

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

Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention Du Diplôme de Master en Électronique

Option: Réseaux et Telecommunications

Thème

**Estimation des précipitations par une
méthode basée sur les propriétés
optiques et microphysiques des
nuages à partir de satellite MSG**

Proposé et dirigé par :

M^r LAZRI Mourad

Réalisé par :

M^{elle} BENGRICHE Ourida

M^{elle} HAMICHE Fatiha

2013/2014

Remerciements

Nous remercions le bon DIEU de nous avoir donné le courage et la force de mener à terme notre travail.

Nous tenons à remercier vivement notre promoteur Monsieur LAZRI qui nous a confié ce travail et a contribué à sa réalisation.

Nous remercions aussi, Monsieur REZAGUI de l'office National de la Météorologie pour ces longues heures de discussion qui nous ont permis de bénéficier de sa riche expérience dans le domaine météorologique

Nos remerciements les plus distingués vont également à Monsieur MOKHTARI de l'Office National de la Météorologie pour son aide qui nous a été très précieuse.

Nos remerciements vont aussi à l'ensemble professoral qui a contribué à notre formation, nous leur signifions notre reconnaissance pour les efforts qu'ils consentent à la formation des générations et dans la contribution au développement du pays.

Nous espérons que ce modeste travail trouvera auprès du président et membres du jury ainsi que tout le corps professoral toute l'indulgence et la compréhension.

Enfin nous tenons à remercier tous ceux et toute celle qui nous ont porté d'aide de près et de loin.

Table des matières

Table des matières

Glossaire

Liste des figures

Liste des tableaux

INTRODUCTION..... 1

Chapitre I.....5

Les précipitations dans la région méditerranéenne 5

I.1 Préambule 6

I.2 Origine et caractéristiques des précipitations 7

I.3 Types des précipitations.....9

I.3.1. Les précipitations convectives 9

I.3.2. Les précipitations orographiques 12

I.3.3. Les précipitations frontales 12

I.4 Organisation spatiotemporelle des phénomènes météorologiques 14

I.4.1. L'échelle globale..... 15

I.4.2. L'échelle synoptique 15

I.4.3 La méso échelle..... 15

I.4.4 L'échelle aérologique..... 15

I.4.5. La micro échelle..... 15

I.5. Les systèmes convectifs de méso-échelle 16

I.6. Propriétés radiatives des précipitations et des nuages 17

I.7 Discussion 19

Chapitre II 20

Instruments de mesure des précipitations 20

II.1. Préambule	21
II.2. Instruments de mesures directes des précipitations	21
II.2.1. Le pluviomètre.....	21
II.2.2. Le pluviomètre enregistreur.....	22
II.2.2 .1. Description.....	22
II.2.2 .2. Principe de pluviographe à augets	22
II.2.2 .3. Source d’erreurs associées aux mesures pluviométriques	24
II.3. Instruments de mesures indirectes des précipitations.....	25
II.3.1. Le radar météorologique.....	25
II.3.1.1. Principe de fonctionnement RADAR	26
II.3.1.2. Principe de la mesure.....	27
II.3.1.2.1. L’équation du radar pour la mesure des précipitations.....	27
II.3.1.2.2. Modèles de diffusion - Facteurs de réflectivité radar	30
II.3.1.2.3. Facteur de réflectivité radar	31
II.3.1.2.4. Facteur de réflectivité radar équivalent	32
II.3.1.2.5. Du facteur de réflectivité RADAR au taux de précipitation ..	33
II.3.1.3. Sources d’erreurs associées aux mesures RADAR	34
II.3.2. Les satellites météorologiques.....	37
II.3.2 .1. Satellites géostationnaires.....	38
II.3.2.2. Les satellites polaires.....	40
II.3.2.3. Les satellites METEOSAT de première génération	41
II.3.2.4. Les satellites METEOSAT seconde génération	42
II.3.2.4.1. Collecte et transmission des images MSG	45
II.3.2.4.2. Les formats d’images MSG	47
II.3.2.4.3. Types d’images.....	48
II.4. Discussion.....	49

Chapitre III.....	50
Méthodes d'estimations des précipitations par satellites.....	50
III.1. Préambule	51
III.2. Méthode Infrarouge.....	51
III.2.1. Méthode d'indice de nuage	53
III.2.1.1. Méthode de Bristol	53
III.2.1.2. Méthode de NESS.....	54
III.2.2. Méthode EPSAT (Estimation des Precipitation par Satellite).....	55
III.2.3. Meteoccd	56
III.2.4. Cycle de vie des nuages et précipitations.....	57
III.2.4.1. Méthode de Stout, Martin, skidar.....	57
III.2.4.2. Méthode de Griffith et Woodeley	58
III.2.4.3. Méthode de Scofield et Oliver.....	59
III.2.5. Méthode statistique et physique	60
III.2.5.1. Méthode de Lovejoy et Austin	61
III.2.5.2. Méthode de Gruber.....	62
III.2.5.3. Méthode de Grid History.....	63
III.2.6. La méthode GPI	64
III.2.7. La Méthode TAMSAT	65
III.2.8. La méthode LANNION.....	66
III.2.9. Avantages et inconvénients des techniques Infrarouges	67
III.3. Méthode multi spectrales.....	67
III.3.1. Avantages et inconvénients de la technique multi spectrale	70
III.4. Discussion	70

CHAPITRE IV	72
Estimation des précipitations par satellites	72
IV.1. Préambule.....	73
IV.2. Présentation de la région d'étude et des données	73
IV.2.1. Présentation du site	73
IV.2.2. données Satellite, radar et pluviomètres	74
IV.2.2.1. Données du satellite MSG.....	74
IV .2.2.2. Données du radar météorologique.....	77
IV .2.2.3. Données pluviographiques	79
IV.3. Méthodologie	79
IV.3.1. Différenciation d'intensité de précipitations à partir de données radar	80
IV.3.2 Paramètres spectraux utilisés pour classifier les intensités des précipitations	82
IV.3.3. Détermination de probabilité de classification.....	84
IV. 3.4. Détermination de taux des précipitations.....	86
IV.4.Résultats	86
IV.4.1. Les résultat de la classification des précipitations et évaluation de la performance	86
IV.4.1.1. Cas d'une seule situation des précipitations	87
IV.4.1.2. Application aux situations des précipitations observées entre novembre 2010 et mars 2011	92
IV.4.2. Résultats d'estimation des précipitations et évaluation	95
Conclusion.....	101
Annexe A	
Annexe B	
Bibliographie	

Liste des figures

Figures I.1: le bassin méditerrané.....	6
Figure I.2 : Composants des nuages.....	8
Figure I.3 : Orage au stade de maturité	9
Figure I.4 : Cycle de vie d'une cellule convective selon le modèle Byers-Brah	10
Figure I.5 : Schéma d'un orage multicellulaire.....	11
Figure I.6 : Précipitations orographiques	12
Figure I.7 : Les fronts chauds et froids.....	13
Figure I.8 : Relation entre les échelles spatio-temporelles.....	14
Figure I.9 : Système Convectif de Mésos- échelle (MCS)	16
Figure II.1 : principe du pluviomètre	21
Photo II.1.a : un pluviomètre.....	21
Figure II.2 : principe de fonctionnement d'un pluviographe à augets basculants.....	23
Figure II.2.a : détail du mécanisme des augets	23
Figure II.3 principe de fonctionnement de radar météorologique.....	27
Figure II.4 : Gamme de longueurs d'onde et fréquences des RADAR météorologiques dans le spectre électromagnétique	35
Figure II.5 : Principales sources d'erreur dans la mesure RADAR.....	37
Figure II.6: Meteosat et d'autres satellites en orbite géostationnaire	39
Figure II.7 : Couverture des satellites météorologiques géostationnaires (source EUMETSAT.	

