitant sont décrits par un modèle physique de nuage pour lequel on connaît le contenu en eau précipitant.

Les températures de brillance mesurées par les radiomètres sont simulées à partir d'un modèle de transfert radiatif. La simulation des modèles permet d'établir les relations entre Les température de brillance et les taux de pluie.

III.3.2.1. Un modèle de nuage

Un modèle de nuage 3D a été étudié par Adler et al [1991], dans le but d'établir des relations entre les précipitations et d'autres paramètres microphysiques au dessus de l'océan. A partir d'un modèle radiatif, Les deux scientifiques simulent les températures de brillance qui seraient observées aux fréquences suivantes : 10 GHz, 19 GHz, 37 GHz et 85 GHz. Ils montrent que pendant la phase mature du système, les relations entre les températures simulées et la pluie ne sont pas identiques pour les parties convectives et les parties

stratiformes du système. Et aussi, des variations entre les relations 'températures de brillance MO-taux de pluie' apparaissent sur les nuages, selon sa phase d'évolution. Adler et al [1993] dérivent de ce modèle une relation entre les températures de brillance à 85 GHz polarisées horizontalement et les intensités de pluie utilisées dans l'algorithme de diffusion de Goddard (GSCAT : Goddard Scattering Algorithm) :

$$T_{85H} = 251 - 4,19 \times RR \quad (\text{III.10})$$

Où RR correspond au taux de pluie (en mm/h), avec un seuil de pluie/non pluie à 1 mm/h ($T_{85H} = 247^\circ\text{K}$). Une validation réalisée à partir de données pluviométriques au-dessus d'atolls du pacifique a montré que cette relation sous estimait les pluies au-dessus de l'océan d'un facteur 2. Cette relation a donc été ajustée pour les régions océaniques. Les relations $RR - TB_{MO}$ retenues pour l'algorithme GSCAT sont :

$$\text{Sur terre : } RR = 251 - T_{85H} / 4,19 \quad (\text{III.11})$$

$$\text{Sur mer : } RR = 251 - T_{85H} / 2,19 \quad (\text{III.12})$$

III.3.2.2. Goddard Profiling Algorithm :

L'algorithme précédent a été modifié par Kummerow et al [1996], en supprimant le calcul des relations $Tb_{MO}-RR$, Ils choisissent à partir de températures de brillance multicanaux mesurées, le profil d'hydrométéores le plus probable parmi les profils obtenus dans la base de données. Suivant le théorème de Bayes, si $Pr(R)$ désigne la probabilité d'observer un profil d'hydrométéores R, et $Pr(Tb / R)$ la probabilité de mesurer un vecteur de températures de brillance Tb pour ce profil, alors, la probabilité d'observer un profil d'hydrométéores R connaissant le vecteur de températures Tb, est donnée par :

$$Pr(R / Tb) = Pr(R) \times Pr (Tb / R) \quad (\text{III.13})$$

III.3.3. Discussion sur les méthodes MO

Les méthodes qui utilisent les micro-ondes présentent l'avantage de mesurer directement l'absorption et l'émission ou la diffusion du rayonnement par les hydrométéores à l'intérieur des nuages. Certains de ces hydrométéores peuvent être détectés par une différence de polarisation verticale et horizontale pour certaines fréquences. Ces interactions entre le rayonnement MO et les hydrométéores sont utilisées pour évaluer les taux de pluie. Cependant, la faible résolution temporelle des données MO provenant des satellites à orbite basse, rend difficile l'estimation des précipitations cumulées sur des périodes plus longues. Compte tenu de la forte variabilité spatiale des pluies, les pixels MO couvrent généralement une zone qui n'est pas homogène et souvent la couverture du pixel par la pluie n'est que partielle. Ce qui rend l'estimation de la pluie difficile, car la relation entre le paramètre MO et le taux de pluie n'est pas linéaire.

III.4. Les méthodes combinées

Les images infrarouges présentent une bonne résolution temporelle fournissent des informations concernant les sommets des nuages, en revanche, les méthodes utilisant les données micro-ondes permettent une bonne appréciation des volumes d'eau précipitée. L'utilisation simultanée des données satellite MO et l'évaluation des taux de pluies avec les données infrarouges ont mis en jeu de nouvelles méthodes développées par Chriss Kidd et AL [2003].

III.4.1. Exemples de méthodes combinées

III.4.1.a. Description de la méthode : MICROWAVE INFRARED COMBINED RAINFALL ALGORITHM

Le but de considérer cette technique est de combiner les données IR bénéficiant d'un grand échantillonnage spatial et temporel, avec les méthodes MO pour une estimation précise des précipitations.

La première étape consiste à estimer la surface de précipitations à partir des mesures micro-ondes, soit par le moyen d'algorithmes d'estimation empiriques, ou bien de schémas d'inversion basées sur les modèles radiatifs et paramétriques de nuages (étape d'inversion),

ceci cause l'inversion de températures de brillances à différentes fréquences et différentes polarisations pour donner un produit de taux de pluies spatialement intégré dans une région donnée. la deuxième étape consiste à poursuivre la combinaison spatio-temporelle des données MO et celles provenant des capteurs IR dans une échelle globale (étape de co-localisation). dans cette étape, les données IR sont reçues pendant les dix dernières minutes sont localisées dans le temps afin d'avoir des mesures IR et MO disponibles aux mêmes moments. Comme la résolution spatiale des images IR est meilleure que celle des images MO, champs de vision MO d'une région peut être représentée par plusieurs pixels IR. Comme résultat de ce processus, on obtient : des données MO contenant des informations sur le taux de pluies et des données infrarouges (températures de brillance IR). Ce processus se produit continûment avec l'arrivée de nouvelles données IR et MO. A chaque arrivée de ces dernières. Un autre processus démarre pour obtenir un taux de pluies à partir des températures de brillances infrarouges en utilisant les méthodes de régression ou d'intégration ou d'autres types de méthodes comme la 'probability matching' (étape d'intégration).

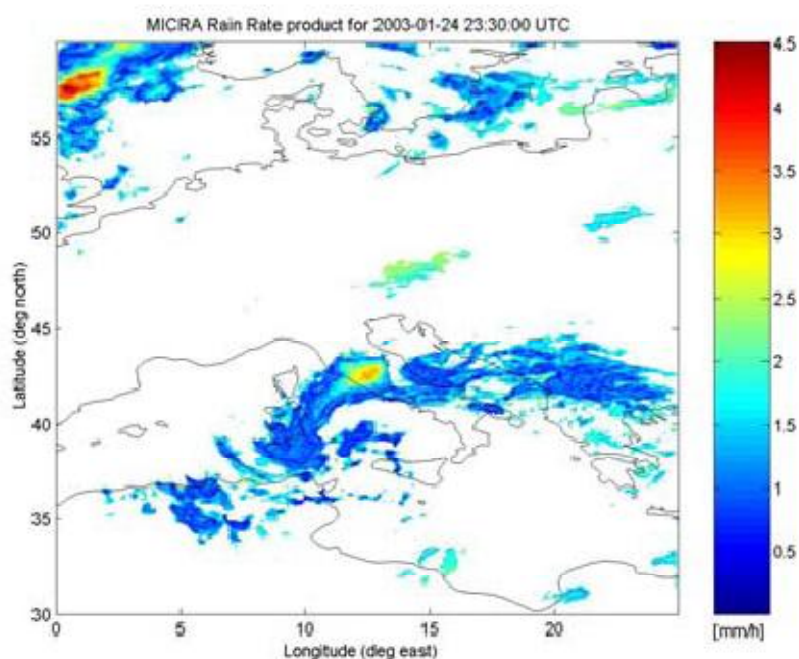


Figure III.2. pluies estimées par MICRA le 24 janvier 2003 à 23:30 UTC.

III.4.1.b. Probability matching :

Elle détermine la probabilité de pluie associée à un pixel IR. Plusieurs méthodes utilisent la technique de «Probability matching » développé par Atlas et Bell (1992). Pour calculer la probabilité de pluie pour une température de brillance IR donnée, Berg *et al* (1998), ont construit les histogrammes des températures IR à partir des pixels coïncidents avec des pixels MO pluvieux. Pour chaque température IR, il calcule le taux de pluie moyen à partir des estimations MO. Il compare ensuite cet histogramme à l'histogramme obtenu avec tous les pixels IR coïncidant avec l'ensemble des pixels MO pluvieux et non pluvieux. Cette comparaison permet de déterminer la probabilité qu'un pixel IR à une température donnée soit associé à la pluie. Le taux de pluie associé à un pixel IR est finalement calculé en multipliant le taux de pluie moyen MO associé à la température IR du pixel par la probabilité de pluie correspondante [Bergès et al, 2005].