[Eumet]).....	39
Figure II.8 : Caractéristiques de l'orbite d'un satellite à défilement	40
Figure II.9 : Le satellite METEOSAT	41
Figure II.10 : Satellite <i>MGS-1</i> (source EUMETSAT).....	43
Figure II.11 : principe de prise d'image par le SEVIRI.....	46
Figure III.1 : Situation de différentes cibles dans la gamme des comptes numériques du canal infrarouge	52
Figure III.2 : Image Infra rouge prise le 27/1994 à 13heures.....	52
Figure III.3 : Image Infra rouge NOAA	52
Figure IV.1 : La position du radar météorologique de Sétif et sa couverture (Un rayon de 250 Km).....	73
Figure IV.2 : Les fréquences d'apparition des différentes classes de la situation des précipitations du 3 Janvier 2011 à 14:00 UTC.....	88
Figure IV.3 : Intensité de la pluie délimité (une) image BT10.8 pour la situation du 3 Janvier 2010 à 14h00 UTC (b) image radar prétraitée pour la situation du 3 Janvier 2010 à 14h00 UTC (c) de l'intensité des pluies détecté par radar et SEVIRI	92
Figure IV.4 : Fréquences d'occurrence des différentes classes au cours de la période de validation (de novembre 2010 à mars 2011).....	93
Figure IV.5 : comparaison entre les estimations mensuelles par satellite et données de validation mesurées par le pluviomètre pour la saison des pluies 2010/2011 dans nord de l'Algérie	96

Liste des tableaux

Tableau II.1 : les satellites météo-sat de première génération.....	42
Tableau II.2 : Les canaux de MSG.....	44
Tableau .IV.1 Valeurs des constantes ν_c , A et B en fonction des canaux infrarouges	76
Tableau IV.2 Valeurs des constante I dépendant du canal.....	76
Tableau IV.3 Caractéristiques du radar de Setif	77
Tableau IV.4. Différentes intensités des précipitations selon le modèle conceptuel Houze (1993) et les réflectivités radar correspondantes.....	81
Tableau IV.5 Matrice de probabilité appropriée pour nuit	85
Tableau IV.6 Matrice de probabilité appropriée pour la journée.....	85
Tableau IV.7 Nombre de pixels par classe observées par le radar et identifiés par le satellite pour la situation instantanée de précipitations du 3 Janvier 2011 à 14:00 UTC.....	87
Tableau IV.8 Table de contingence pour la discrimination de pluie convective/stratiforme	88
Tableau IV.9 Les résultats du régime développés pour les six classes 1-6 sur la base de la situation instantanée de précipitations du 3 Janvier 2011 à 14:00 UTC	91
Tableau IV.10 Nombre de pixels dans chaque classe observé par le radar et identifié par le satellite	93
Tableau IV.11 Résultats des paramètres statistiques pour les six classes 1-6.....	94
Tableau IV.12 Statistiques associées aux techniques développées	98

Glossaire

A

AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer

B

BT: brightness temperature

C

CCD: Cold Cloud Duration

CGMS: Coordination Group for Meteorological Satellites

CM-SAF: Satellite Application Facility on Climate Monitoring

CPC: Climate Prediction Center

CPP: Cloud Physical Properties

CS-RADT: Convective/Stratiform Rain Area Delineation Technique

CTT: Cloud Top Temperature

CWP: Cloud Water Path

E

EPSAT: Estimation des Précipitations par Satellite

EUMETSAT: European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites

G

GERB: Geostationary Earth Radiation Budget experiment

GOES: Geostationary Operational Environmental Satellite

GPCP: Global Precipitation Climate Project.

GPI: GOES Precipitation Indexe

H

HRIT: High Rate Information Transmission

HRV: High Resolution Visible

I

IR: InfraRed

IWC: Ice Water Content

L

LRIT: Low Rate Information Transmission

LWC: Liquid Water Content

M

MCS: Mesoscale Convective System

MO: Micro-ondes

MSG: Meteosat Second Generation

N

NIR: Near InfRared

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

O

OMM : Organisation Météorologique Mondiale.

P

PPI: Plan Position Indicator.

R

RADAR: RADio Detection And Ranging

RHI: Range Height Indicator

S

SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager

T

TAMSAT: Tropical Application in Meteorology using SATellite

V

VIS: Visible

W

WEFAX: WEather Facsimile

WV: Water Vapor

Résumé :

Dans ce travail, nous présentons une méthode basée sur les probabilités de classification des intensité des précipitations pour l'estimation des précipitation à partir des données (Météosat Seconde Génération / Spinning Enhanced visible and infrared imageur) (MSG- SEVIRI). Notre méthode utilise plusieurs paramètres spectraux de SEVIRI qui fournissent des informations sur les propriétés optiques et microphysiques ainsi que la température des sommets des nuages . La méthode présentée est développée et formé pour le nord de l'Algérie. L'évaluation de notre méthode est réalisée en utilisant les données de radar pour la saison pluvieuse à partir de Novembre 2006 jusqu'à Mars 2007. Les comparaisons entre les évaluations de satellite et les données mesurées déterminent les taux de précipitations qui sont assignés selon les différents processus de la formation des précipitations.

Mots clés : Estimation ; satellite météorologique ; SEVIRI ; précipitations ; la température de brillance ; nuage ; radar ; pluviomètre

Introduction générale

INTRODUCTION

L'estimation des précipitations à partir des données de satellite météorologique est l'un des sujets les plus intensément étudié par les météorologistes et les hydrologistes. La problématique consiste à établir, à des hautes résolutions, des cartes de cumul de précipitations en exploitant la couverture satellitaires, qui sont largement utilisées par les services hydrologiques. Il s'agit donc de trouver une relation entre les précipitations et les caractéristiques des nuages observés par les satellites.

Les principales méthodes permettant d'estimer les précipitations par satellite dans les régions tropicales où les précipitations sont essentiellement générées par des cellules convectives sont basées essentiellement sur la température des sommets des nuages (e.g. Gruber, 1973 ; Arkin et Meisner 1987; Marrocu et al., 1993, Levizzani et al., 2002 ; Adler and Negri, 1988; Tarruella et Jorge, 2003 ; R Amorati, et al, 2000) ou Cold Cloud Durations (CCD) (Huffman et al. 2001 ; Grimes et al, 1999 ; Arkin 1979 ; Lovejoy et Austin, 1979 ; Bellon et al. 1980; Scofield et Oliver, 1977). Dans les régions extratropicales où les précipitations sont issues de systèmes stratiformes, l'identification des nuages précipitants ne peut pas se faire à l'aide de leur température de brillance, car ce type de nuages est caractérisé par des températures relativement chaudes à leur sommet et une répartition spatiale plus homogène, qui ne diffèrent pas significativement entre les nuages précipitants et non précipitants (Amorati, et al, 2000; Thies et al, 2008; feidas et al, 2008 ; Levizzani et al. 2001; Levizzani et al. 1990; Levizzani 2003). Pour une évaluation fiable des précipitation dans les régions extratropicales, des techniques basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages ont été développées (e.g. 2003a,b ; Lensky et al, 2002, 2007 ; Nakajima et King, 1990 ; Nauss¹ and A. A. Kokhanovsky, 2006).

Par conséquent, plusieurs méthodes ont été développées pour estimer les précipitations pour les cyclones extratropicaux, sur la base de l'épaisseur optique des nuages et un rayon efficace des particules (tel rapporté par Lazri et al, 2013a; 2013b; 2014;. Thies et al, 2008a, b; 2010; Nauss et Kokhanovsky 2006). Dans la littérature, des efforts ont été fournis pour

valider les estimations de précipitations à partir des propriétés microphysiques et optiques des nuages (Kühnlein et al 2014; Roebeling et al 2008 ; Lazri et al, 2014).

L'arrivée de satellite MSG a considérablement amélioré l'information multispectrale sur nuages. En effet, l'utilisation simultanée de ses paramètres spectraux fournit des informations sur des propriétés optiques et microphysiques des nuages. Les résultats présentés par Roebeling et al. (2008) montrent que l'épaisseur optique des nuages et le rayon efficace peuvent être estimés avec une grande précision à partir de Spinning Enhanced Visible InfraRed Instrument (SEVIRI)/ Météosat Seconde Génération (MSG).

Dans ce contexte, Lazri et al. (2013a) a développé une technique permettant de séparer et d'estimer les zones des précipitations convectives et stratiformes (CS-RADT) dans la région méditerranéenne. La technique d'estimation des précipitations par satellite utilise les données de MSG SEVIRI. Elle s'appuie sur le modèle conceptuel que les nuages précipitant sont caractérisées par une combinaison de particules qui sont assez grandes pour tomber, une extension verticale suffisante, et l'existence de particules de glace dans la partie supérieure du nuage. En d'autre terme, il est basé sur les différents paramètres spectraux de SEVIRI qui fournissent des informations sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages, permettant de distinguer entre des nuages stratiformes et convectifs, d'une part, et l'estimation des précipitations d'autre part.

Cette méthode est appliquée et validée au nord de l'Algérie. Pour cette région d'étude, elle a donné des résultats encourageants et a montré une nette amélioration pour les techniques d'estimation IR existantes. Cependant, cette méthode ne distingue que deux classes de précipitation; précipitations convectives (fortes précipitations) et précipitations stratiformes (pluie modérée). Alors qu'une différenciation entre les intensités de précipitations est primordiale pour de nombreuses applications.

Pour estimer les précipitations d'une façon plus précise, les zones de précipitation dans la région méditerranéenne doivent être divisées en sous-zones en fonction les intensités de précipitations. Une combinaison d'informations VIS-IR appropriée pour les procédés de précipitation convective et l'utilisation des informations des propriétés optiques et microphysiques des nuages permet une délimitation correcte des zones des précipitations advectives-stratiformes (liées à l'advection).

L'objectif de ce travail est de fournir une meilleure estimation des précipitations comparée à la méthode CS-RADT en utilisant la séparation des processus de précipitation et la division en sous-zones de différentes intensités de précipitations. Quant à la technique développée par Lazri et al (2013a), la méthode est développée et adaptée pour une région spécifique qui est le nord de l'Algérie. Il convient de noter que les paramètres d'étalonnage déterminés ici sont adaptés aux conditions géo-climatiques de la région et de ce fait ils ne sont valables que pour cette région. Les limites de ce présent travail seront discutées dans la conclusion.

Le mémoire est organisé en quatre chapitres :

Dans le premier chapitre, nous décrivons les précipitations dans la région méditerranéenne.

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation des instruments de mesure de précipitations.

Le troisième chapitre contient un aperçu général sur les différentes méthodes d'estimation des précipitations

La méthode développée est décrite dans le quatrième chapitre.

A la fin du mémoire, nous donnons une conclusion, deux annexes et une bibliographie.

Chapitre I

Les précipitations dans la région méditerranéenne

I.1 .Préambule

Les bouleversements climatiques qui se produisent actuellement un peu partout dans le monde, se traduisent par diverses catastrophes comme par exemple la sécheresse, des orages violents, des inondations, des ouragans et des tsunamis. En Algérie, ce genre de perturbation atmosphérique est fréquemment observé à plus petite échelle. Ce sont des tornades et des orages violents accompagnés de pluies torrentielles, comme celles qui ont dévasté Bab-El Oued à Alger en 2001 et la région de Ghardaïa dans le sud algérien en 2008. Ces changements du climat sont liés au réchauffement de la Planète dont l'effet actuel est aussi de perpétuer les canicules, de contribuer à la pénurie en eau et d'accentuer la désertification des zones arides. La prévision des phénomènes atmosphériques qui causent de telles catastrophes, s'avère indispensable pour se prémunir des dégâts qu'ils peuvent causer.



Figure 1.1 Le bassin méditerrané

L'Algérie est un pays de la zone subtropicale du Nord africain. Son climat est très différent entre les régions (Nord-Sud, Est-Ouest). Il est de type méditerranéen sur toute la frange nord qui englobe le littoral et l'atlas tellien (étés chauds et secs, hivers humides et frais), semi aride sur les hauts plateaux au centre du pays, et désertique dès que l'on franchit la chaîne de l'atlas saharien.

En Algérie les précipitations sont caractérisées par une variabilité spatio-temporelle très marquante. La tranche de pluie annuelle décroît à mesure que l'on avance vers le sud et tombe à moins de 100 mm au sud de l'atlas saharien, cette valeur étant habituellement considérée comme marquant le début du désert. A la décroissance des pluies du Nord au Sud se superpose une décroissance de l'Est à l'Ouest.

Les bordures Nord Centre et Est reçoivent en moyenne des quantités annuelles de précipitations variant entre 600 et 1150 mm. Elles sont de ce fait plus arrosées que le reste du pays. Les bordures Nord Ouest par exemple enregistrent des totaux annuels moyens de l'ordre de 250 à 500 mm.

I.2 Origine et caractéristiques des précipitations

La formation des systèmes nuageux est un phénomène lié aux mouvements verticaux de l'air et aux changements d'état de l'eau présente dans l'atmosphère. Au cours du soulèvement d'une particule d'air chaud et humide, les transformations subies par le mélange d'air et d'eau entraînent la saturation progressive de l'air et la condensation de la vapeur d'eau, celle-ci se traduisant par l'apparition des gouttelettes de nuage autour de microparticules hygroscopiques, les noyaux de condensation (voir l'annexe A). Ce processus est à l'origine de la formation de la plupart des nuages, au sein desquels des précipitations peuvent se déclencher (Triplet et Roche, 1986 ; Rogers et Yau, 1989).

Pour qu'il y ait des précipitations au sol, le nuage doit être suffisamment alimenté en humidité par les basses couches pour permettre l'instabilité des gouttelettes et leur transformation en gouttes suffisamment grosses pour chuter.

Lors de la formation des nuages et des précipitations, différents mécanismes microphysiques agissent de façon plus ou moins accentuée, tels que la collision, la coalescence, la collection, l'éclatement ou encore l'évaporation des gouttelettes avant d'atteindre le sol.

Selon Roux (1991), la quantité totale de précipitations en un endroit donné dépend de trois facteurs principaux : la source, qui est la quantité d'humidité de l'air instable alimentant l'orage, le moteur qui est l'intensité des courants ascendants, et la durée du phénomène au dessus de la zone concernée.

Les principales formations nuageuses sont : les nuages de refroidissement isobarique (brouillards), ceux dus à une détente adiabatique (nuages à développement vertical ou de type stratiforme selon le type de convection), ceux dus à un accroissement d'humidité (nuages d'advection). On peut donc espérer accéder à des informations sur les précipitations en observant les différents nuages par télédétection (surtout pour les nuages à développement vertical). La figure ci-dessous présente les compositions des nuages ;