III.4.1.c. Rain And Cloud Classification (RACC)

Jobard et Desbois (1994) utilisent la technique de classification automatique développée par Desbois et al (1982), dans le but de trouver un certain nombre de classes homogènes qu'on qualifie soit de : nuages précipitant ou non-précipitant. Pour cela, on utilise trois paramètres :

Dans le cas de l'infrarouge, on utilise deux types de paramètres, un paramètre spectral (température de brillance) et un autre paramètre spatial. Ce dernier est obtenu à partir de la variance locale de chaque pixel sur une image IR. La variance locale infrarouge permet de caractériser la structure spatiale des nuages. Quand aux MO, le paramètre est obtenu soit d'un seul canal ou bien d'une combinaison de plusieurs canaux [Maia et Jobard, 1994].

La constitution des trois ensembles de paramètres IR et MO forme l'ensemble d'apprentissage. Un processus itératif permet de converger vers un ensemble de classes. Chaque classe est alors caractérisée, pour chacun des paramètres, par le centre de gravité des pixels de l'ensemble d'apprentissage qui appartiennent à la classe. La valeur du paramètre MO sert à déterminer si une classe représente un type de nuage précipitant ou non. Pour chaque classe correspondant à un type de nuage précipitant, une relation empirique entre le paramètre MO et le taux de pluie est utilisé pour associer un taux de pluie à la classe (voir figure III.3).

La classification obtenue dans la phase d'apprentissage est utilisée pour classer chaque pixel dans la classe dont le centre de gravité est le plus proche. La pluie estimée sur chaque pixel est alors donnée par le taux de pluie associé à la classe à laquelle il appartient. On obtient ainsi des images de taux de pluie à la résolution du pixel IR (5 km) et à la fréquence horaire ou semi horaire, à partir desquelles on peut calculer la moyenne spatiale de la pluie sur les surfaces étudiées et les cumuls temporels.

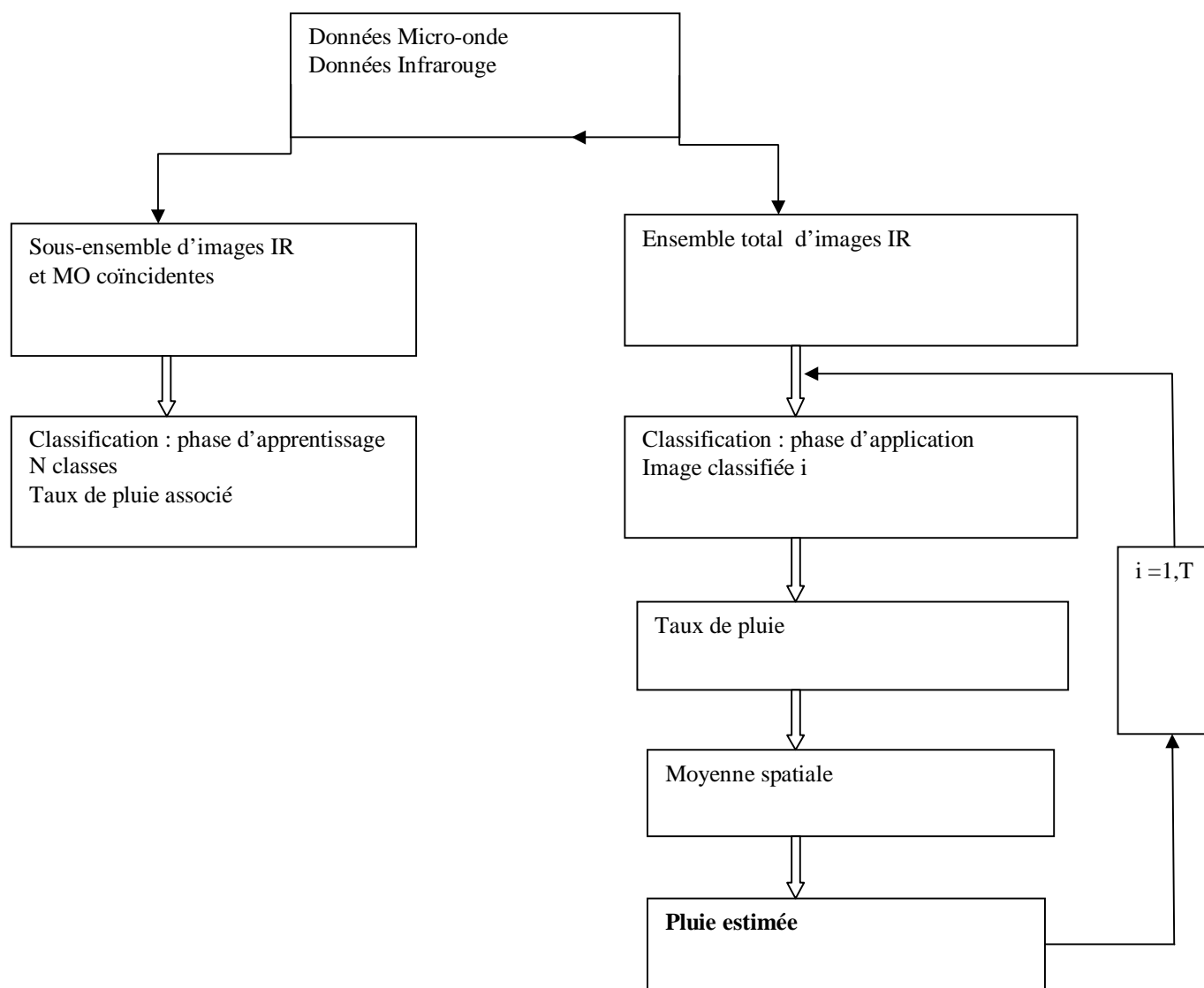


Figure III.3. Organigramme de la méthode RACC

III.4.2. Discussion sur les méthodes combinées

Ces méthodes tirent profit de l'utilisation simultanée des données IR et MO. Sachant que les images IR présentent une bonne résolution spatio-temporelle et les données MO contiennent l'information directement relié à la pluie. Ces techniques utilisent soit les données MO pour ajuster les estimations des méthodes IR existantes, soit des analyses permettant d'étalonner les températures de brillance IR. Contrairement à un étalonnage réalisé avec des données sol, qui ne reste valable que pour la région contenant ces mesures, l'utilisation des données MO permet de déterminer des coefficients d'ajustement pour les algorithmes IR sur toutes les régions du globe.

III.5. Discussion

Nous avons donné différentes méthodes utilisée dans l'estimation des précipitations, et nous les avons classées dans trois grandes catégories selon le type de données utilisées : Les méthodes IR-VIS, les Méthodes MO et les méthodes combinées. Chacune de ces méthodes présente des avantages et des inconvénients. L'utilisation d'un type d'algorithme dépend essentiellement des échelles spatiales et temporelles des estimations que l'on veut obtenir. Cependant, dans notre cas, la base de données dont nous disposons n'est constituée que d'images satellitaires recueillies dans les spectres infrarouge et visible. Aussi la difficulté d'acquérir les données au sol rend difficile et pratiquement inefficaces les différentes méthodes présentées dans ce chapitre.

Nous consacreront le prochain chapitre à la mis en œuvre de la méthode choisie.

Chapitre IV

Méthode adoptée pour l'estimation des précipitations

IV.1. Préambule

La télédétection se présente comme l'unique moyen permettant une couverture continue dans le temps et dans l'espace de l'atmosphère. L'estimation des précipitations par télédétection a fait l'objet de recherches déjà anciennes. L'objectif de ces recherches est d'explorer les possibilités d'estimation de la pluie. Pour cela, différentes méthodes d'estimations de précipitations en utilisant les données satellitaires ont été mises en œuvre.

De nombreuses méthodes ont montré l'existence d'une forte corrélation entre la quantité de pluie contenue dans les cellules convectives, et les propriétés spectrales des nuages (température de brillance) et également ses propriétés structurales (altitude, surface et épaisseur). En général, Ces techniques se basent principalement sur des relations statistiques assignant un taux de pluie à chaque type de nuage, selon les caractéristiques des nuages déduites à partir des mesures IR et VIS.

Dans notre travail, nous avons adopté une méthode à seuil qui permet de classifier les nuages en utilisant des images infrarouges.

Le traitement consiste d'abord à définir un seuil de température pour le canal infrarouge, et par la suite à comptabiliser sur chaque image les pixels dont les comptes numériques indiquent des températures inférieures à ce seuil. Puis on cumule les comptages réalisés sur des périodes à savoir, journalières, décadaires et mensuelles. On tire le coefficient d'estimation après que les comptages soient confrontés aux données pluviométriques du moment, issues des stations météorologiques.

Pour cela, une régression linéaire a été établie pour déterminer deux coefficients a_1 et a_0 respectivement pente et ordonnée à l'origine de la ligne de régression. Ceci est appliqué sur toute la zone d'étude, pour différentes échelles temporelles et pour différents seuils de température, entre les données brutes de pluie d'une part et les fréquences d'apparition de nuages à sommets froids d'autre part.