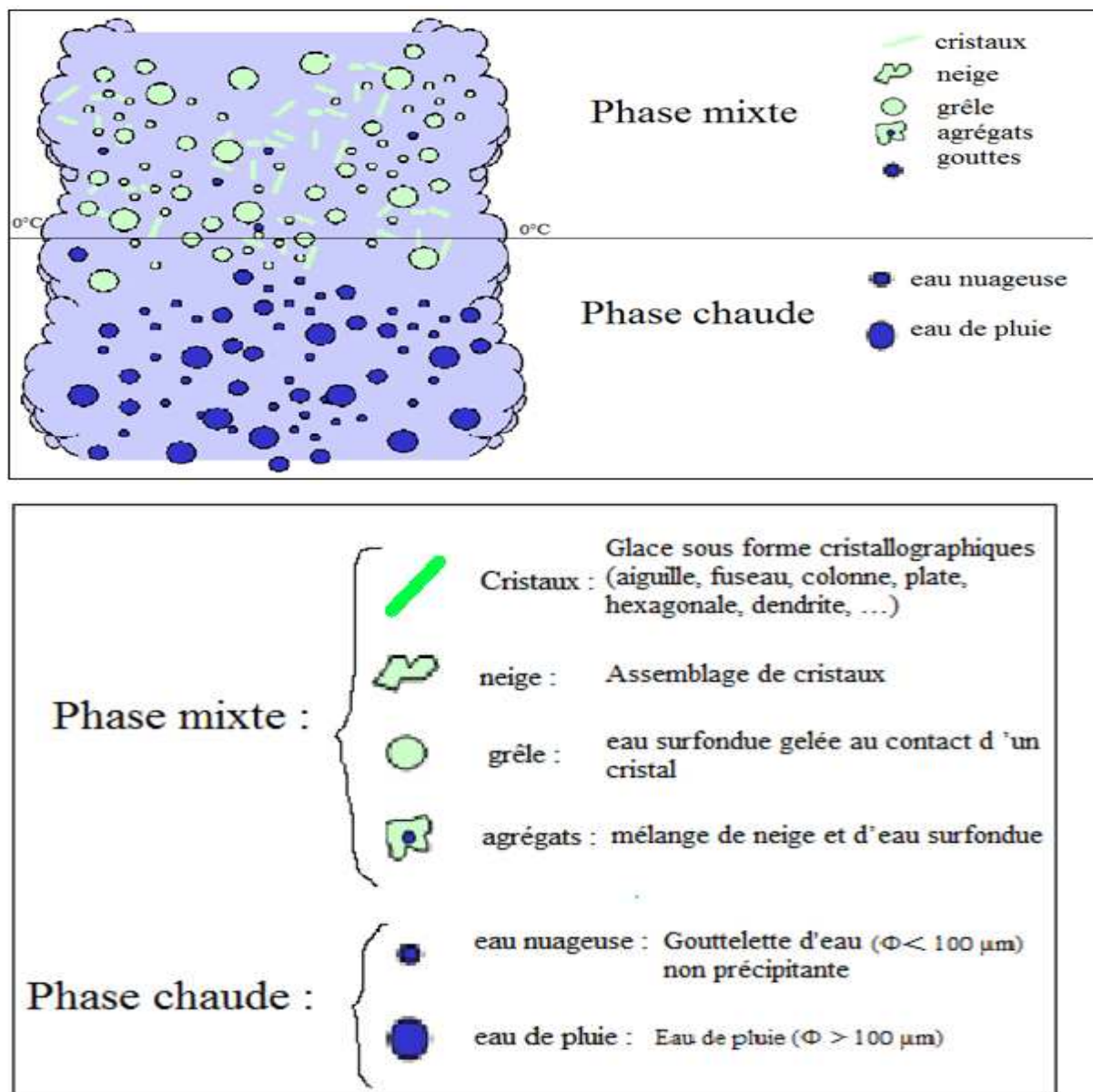


Figure 1.2. Composants des nuages

I.3 Types de précipitations :

Les mesures radars ont montré que les précipitations pouvaient être séparées en une partie convective et en une partie stratiforme (Houze [1977], McAnelly et Cotton [1989], Houze [1993]). Les régions convectives consistent en des colonnes d'ascendance s'étendant verticalement sur toute ou partie de la troposphère et présentant des précipitations intenses. La région stratiforme est une région en partie produite par la dissipation des cellules convectives et produisant des précipitations plus uniformes et moins intenses que dans les régions convectives

I.3.1. Les précipitations convectives :

L'ascendance de particules d'air humide lors du réchauffement de la surface du sol est à l'origine des phénomènes météorologiques de type convectif. En effet, le flux de chaleur solaire qui déclenche la convection thermique et l'ascendance des particules dans une atmosphère instable peut provoquer la saturation de l'air et donner naissance à des cellules convectives, éléments de base des systèmes orageux.

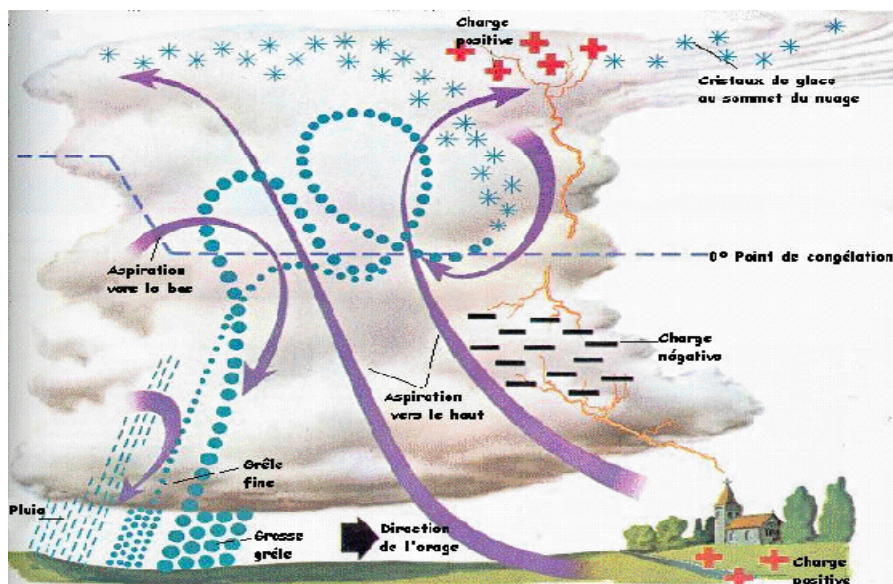


Figure 1.3. Orage au stade de maturité

Le cycle de vie des cellules convectives se décompose en trois phases (voir la figure 1.6): La phase de développement où les mouvements ascendants dominent le nuage, la quantité d'eau contenue dans le nuage croît mais les gouttelettes nuageuses sont trop petites pour précipiter.

La phase de maturité ; les mouvements ascendants et descendants sont présents en sein de nuage, on observe l'apparition des précipitations qui sont entrainent de l'air vers le bas, les plus fortes intensités des précipitations sont observées au sol.

La phase de dissipation ; l'alimentation du nuage est coupée par le flux d'air descendant, les précipitations faiblissent et seuls les mouvements vers le bas subsistent au sein du nuage jusqu'à sa disparition.

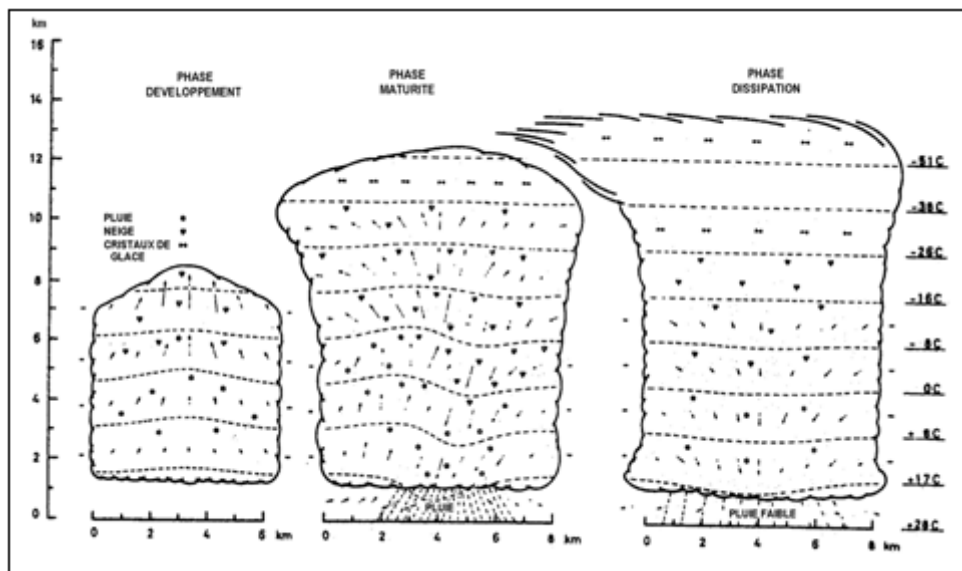


Figure 1.4. Cycle de vie d'une cellule convective selon le modèle Byers-Braham. La circulation de l'air et les différentes formes de précipitation rencontrées au sein du nuage sont indiquées (d'après Chisholm, 1973 ; cité dans Rogers et Yau, 1989)

Les nuages convectifs sont généralement des nuages denses aux contours nets. Les précipitations observées sous la partie active des cellules convectives sont généralement caractérisées par de fortes intensités, de courtes durées (moins d'une heure) et de faibles extensions spatiales (5 à 10 kilomètres de diamètre).