Nous présentons dans ce chapitre les différents résultats obtenus en appliquant la méthode à seuil utilisant les images infrarouge.

IV.2. Données utilisées

Les données satellitaires utilisées dans cette étude sont des images Météosat collectées par le satellite Météosat-4 dans le canal infrarouge (Figure IV.1) durant la période allant de 12 Novembre 1994 au 08 Janvier 1995. La région d'étude concerne le nord de l'Algérie. Elle se situe entre 34° nord et 37° nord, et entre 9° est et 2° ouest. Ces images sont fournies en unités de comptes numériques (CN) pour chaque pixel. Ces comptes numériques sont obtenus par la numérisation du signal électrique mesuré par les capteurs sur 8 bits (256 valeurs) pour le Météosat de première génération. La relation entre le compte numérique d'un Pixel et la température est donnée par la relation suivante

$$T (^{\circ}\text{C}) = 55 - \text{CN}/2 \quad (\text{IV.1})$$

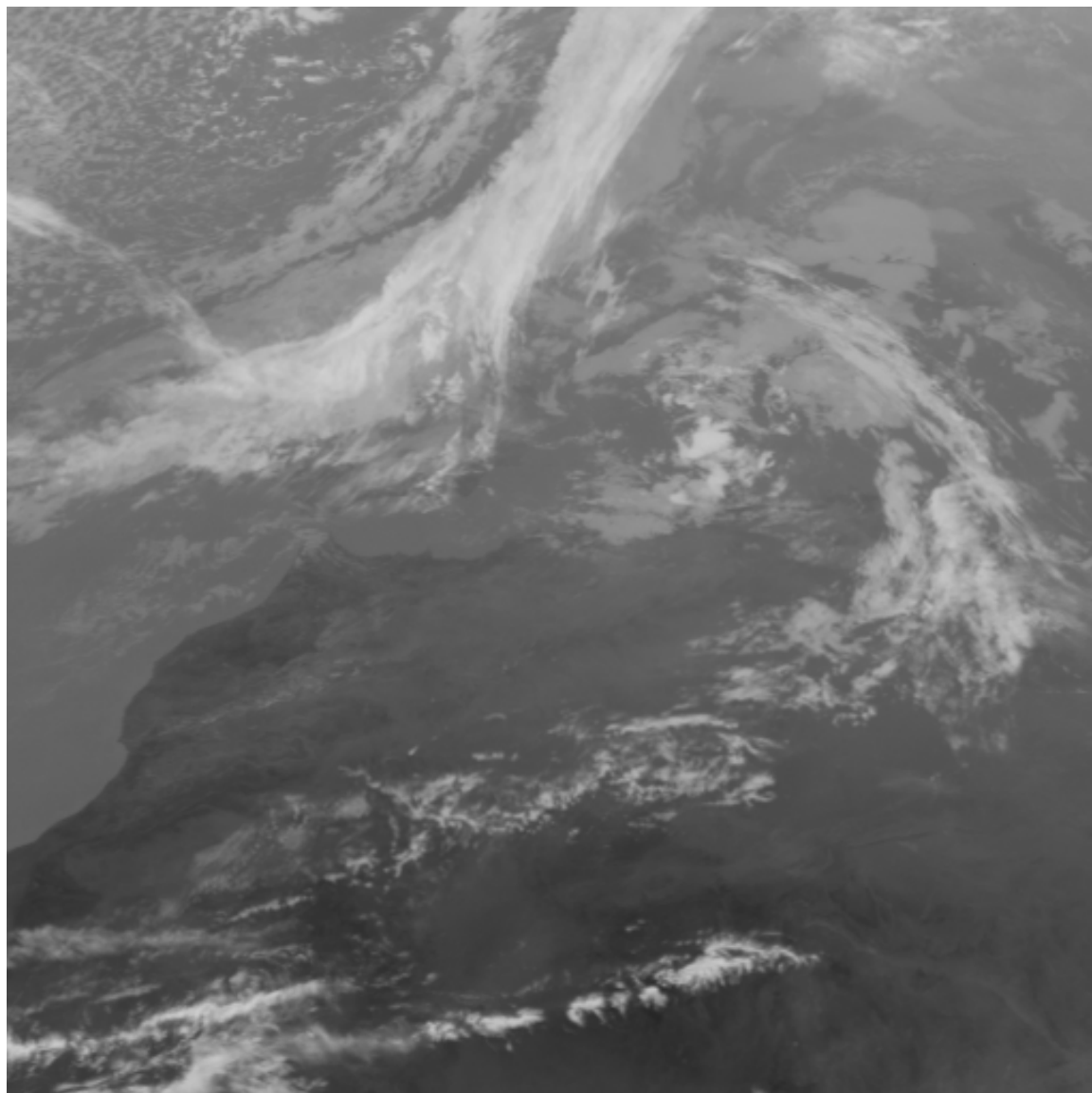


Figure IV.1.image infrarouge prise le 27 /11/1994

Ces images satellitaires sont couplées aux mesures au sol collectées aux mêmes instants par les différentes stations pluviométriques. La répartition des stations météorologiques en Algérie est illustrée par la figure suivante:

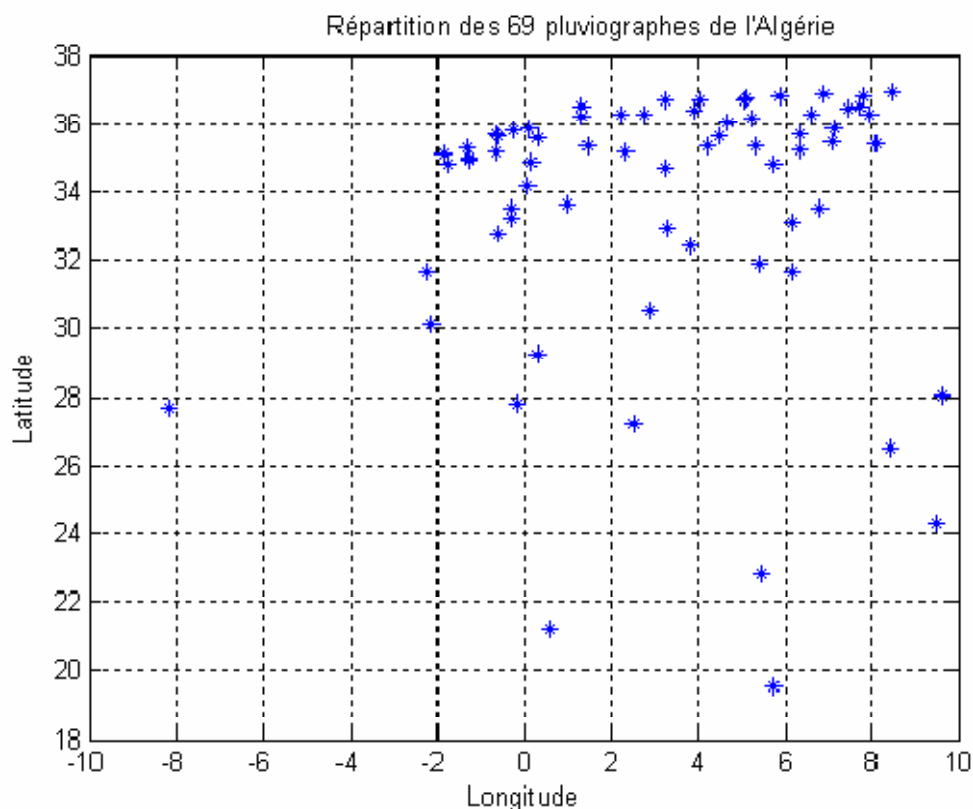


Figure IV.2. Réseau des stations météorologiques en Algérie

IV.3. Méthodologie :

Dans le but de tirer la relation pouvant exister entre les précipitations et l'information satellitaire sur une zone (qui est l'Algérie), nous avons opté pour une technique fondée sur le calcul de la fréquence d'apparition des nuages à sommet froid.

IV.3.1. Calcul de la fréquence d'apparition

Les mesures prises par les différents radiomètres dans les canaux visible et infrarouge permettent aux spécialistes de classer les différents types de nuages. Cette classification est basée principalement sur les réponses radiométriques. Ainsi un nuage pluvieux et à grand développement vertical tel qu'un Cumulonimbus se distingue, dans l'infrarouge, par son

sommet très froid d'un stratus bas, dense mais chaud. L'utilisation de ce type d'analyse permet une cartographie des genres nuageux [Guillot. B., 1990].

On isole, par ce moyen, les nuages responsables de la grande partie des précipitations comme les Cumulonimbus et on établit une statistique.

Divers obstacles empêchent cependant de procéder de la sorte, les principaux obstacles étant la variabilité diurne extrêmement rapide de ces nuages et leur grande abondance en soirée et de nuit, à un moment où la donnée visible fait défaut. Après diverses tentatives et de nombreux tests, il a été constaté qu'il est possible de discriminer de façon satisfaisante, dans l'infrarouge et le visible, les nuages pluvio-gènes (cumulonimbus) à sommet froid, des autres nuages (cirrus) en utilisant des seuils de température, dans une fourchette comprise entre -35 °C et -45 °C. [Guillot. B., 1990].

Le recensement des nuages à sommets froids est réalisé sur des images infrarouges. On comptabilise sur chaque image les comptes numériques indiquant des températures inférieures à un seuil préalablement défini pour le canal infrarouge. Ce seuil peut varier selon la zone d'étude. Par la suite, on cumule les comptages sur des périodes à savoir, journalière, décadaire et mensuelle. Ces résultats sont confrontés aux données disponibles dans les différentes stations pluviométriques du pays, une relation qui fournit les coefficients de l'estimation sera ensuite tirée.

Sachant que le réseau pluviométrique de l'Algérie ne couvre pas la totalité de la région étudiée, cela engendre la difficulté qui consiste dans la coïncidence spatio-temporelle (ou localisation) des stations météorologiques aux images satellitaires. Pour résoudre cette contrainte, nous avons pris une carte climatique où figurent presque la totalité des stations météorologiques en Algérie que nous superposerons par la suite sur l'image satellitaire dans le but de repérer les stations sur cette image. Ainsi, seuls les pixels qui couvrent des zones contenant des stations pluviométriques seront pris en considération dans le traitement.

IV.3.3. Différentes échelles utilisées

Nous avons traité les mêmes images infrarouges pour différents seuils de températures (-40°C, -38°C, -35°C). Rappelons que pour notre étude trois échelles temporelles ont été considérées, à savoir l'échelle journalière (nous avons pris le 26^{ème} jour de la série considérée), l'échelle décadaire (nous avons pris la décade allant du 26^{ème} jour au 35^{ème} jour

de la série considérée) et enfin l'échelle mensuelle (nous avons pris le mois allant du 5^{ème} jour au 35^{ème} jour de la série considérée).

IV.4. Résultats et interprétation

Les figures suivantes donnent les résultats obtenus pour les différents seuils de températures et pour les différentes échelles temporelles. Ces figures représentent des couples de points (A, T), où A représente la donnée au sol et T la fréquence d'occurrence.

IV.4.1. Seuil de température de -38°C

IV.4.1.a. Échelle journalière

L'expérience faite à partir des comptages cumulés pendant une journée pour un seuil de température de -38°C donne un coefficient de corrélation de 0,8994. Comme la période d'étude est courte, on observe d'importantes fluctuations des points. Toutefois, la dispersion des points autour de la droite de régression est relativement constatée (voir Figure IV.3).

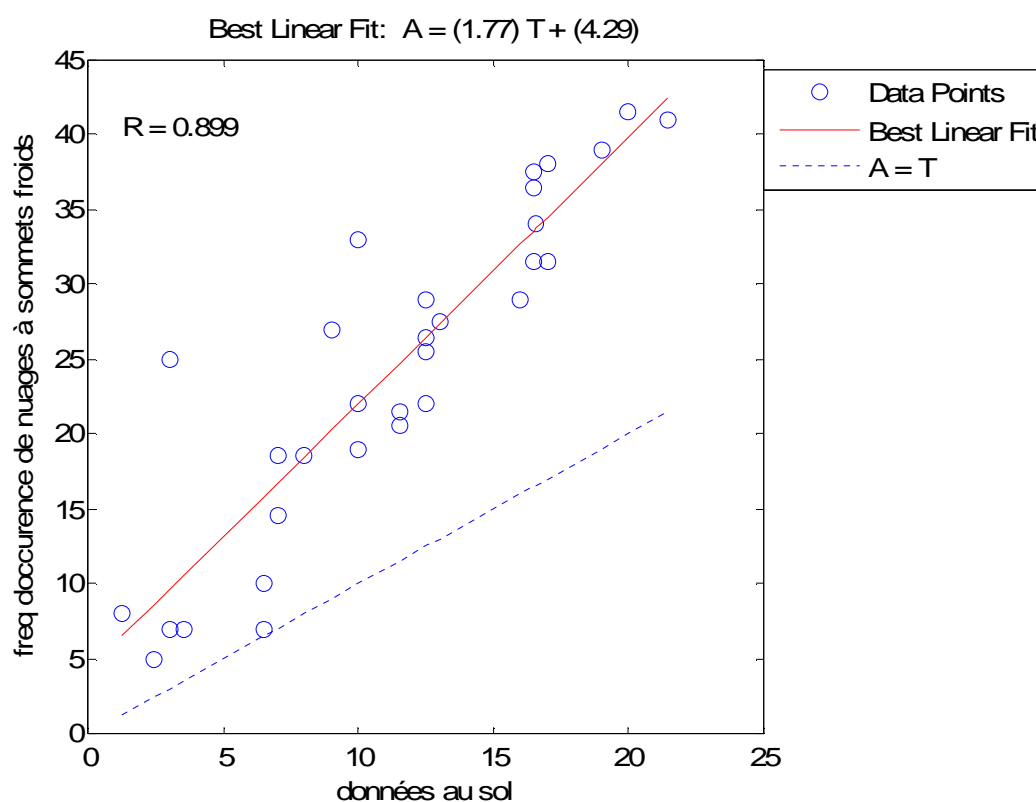


Figure IV.3. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle journalière, seuil de température -38°C)

IV.4.1.b. Échelle décadaire

Pour le même seuil et dans le cas de l'échelle décadaire, une légère amélioration de la corrélation est observée. Cette dernière est passée à 0,916 (figure IV.4). Contrairement aux fréquences allant 200 à 250, on remarque que la dispersion des points autour de la droite de régression est importante pour quelques fréquences de l'intervalle [300,400]. L'augmentation de la corrélation est due à l'étalement de la période d'étude, ce qui nous permet de comptabiliser plus de nuages à sommets froids. La liaison entre les données au sol et la fréquence d'occurrence de nuages à sommet froid est acceptable.

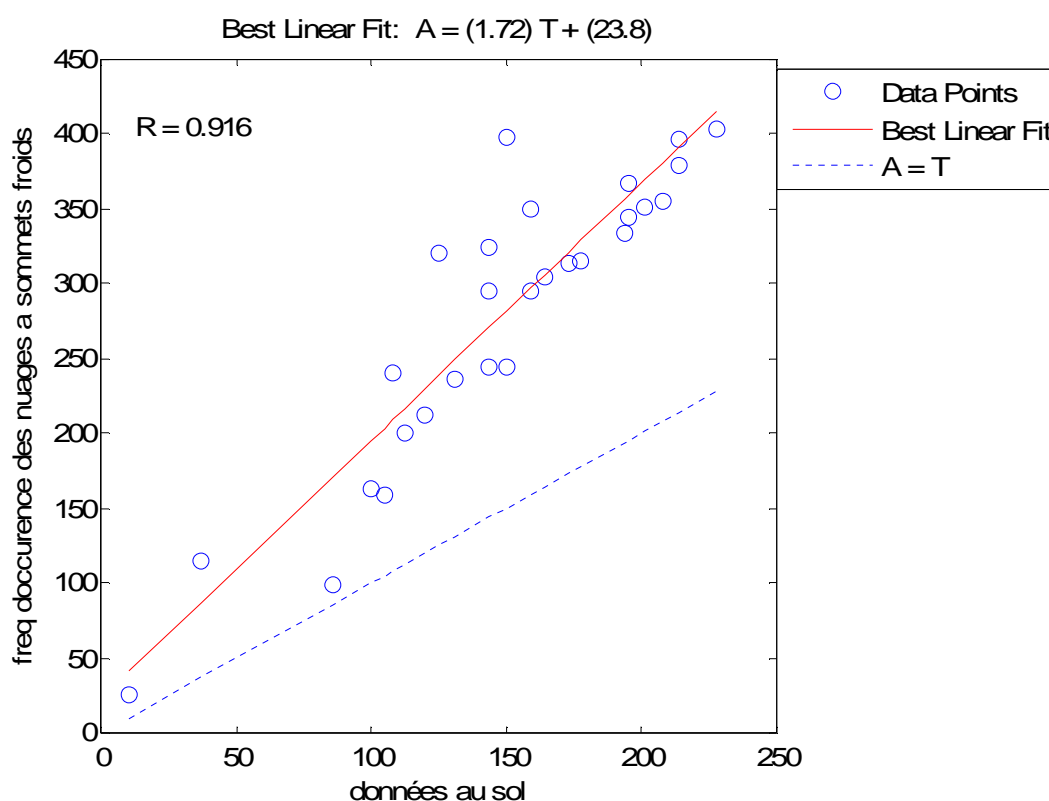


Figure IV.4. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle décadaire, seuil de température -38°C)

IV.4.1.c. Échelle mensuelle

Une nette amélioration de la corrélation entre la fréquence d'occurrence de nuages à sommets froids et les données au sol est observée, pour l'échelle mensuelle et pour le même seuil de température (Figure IV.5). Cette corrélation vaut 0.957. La dispersion des points autour de la droite de régression est faible. L'importante amélioration des points est due à la

longue période d'étude qui engendre la considération de plus. Il en résulte une bonne liaison entre les données au sol et la fréquence d'apparition des nuages à sommets froids.