Les cellules convectives peuvent exister individuellement ou dans un ensemble plus ou moins structuré.

Il existe quatre catégories d'orages dont chacune regroupe différentes sous-catégories appartenant à la même famille:

Les orages supercellulaires : composés d'une cellule convective de très grande taille (20 à 50 km de diamètre à maturité) de longue durée de vie (dépassant parfois une heure) et de très forte intensité. Cellule autonome isolée ou incluse dans un système multicellulaire, et animée par un méso cyclone.

Les orages monocellulaires : ils sont formés d'une simple cellule observée tout au long de l'année car ils se forment même lorsque la masse d'air est faiblement instable. Ils durent rarement plus d'une heure car le courant descendant de l'orage va vite venir perturber le courant d'alimentation de celui-ci.

Les orages multicellulaires : composés de plusieurs cellules convectives à différents stades de leurs cycles de vie. La dissipation d'une cellule entraîne la formation d'une autre : les courants descendants qui se forment et leur propagation près du sol favorisent l'ascendance de l'air instable et la formation des nouveaux éléments de base à l'autre extrémité de la chaîne. De manière générale, les nouveaux éléments sont formés à l'avant de l'orage. Ce mécanisme permet le maintien de l'organisation globale pendant une durée plus longue que celle des cellules individuelles. Le schéma de la structure multicellulaire est illustré par (la Figure 1.5), où le cycle de vie de la cellule la plus jeune.

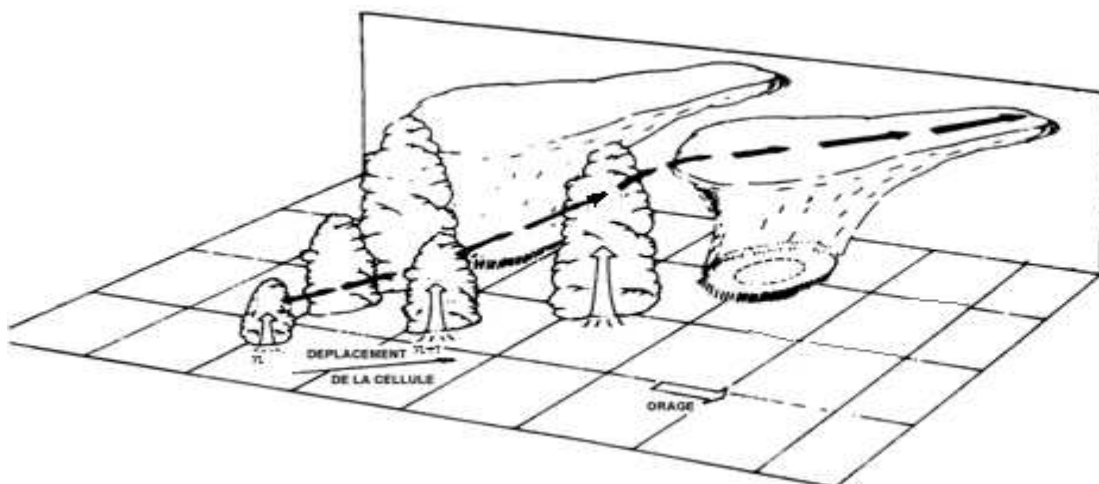
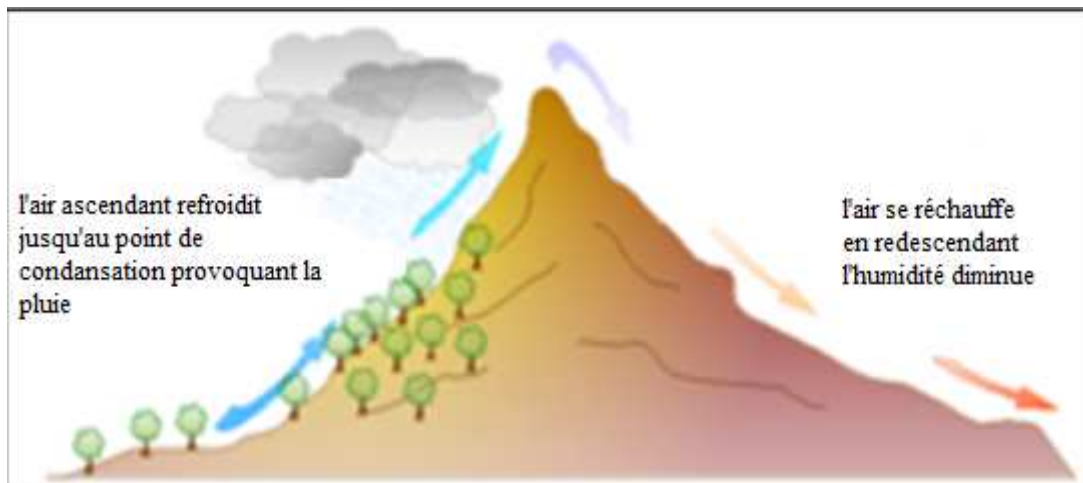


Figure 1.5. Schéma d'un orage multicellulaire (d'après Chisholm et Renick, 1972 ; cité dans Rogers et Yau, 1989)

I.3.2. Les précipitations orographiques

Comme son nom l'indique (du grec oros, montagne), ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. Le front froid est associé à des nuages avec un développement vertical plus marqué et des précipitations souvent plus intenses. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas spatialement mobile et se produit souvent au niveau des massifs montagneux (voir la figure 1.8). Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulé.



Figur1.6. Précipitations orographiques

I.3.3. Les précipitations frontales

Les précipitations frontales ou de type cyclonique, elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses (voir la figure I.7). Du fait d'une faible pente du front, les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses. On notera également que dans les

perturbations frontales, la partie stratiforme peut entourer la zone convective ou occuper la périphérie de la masse nuageuse, en fonction du déplacement de l'ensemble du système (Roux, 1991)