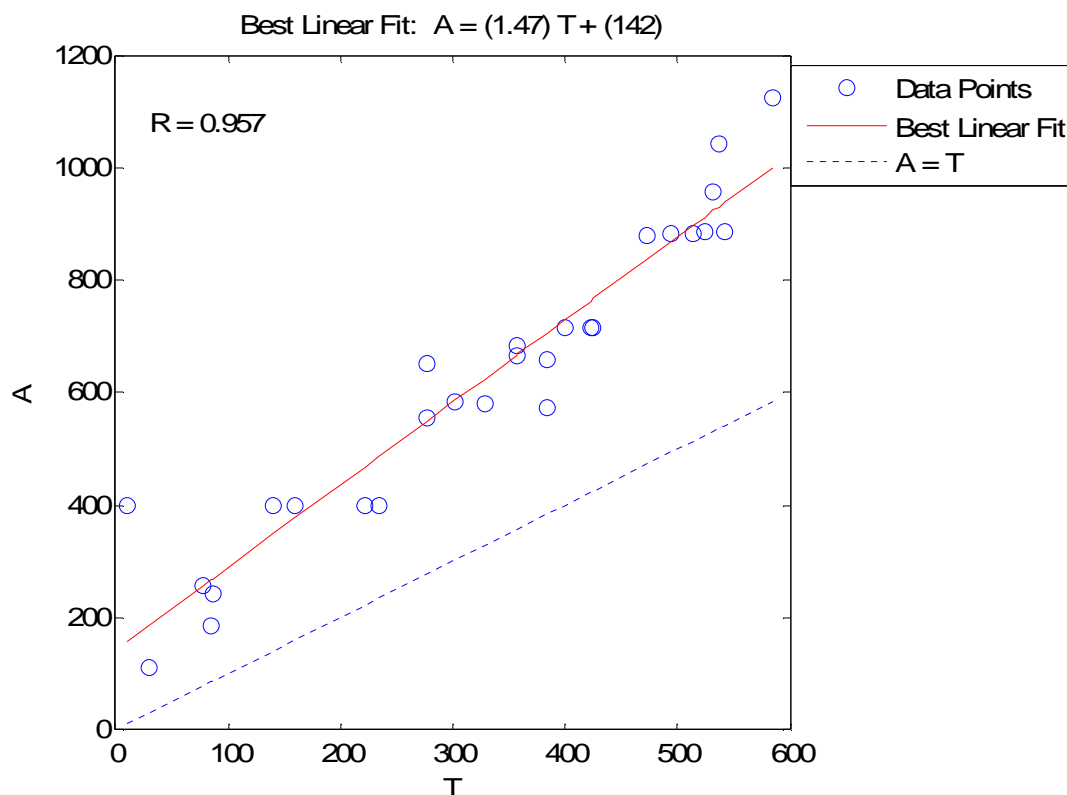


Figure IV.5. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle mensuelle, seuil de température -38°C)

IV.4.2. Seuil de température de -35°C

IV.4.2.a. Échelle journalière

La corrélation journalière est de 0.83, pour un seuil de température à -35°C . la dispersion des points autour de la droite de régression est importante d'où la faible corrélation. Avec ce seuil, on a comptabilisé les nuages dont la température varie entre -35°C et -38°C , ce qui introduit une surestimation.

Nous constatons aussi que, plus le seuil de température croît, la fréquence d'apparition de nuages à sommets froids augmente et le taux de corrélation diminue. Donc le degré de dépendance entre le taux de corrélation et la fréquence d'apparition de nuages à sommets froids est fonction du seuil de température.

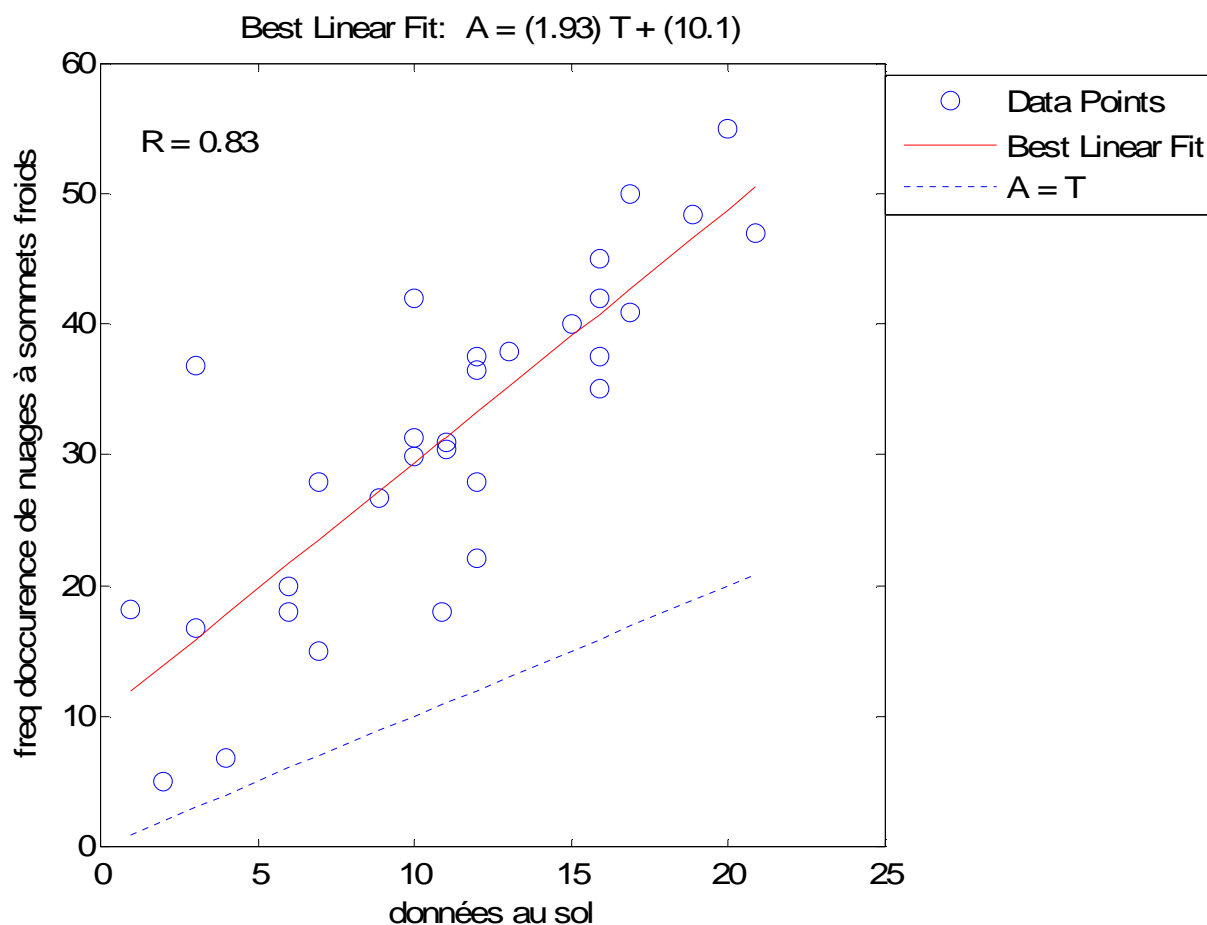


Figure IV.6. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle journalière, seuil de température -35°C)

IV.4.2.b. Échelle décadaire

Pour le même seuil de température et pour une échelle de temps décadaire, la corrélation passe à 0.864. Pour un seuil de température un peu plus élevé, nous remarquons une augmentation de fréquence d'apparition de nuages à sommet froid. La corrélation des données au sol et la fréquence d'occurrence de nuage à sommet froid pour un seuil de -35°C est en légère baisse par rapport celle obtenue pour un seuil à -38°C .

Donc le choix du seuil de température est un paramètre important dans l'estimation des précipitations.

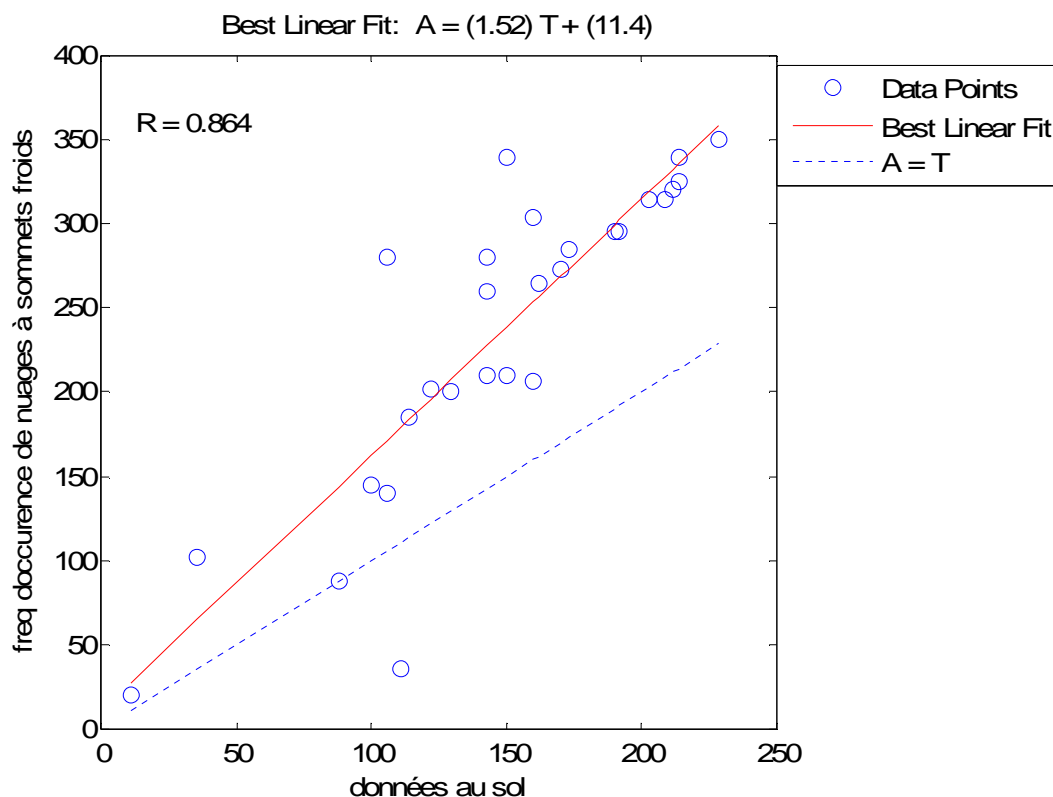


Figure IV.7. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle décadaire, seuil de température -35°C)

IV.4.2.c. Échelle mensuelle

Pour le même seuil de température et pour une échelle de temps mensuelle (Figure IV.8), nous remarquons une amélioration de la corrélation entre la fréquence d'apparition de nuages à sommet froid et les données disponibles aux stations pluviométriques (la corrélation obtenue est de 0.957). L'amélioration de la corrélation est caractéristique de la période d'étude.

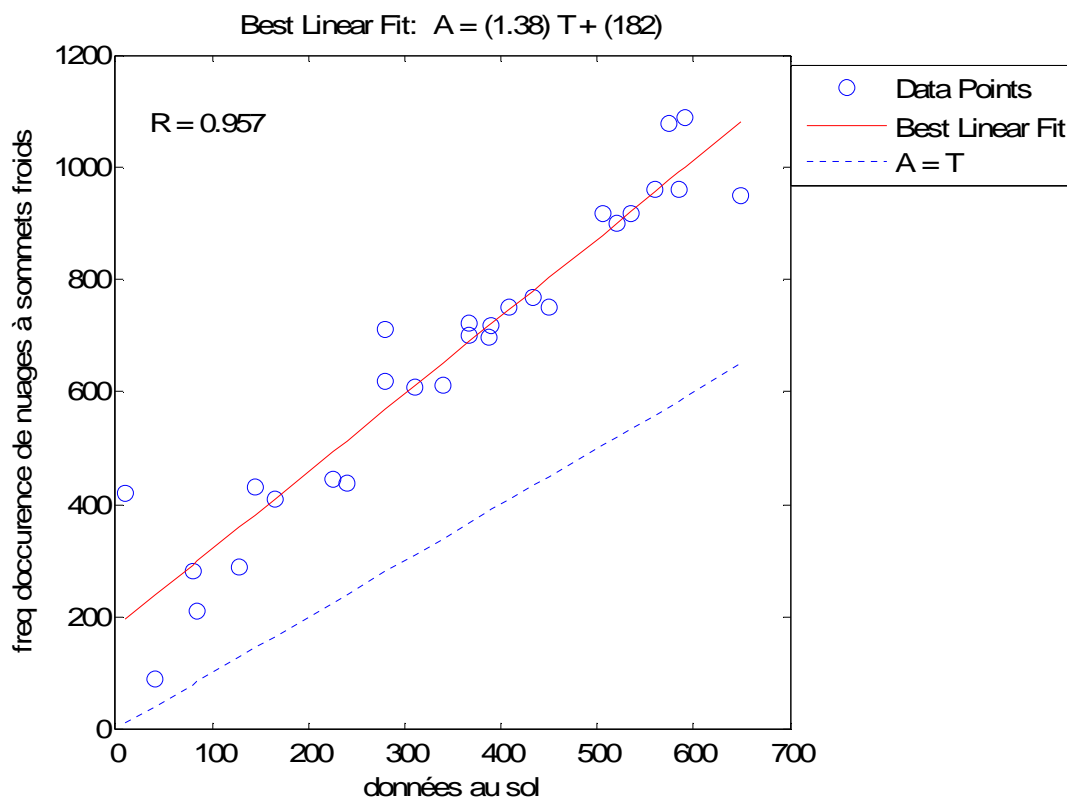


Figure IV.8. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle mensuelle, seuil de température -35°C)

IV.4.3. Seuil de température de -40°C

IV.4.3.a. Échelle journalière

Pour un seuil de température et pour une période d'étude d'une journée (Figure IV.9), une dispersion importante est observée autour de la droite de régression. La corrélation vaut 0.891. Dans ce cas, la baisse de la corrélation est due au fait que le seuil de température choisi est le plus bas, la fréquence d'apparition de nuages à sommet froid est minimale.

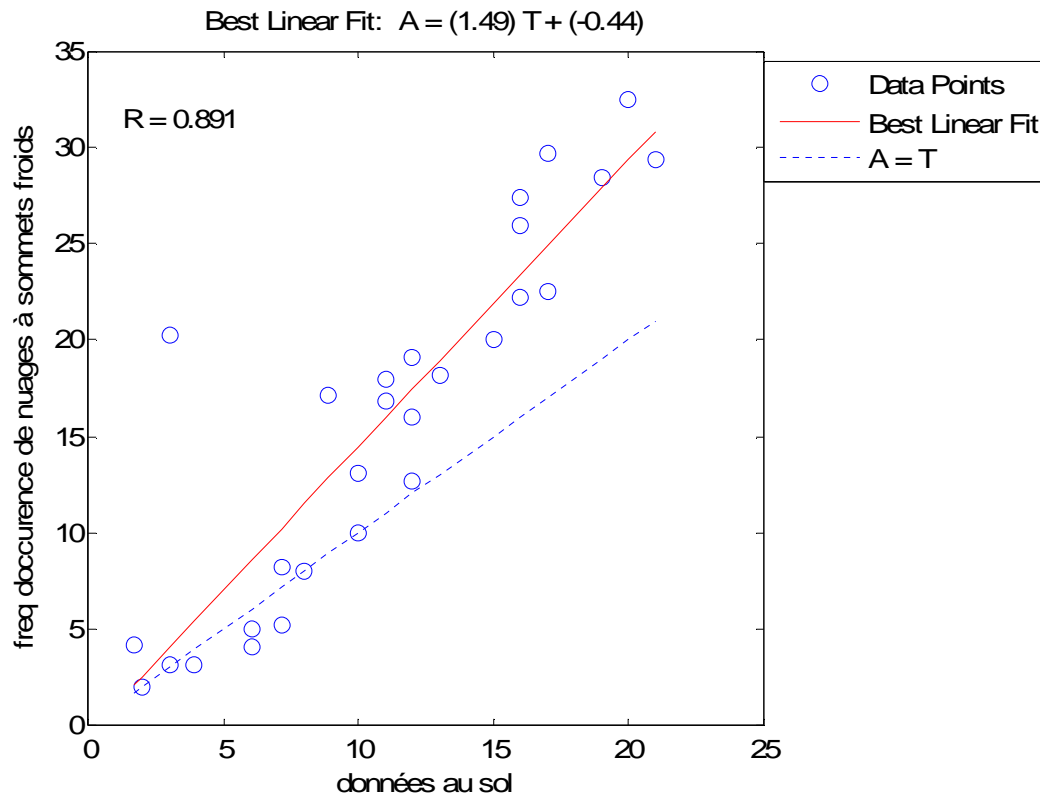


Figure IV.9. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle journalière, seuil de température -40°C)

IV.4.3.b. Échelle décadaire

La corrélation entre les données au sol et la fréquence d'apparition de nuage à sommet froid pour le seuil -40°C vaut 0.904, pour le même seuil de température et dans le cas d'une échelle décadaire. On remarque une dispersion de points relativement importante autour de la droite de régression.