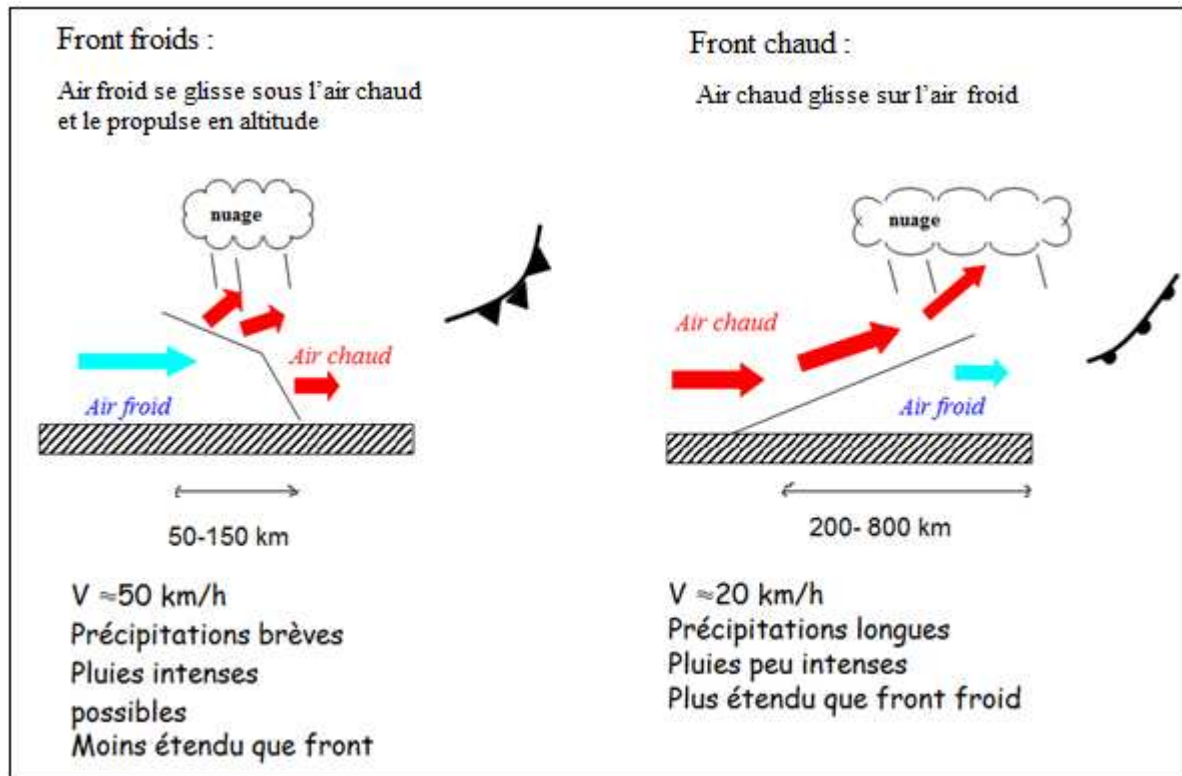


Figure 1.7. Les fronts chauds et froids

On note que les trois types de précipitations décrits ci-dessus correspondent à des systèmes caractérisés par de composantes convective et/ou stratiforme, se différenciant principalement par une dynamique des mouvements verticaux d'intensité différente modulant leurs mécanismes de formation de gouttes de pluie et, par conséquent, les caractéristiques des précipitations engendrées. On observe, par exemple, que les courants ascendants et descendants en milieu nuageux sont de l'ordre de quelques mètres par seconde dans les nuages convectifs et de quelques dizaines de centimètres par seconde dans les nuages du type stratiforme (Rogers et Yau, 1989).

Une classification basée sur ces deux composantes peut être suffisante pour décrire dans un premier temps les caractéristiques des systèmes précipitants. Néanmoins, on souligne que les deux types de structures se manifestent souvent de manière combinée (Houze, 1981 ; 1997).

I.4. Organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques

La principale caractéristique de la planète Terre vue de l'espace est son atmosphère où des tourbillons de nuage se déplacent continuellement sur une planète bleue. Pour le météorologiste, l'échelle planétaire s'est la plus grande échelle à laquelle des phénomènes météorologiques ont lieu.

On accepte actuellement l'existence de cinq échelles de phénomènes météorologiques : échelle globale ou planétaire, échelle synoptique, méso échelle, l'échelle aérologique et la micro échelle. Les phénomènes associés à ces échelles ne sont pas indépendants. Chacun est influencé par tous les autres. Souvent un phénomène d'une certaine échelle est fortement influencé par des caractéristiques topographiques de même ordre de grandeur. Par exemple, la météorologie à la méso échelle (régional) est fortement influencée par la proximité d'un lac.

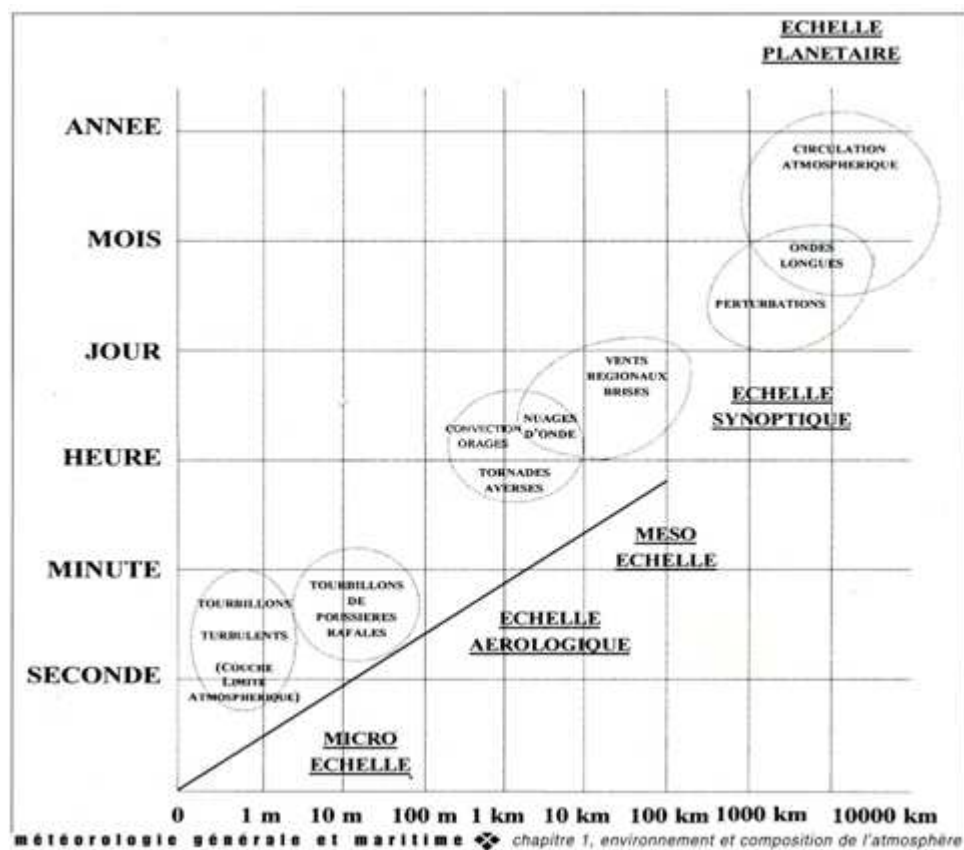


Figure 1.8. Relation entre les échelles spatio-temporelles.

I.4.1 L'échelle globale

Aussi connue comme échelle planétaire, englobe les phénomènes atmosphériques de plus grande échelle. En générale, les phénomènes et caractéristiques atmosphériques de dimensions supérieures à quelques milliers de kilomètres (≥ 2000 km) et d'une durée de vie d'environ 10 jours et plus sont considérés comme des phénomènes d'échelle planétaire. Les vents, ainsi que des régions atmosphériques telles que les tropiques, les latitudes moyennes, les régions polaires et la couche d'ozone sont des exemples de caractéristiques météorologiques d'échelle planétaire.

I.4.2 L'échelle synoptique

Appelée aussi continentale, cette échelle englobe des éléments du temps tels que les systèmes de haute et basse pression, les masses d'air et leurs frontières ou fronts, des éléments qu'on trouve dans les cartes météorologiques. Les dimensions horizontales des phénomènes synoptiques sont de l'ordre d'un millier de kilomètres (de l'ordre de grandeur d'un continent) et, verticalement ils s'étendent de la surface jusqu'à la basse stratosphère.

I.4.3 La méso échelle

Connue par échelle locale, contient les éléments atmosphériques dont les dimensions horizontales varient entre quelques kilomètres et la centaine de kilomètres (la taille d'une ville ou d'une région métropolitaine). Les lignes de grain et autres tempêtes convectives, les brises de mer et de terre, et d'autres écoulements orographiques comme les vents de montagne et de vallée.

I.4.4 L'échelle aérologique

Elle est relative aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 10 et 100 km tel que les orages isolés de cumulonimbus et des tornades. La ligne de grains peut également se trouver dans cette échelle.

I.4.5 La micro échelle

Finalement, la plus petite échelle météorologique, la micro échelle inclut les processus atmosphériques de dimensions inférieures à quelques kilomètres et d'une durées de vie moins de 10 minutes. Cette échelle concerne un champ cultivé, un petit parc arborisé, la turbulence, la convection, la diffusion de polluants d'une usine dans une ville et les rafales de vents.

I.5. Les systèmes convectifs de méso-échelle :

On distingue deux types de convection : la convection locale et la convection organisée. La convection locale prend la forme d'orages cellulaires. La convection organisée correspond aux systèmes convectifs de méso-échelle qui se forment lorsque ces cellules orageuses, en réponse à une instabilité convective, s'agrègent et s'organisent en un système nuageux de taille beaucoup plus importante présentant ainsi une surface pluvieuse importante. Ces systèmes produisent une large proportion de précipitations sur le globe et sont donc d'une importance majeure d'un point de vue climatologique. Plus généralement, et selon une définition établie par Houze [1993], un Système Convectif de Méso- échelle (MCS) peut être défini comme étant un système nuageux apparaissant en association avec des orages produisant une zone continue de précipitations d'extension horizontale de l'ordre de 100 km ou plus dans au moins une direction (voir la figure 1.9).

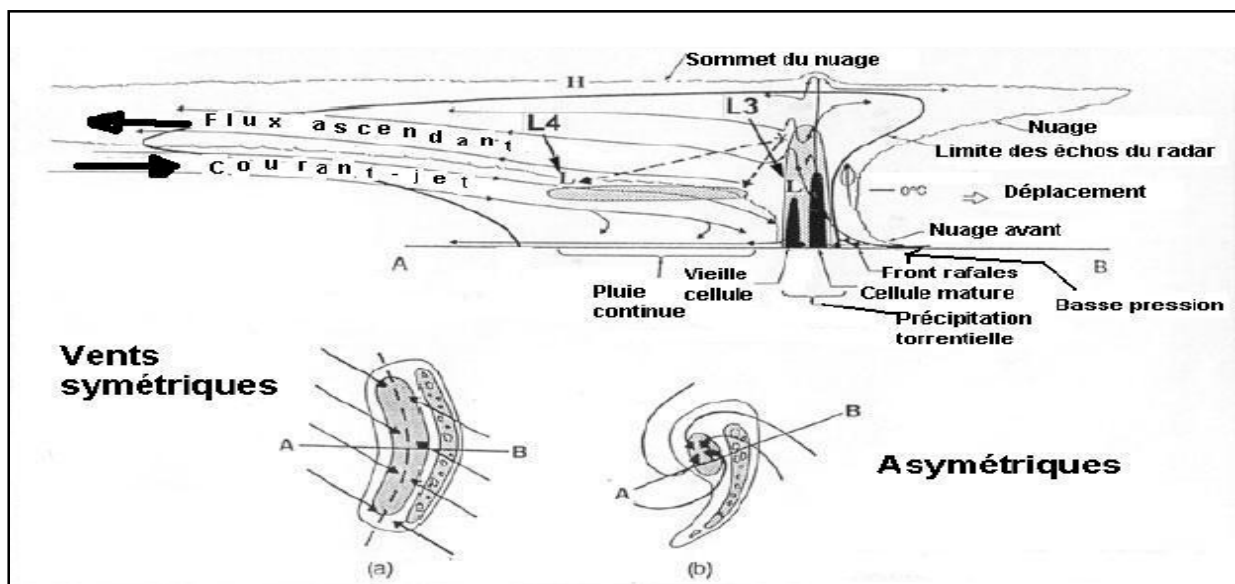


Figure 1.9. Système Convectif de Méso- échelle (MCS)

La figure montre un modèle conceptuel d'un système convectif à méso échelle de type linéaire. Il s'agit d'une coupe verticale d'une ligne de grain suivant l'axe transversal. On distingue typiquement 2 régions : soit la région convective de forte intensité et la région stratiforme située à l'arrière. À l'intérieur de la région convective se présente un fort mouvement ascendant (de l'ordre de 10 m s⁻¹) et ce courant incliné se dirige vers la partie

arrière du système et au sommet formant ainsi l'enclume. La partie du courant se dirigeant vers l'arrière du système est appelée le courant avant-arrière et la composante verticale du courant est appelée le courant verticale convectif. Un autre courant, le courant arrière-avant, entre à l'arrière du système et se dirige vers l'avant tout en descendant lentement vers la surface. Ce courant est issu en partie par la fonte des cristaux et l'évaporation des gouttelettes précipitant de la partie stratiforme et en partie de la dynamique interne du système qui lui donne sa composante horizontale. En descendant, ce courant se réchauffe de façon adiabatique. À noter que le courant arrière-avant a une flottabilité négative et que le courant avant-arrière possède une flottabilité positive.

En général, les éléments à plus grande échelle contiennent ceux à plus petite échelle et l'intensité de pluie croît quand les échelles caractéristiques diminuent. Les cellules convectives présentent ainsi les plus fortes intensités et les éléments de méso-échelle, quant à eux, produisent la plupart du cumul total de pluie.

1.6. Propriétés radiatives des précipitations et des nuages

Les propriétés radiatives des nuages et des précipitations dans les longueurs d'onde visible VIS, proche infrarouge NIR et infrarouge IR ont depuis longtemps été étudiées [e.g. Arking et Childs 1985]. Ces propriétés radiatives qui dépendent des propriétés optiques et microphysiques des nuages (épaisseur optique des nuages, rayon effectif des particules des nuages, phase thermodynamique des nuages, extension verticale des nuages) que nous détaillerons ci-après peuvent être résumées comme suit [Levizzani et al. 2001]:

- Dans l'infrarouge thermique, les propriétés radiatives sont sensibles à la distribution de la taille des hydrométéores. En effet, une augmentation de la taille des particules augmente la transmissivité, diminue la réflectivité et augmente l'émissivité des nuages.
- L'émissivité des nuages de glace est inférieure à celle des nuages d'eau.
- Dans la bande (3.7 - 3.9 μ m), l'émissivité des nuages est plus faible que dans l'infrarouge thermique (10.5 - 12.5 μ m).
- Nuages avec des petits hydrométéores diffusent et reflètent une grande partie du rayonnement dans la bande (3.7 - 3.9 μ m). Une augmentation de la taille des particules des nuages ou de la présence de grosses gouttes ou cristaux de glace au sommet des nuages réduit la réflectance dans la bande (3.7 -3.9 μ m).
- La réflectance dans le NIR (1,50 - 1,78 μ m) est inversement proportionnelle à la taille

des rayons effectifs des particules de nuages.

- La réflectance dans la bande VIS est proportionnelle à l'épaisseur optique des nuages.

Le rayon effectif (r_e) est défini comme le rapport du troisième sur le second moment du spectre dimensionnel des gouttelettes, soit [Levizzani et al. 2001]:

$$r_e = \frac{\int_0^\infty r^3 n(r) dr}{\int_0^\infty r^2 n(r) dr} \quad (I-1)$$

Où r est le rayon des gouttelettes de nuages et $n(r)$ est la concentration de gouttelettes de rayon r .

La teneur en eau liquide des nuages LWC (Liquid Water Content) pour les nuages d'eau (ou IWC (Ice Water Content) pour les nuages de glace) est largement utilisée pour caractériser la microphysique des nuages et elle est définie comme suit [Levizzani et al. 2001]:

$$LWC = \frac{4\pi\rho_w}{3} \int_0^\infty r^3 n(r) dr \quad (I-2)$$

Où ρ_w est la densité de l'eau (en g m^{-3}).

L'épaisseur optique des nuages résume la capacité du nuage à « éteindre » un faisceau lumineux. L'épaisseur optique des nuages est définie par l'intégration du coefficient d'extinction sur l'épaisseur géométrique de nuage [Levizzani et al. 2001]:

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} k dz \quad (I-3)$$

Où z_1 et z_2 sont la hauteur de la base du nuage et la hauteur du sommet du nuage, respectivement, et k est le coefficient d'extinction.