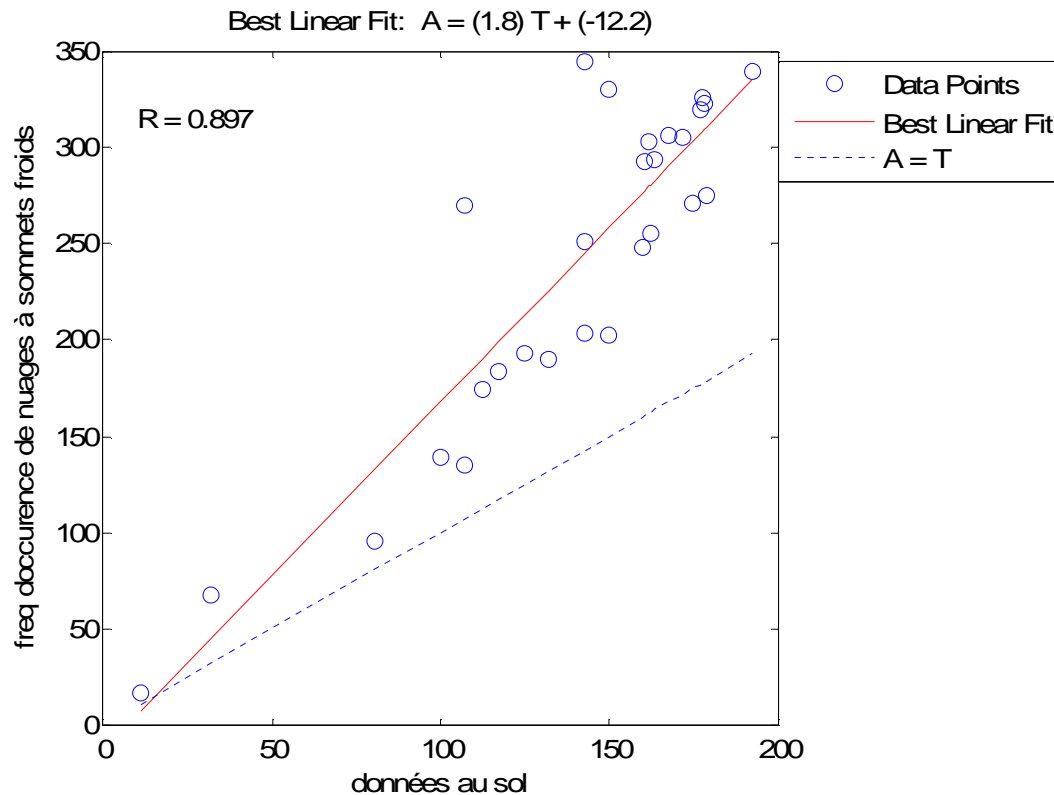


Figure IV.10. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle décadaire, seuil de température -40°C)

IV.4.3.c. Échelle mensuelle

Quoique le risque de la surestimation est présent pour ce seuil de température « -40°C », mais on remarque une amélioration de la corrélation pour cette échelle mensuelle par rapport à l'échelle décadaire, et à l'échelle journalière. Ceci est dû au fait que la période d'étude est longue.

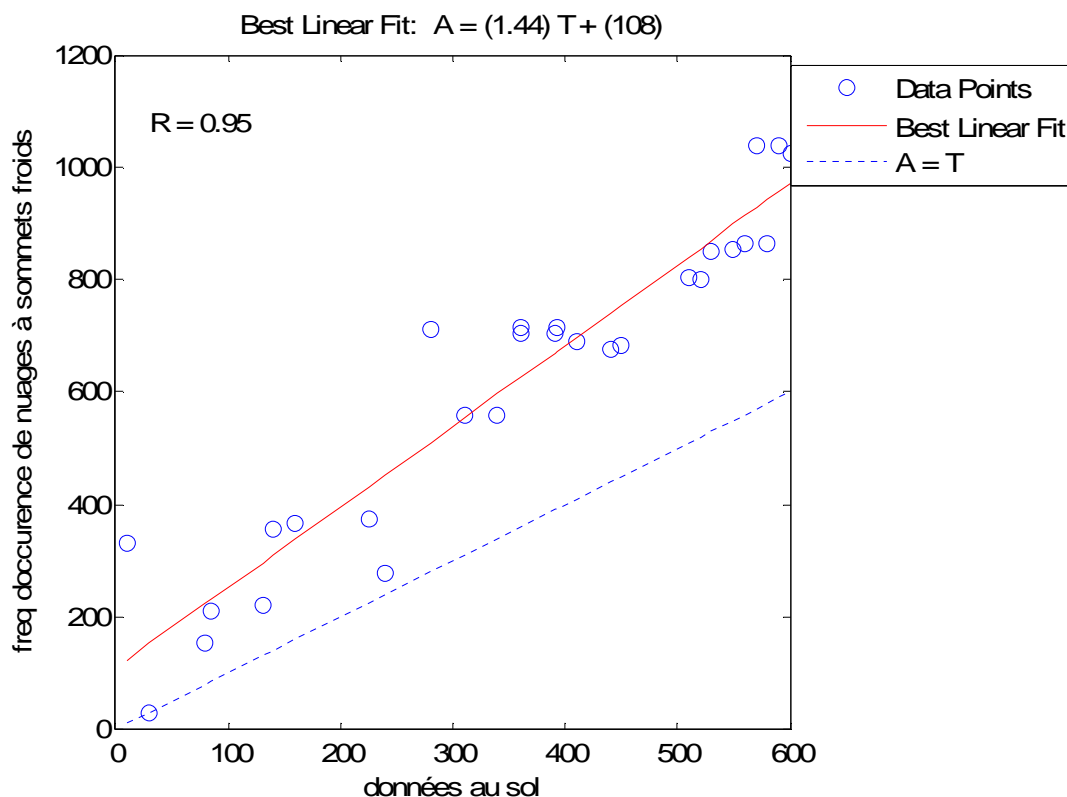


Figure IV.11. Régression linéaire entre fréquence d'apparition de nuage à sommet froid et données sol (échelle mensuelle, seuil de température -40°C)

IV.5. Discussion

Cette méthode présente l'avantage d'estimer les précipitations en minimisant le risque de surestimer les nuages de glace non-précipitant tels que les cirrus, et ceci en choisissant un bon seuil de température de brillance infrarouge. Nous avons obtenu des résultats intéressants en appliquant notre méthode aux données satellitaires. Suite aux tests réalisés, nous constatons que le seuil « -38°C » conviens à une bonne estimation dans la zone d'étude choisie. En effet, les valeurs de corrélation obtenues sont les plus élevées et qui valent : pour l'échelle journalière 0.899, pour l'échelle décadaire 0.916 et pour l'échelle mensuelle 0.957. Il existe alors, une forte corrélation entre la fréquence d'occurrence de nuages à sommet froid (considérés pluvieux) et l'intensité des pluies reçues au sol.

Afin de bien exploiter les observations satellitaires pour optimiser notre méthode, il serait intéressant de mettre à notre disposition un nombre de stations beaucoup plus important que celui que nous avons utilisé.

Conclusion

L'étude du cycle de l'eau, est un sujet passionnant qui peut rapidement s'étendre sur des considérations très précises. Comme toutes les sciences, l'étude de l'hydrologie et en particulier du cycle de l'eau doit se faire par étape, allant du général au particulier. Les précipitations ont un facteur clé dans le cycle hydrologique cependant leur étude, a depuis toujours suscité un grand intérêt car les enjeux sont aussi importants que variés.

La détermination des taux de précipitations est rendue extrêmement compliquée par la forte variabilité spatio-temporelle ces dernières. Afin de compléter les mesures au sol faites à l'aide du pluviomètre de [Ramage.K], Des satellites météorologiques ont été lancés pour estimer les précipitations depuis l'espace. Ainsi, on reçoit des données sur les précipitations à différentes échelles spatio-temporelles sur l'ensemble du globe concernent de nombreuses applications telles que l'hydrologie.

De ce fait, l'exploitation des données satellitaires pour l'estimation des précipitations n'a cessé de croître ces dernières années : [Dubreuil. V., Jallet.A., Ronchail. J and Maitelli. G., 2004], [Xie et Arkin, 1995]. Ces expériences ont donné lieu à plusieurs programmes internationaux de recherche tels que GPCP : Global Precipitation Climate Project [Wilkerson, 1988], CPC : Climate Prediction Center utilisant le GEOS Precipitation Index [Herman et al., 1997], EPSAT : Estimation des Précipitations par SATellite [Guillot et al., 1994] pour l'Afrique de l'Ouest, TAMSAT : Tropical Application in Meteorology using Satellite data [Thorne et a.,2001] et TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission [Viltard, Jobard and Chopin.,2005 ; Feidas et al., 2006] pour de nombreuses applications hydrologiques et météorologiques.

L'estimation des précipitations à partir de l'information fournie par la télédétection à mis en jeu la proposition de plusieurs méthodes et techniques. Ces méthodes sont classées selon le spectre de données utilisées, en trois groupes à savoir les méthodes visibles-infrarouges (VIS-IR), les méthodes micro-ondes (MO) et les méthodes combinées.

Les méthodes VIS-IR se composent de diverses méthodes de différents degrés de complexité, allant des méthodes en utilisant un seul paramètre tel que la méthode GPI-GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite, precipitation index) [Arkin and Meisner 1987] aux méthodes plus complexes telles que CST (Convective Stratiform Technique) [Adlerand Negri 1988]. Les méthodes VIS-IR supposent que les nuages avec des sommets

Conclusion

plus froids qu'un certain seuil sont précipitants et que le taux de précipitation est fonction du type de nuage. Les méthodes MO sont fondées sur une interaction plus directe entre le rayonnement MO et les précipitations. Quand au reste des méthodes, elles combinent différentes sources de données, et principalement les données IR et MO, tirent profits des avantages des deux types de méthodes mono-source.

La méthode que nous avons adoptée constitue une alternative permettant de simplifier le recensement des nuages à partir des données IR. Le principe est de définir des valeurs de seuil pour les données utilisées, à partir desquelles les pixels des images IR sont considérés pluvieux. Le traitement consiste à comptabiliser sur chaque image, les pixels dont les comptes numériques indiquent des températures inférieures à un seuil préalablement défini pour le canal infrarouge, puis à cumuler les comptages réalisés sur des périodes à savoir, journalière, décadaire et mensuelles. Ces comptages sont d'abord confrontés aux données pluviométriques de même moment issues des stations météorologiques et nous en tirons une relation qui fournit les coefficients de l'estimation.

Cependant, notre mémoire est organisée comme suit :

Le premier chapitre est consacré à la présentation des satellites météorologiques.

Dans le deuxième chapitre, nous présenterons les principaux phénomènes météorologiques responsables de grandes parties de pluie.

Le troisième chapitre porte sur la description des méthodes d'estimation satellitaire des précipitations, appartenant aux trois groupes cités précédemment.

Dans le quatrième chapitre, nous donnerons le concept théorique de la méthode adoptée pour l'estimation des précipitations ainsi que les résultats de l'application de la méthode sur les données satellitaires.

Nous terminerons notre travail par une conclusion et ses perspectives.

BIBLIOGRAPHIE

- Adler. R. F and Negri. A. J., 1988 : A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, **27**, 30- 51.
- Adler. R. F., Negri. A. J. and Hakkarinen. I. M., 1991: Rain estimation from combining geosynchronous IR and low-orbit microwave data. *Global Planet. Change*, **90**, 87–92.
- Ba. M and Gruber A., 2001: GOES Multispectral Rainfall Algorithm (GMSRA). *Journal of Applied Meteorology.*, 40, 1500–1514.
- Bergès. J. C., Chopin. F and Bessat. F, 2005: satellite based downscaling algorithm for rainfall estimation, PRODIG, Université Paris 1, Paris 75005, France, 1-6.
- Dubreuil. V., Jallet. A., Ronchail. J and Maitelli. G., 2004 : Estimation des précipitations par télédétection au Mato Grosso (Brésil). *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol 1, 2004.
- Grassotti. C and Garand. L., 1994 : Classification-Based Rainfall Estimation Using Satellite Data and Numerical Forecast Model Fields, *J. Appl. Meteo.*, 33, 159-178.
- Domenico Cimini, Frank S. Marzano, Gianfranco Vulpiani, Graziano Giuliani, Pier Paolo Alberoni, Vincenzo Levizzani and Joseph F. Turk : Rainfall mapping by satellite microwave-infrared radiometric data merging: applications to case studies over central Italy.
- Griffith. C. G., Grube. P. G., Martin. D. W., Stout. J and Sikdar. D. N., 1978: Rainfall estimation from geosynchronous satellite imagery, visible and infrared studies. *Monthly Weather Review*, **106**, 1153-1171.
- Grody. N. C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), *J. Geophys. Res.*, **96**, 7423-7435.
- Guillot B., 1988: Projet EPSAT: Estimation des pluies par satellite. La télédétection satellitaire dans les programmes interdisciplinaires: objectifs, méthodes, résultats, perspectives. 357-365.
- Guillot. B., 1990 : L'utilisation des satellites météorologiques pour l'estimation de la pluie en zone sahélo-soudanienne au centre de météorologie spatiale de Lannion. *Atlas des îles et Etats du pacifique sud. ORSTOM Actualités.*, pp I-IV.
- Herman. A., Kumar. V. B., Arkin. P. A and Kousky, 1997: Objectively determined 10-days African rainfall estimates created for famines early warning systems ; *International Journal of Remote Sensing*, vol.**18**, pp. 2047-2060.
- J. MASSONS, D. DOMINGO, et J. GRAU : Laboratory of remote sensing and applied physics université de Rivoria i Virgili et l'Université polytechnique Catalunya , Barcelone,Espagne(*Reçu le 5 Avril 1996; révisé le 10 Juin 1996*)

Levizzani, V and Amorati, R., 2000 : A Review of Satellite-based Rainfall Estimation Methods, MUSIC – **M**ultiple-Sensor Precipitation Measurements, **I**ntegration, **C**alibration and Flood Forecasting.

Levizzani, V., 1998: Intense rainfall monitoring from geostationary satellites. *Prepr. 9th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography*, AMS, 327-330.

Marzano F.S., Massimo Palmacci, Graziano Giuliani and Francis Joseph, 2004: Multivariate Statistical Integration of Satellite Infrared and Microwave Radiometric Measurements for Rainfall Retrieval at the Geostationary Scale. *IEEE transactions on GEOSCIENCE and remote sensing*, **42(5)**, 1018-1032.

Nauss. T and Kokhanovsky. A. A., 2007 : Assignment of rainfall confidence values using multispectral satellite data at mid-latitude : first results. *Advances in Geosciences*, Copernicus GmbH on behalf of the European Geosciences Union.

Porcú, F. and Levizzani, V.(1992) 'Cloud classification using METEOSAT VIS-IR imagery', *International Journal of Remote Sensing*, 13: 5, 893 — 909*

Ramage. K., 2002 : Contribution à l'estimation des précipitations et à la caractérisation des nuages en Afrique de L'Ouest à partir des observations des satellites METEOSAT et TRMM. Thèse de Doctorat de l'université Paris 7- Denis Diderot, France.

Rosenfeld. D et Lensky. I. M., 1998: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2457–2476.

Selami, N et al., 2007 : Etude des Structures Nuageuses, JIG'2007- 3èmes Journées Internationales sur l'Informatique Graphique 195- 201.

<http://www.meteo.fr>

<http://rsd.gsfc.nasa.gov/goes>

<http://www.met.fsu.edu/explores/IMAGE-IN/image-in.html>

<http://fr.wikipedia.org/wiki/Nuage>

Liste des Abréviations

MSG : Meteosat seconde generation
MVI : Microwave Visible Infrared
MW/MO : Microwave / Micro-ondes
NASA : National Aeronautics and Space Administration
NASDA : National Space Development Agency of Japan
NCEP : National Center for Environmental Prediction
NOAA : National Ocean and Atmosphere Administration
NPD : Normalized Polarization Difference
NWP : Nowcast Weather Prediction
OMM : Organisation Météorologique Mondiale
PCT : Polarization Corrected Temperature
PR : Precipitation Radar
RACC : Rain And Cloud Classification
SEVIRI : Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager
SI : Scattering Index
SSM/I : Special Sensor Microwave Imager
TB : Température de Brillance / Brightness Temperature
TMI : TRMM Microwave Imager
TIROS : Television InfraRed Observation Satellite
TOGA : Tropical Ocean Global Atmosphere
TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission
UAGPI : Universally Adjusted GPI
UIT : Union Internationale des Télécommunications
VIS : Visible
WV :water vapor (vapeur d'eau)
VISSR : Visible Infrared Spin Scan Radiometer