LWP (liquid water path) représente la quantité d'eau liquide intégrée sur la colonne atmosphérique (en g m^{-2}). LWP s'exprime par la relation suivante [Levizzani et al. 2001]:

$$LWP = \int_{z_1}^{z_2} LWC(z) dz \quad (I-4)$$

Le paramètre CWP (Cloud Water Path) est défini comme LWP pour le nuage d'eau ou

IWP pour le nuage de glace. Le CWP est proportionnelle à l'épaisseur optique des nuages (τ) et au rayon effectif des particules des nuages (r_e). Il peut être exprimé en fonction de τ et de r_e par la relation suivante [Thies et al. 2008a; 2008b; 2010; Nauss et Kokhanovsky 2006; 2007]:

$$CWP = \frac{2}{3} r_e \tau \rho \quad (I-5)$$

Où le ρ (g/m^3) est la densité de l'eau dans les nuages.

Le paramètre CWP est donc directement lié à la probabilité qu'un nuage soit pluvigène. Cette hypothèse repose sur le fait que les particules assez grosse peuvent tomber contre le champ de vent ascendant au sein d'un nuage d'une extension verticale, qui favorise la croissance de ces particules [Lensky et Rosenfeld 2003a; Nauss et al. 2007].

Aussi, la présence des particules de glace (phase des nuages) dans la partie supérieure de nuage renforce l'hypothèse qu'un nuage soit pluvigène suivant le processus Bergeron-Findeisen [Houze 1993].

Par conséquent, ces propriétés optiques et microphysiques des nuages (CWP et Phase des nuages) sont directement liées à la probabilité qu'un nuage soit précipitant et peuvent donc être utilisées comme un délimiteur entre les nuages précipitants et les nuages non précipitants [Nauss et Kokhanovsky 2006].

I.7 Discussion :

Les événements de fortes précipitations qui touchent le pourtour du bassin méditerranéen, souvent associés à des systèmes convectifs de méso-échelle, ont donc fait l'objet de nombreuses études, qui se sont intéressées aux conditions météorologiques favorables à ces épisodes, aux différents mécanismes physiques impliqués dans le déclenchement, l'entretien et la stationnarité de ces systèmes convectifs, ainsi qu'à la sensibilité de ces systèmes à différents paramètres tels que le flux d'humidité dans les basses couches ou la température de surface de la mer.

La mesure des précipitations s'effectue dans des stations météorologiques à l'aide de divers instruments (au sol et à distance) qui seront détaillés dans le deuxième chapitre.

Chapitre II

Instruments de mesure des précipitations

II.1. Préambule

Rappelons que les précipitations atteignent le sol soit sous forme liquide (pluie, bruine) soit sous forme solide (neige, grêle,...). On mesure alors le paramètre météorologique associé à la quantité totale de précipitation, qui peut être le cumul des quantités liquides, ou bien l'équivalent liquide des précipitations solides. La mesure des précipitations liquides sur une période donnée et en un lieu donné est exprimée en millimètre (mm). Il existe deux catégories principales d'appareils de mesure des précipitations : ceux qui mesurent directement les précipitations (Les pluviomètres et Les pluviographes), et ceux qui déduisent des valeurs à partir des mesures globales fondées sur la télédétection (radar et satellite). Ce chapitre est consacré à la description des instruments de mesures en météorologie les plus utilisées et le principe de fonctionnement de chaque instrument et les différentes sources d'erreurs associées.

II.2. Instruments de mesures directes des précipitations

II.2.1. Le pluviomètre

Il existe différentes sortes de pluviomètres mais tout le monde peut en construire un soi-même. Généralement, ils sont conçus grâce à une éprouvette graduée en 1/10 mm de pluie, à laquelle est attaché un entonnoir, indiquent la hauteur d'eau précipitée pendant un intervalle de temps donné, en général 24 heures (Figure II.1). L'eau collectée par la surface réceptrice est conservée dans le récipient gradué directement en millimètres d'eau. La lecture du volume permet de connaître la hauteur de pluie précipitée. Après lecture, le récipient est vidé et remis en place.

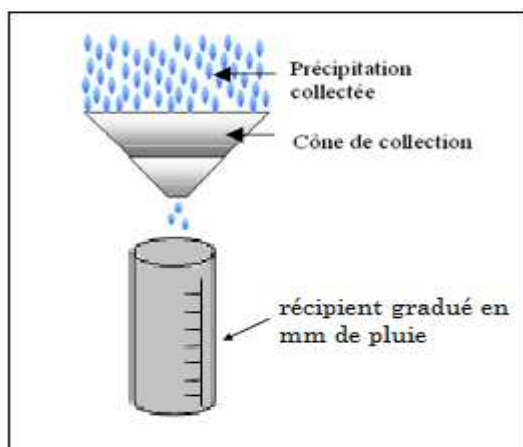


Figure II.1 : principe du pluviomètre



Figure II.1.a : un pluviomètre

L'appareil est en général installé sur un trépied, de telle façon que l'arête de la bague soit à 1,50 m au-dessus du sol, on doit le placer dans un endroit dégagé pour s'assurer que toute l'eau recueillie provient directement des nuages et non des feuilles d'un arbre qui dégoutteraient dans l'entonnoir, par exemple.

II.2.2. Pluviomètres enregistreur

II.2.2.1. Description

Ce sont des instruments qui collectent les précipitations de la même manière que les pluviomètres appelés aussi pluviographes. Il existe toute une gamme d'appareils basés sur des principes différents : pesée, flotteur et siphonage. Les pluviomètres officiels et récents disposent d'un enregistreur mécanique qui permet de déterminer la durée durant laquelle il a plu. Quand il pleut, l'eau entre dans le cylindre du pluviomètre, dans lequel se trouve un flotteur associé à un stylet : Si le niveau de l'eau dans le cylindre augmente, le flotteur monte aussi et le stylet qui lui est associé transcrit en continu les données : hauteur de précipitations et temps écoulé sur un diagramme. Quand le cylindre est plein, l'eau se vide à travers un tuyau (un siphon), vers un réservoir qui collecte l'eau de pluie, qui doit être régulièrement changé. Quand le cylindre se vide, le stylet se remet à zéro, en décrivant une droite tout en hauteur et s'il continue de pleuvoir, le stylet transcrit à nouveau une courbe qui monte. Le pluviomètre est l'instrument de mesure le plus utilisé notamment de part ses faibles coûts d'investissement. Aujourd'hui, le plus commun est le pluviomètre automatique à augets basculants.

II.2.2.2. Principe de pluviographe à augets

Le principe de cet appareil est très simple, l'eau de pluie est recueillie dans un cône de réception appelé impluvium et s'écoule à travers un ajutage calibré vers une sorte de petite balançoire tape-cul formée de deux compartiments, ou augets, de petite taille de part et d'autre d'un axe horizontal. La contenance de ces compartiments est équivalente à 0,1, 0,2 ou 0,5 mm d'eau, selon la précision de l'appareil. Lorsque un auget est rempli, il bascule sous l'effet du déplacement de son centre de gravité : l'eau s'écoule à l'extérieur de l'appareil et l'auget opposé se remplit à son tour jusqu'au prochain basculement. Lors de chaque basculement, un dispositif couplé aux augets permet de fermer un contact électrique. Les

impulsions électriques sont horodatées et enregistrées par une station automatique et l'enregistrement continu permet de déterminer deux grandeurs :

- la hauteur de précipitation (exprimée en mm) définie comme l'épaisseur de la quantité d'eau liquide tombée sur une surface équivalente à 1 m^2 ($1 \text{ litre/m}^2 = 1 \text{ mm}$) via le rapport du volume de l'auget sur la surface de collecte du pluviomètre ;
- le flux massique de pluie (ou intensité, exprimée en mm/h) déduite de la fréquence des basculements sur une période de temps donnée et la contenance des augets.

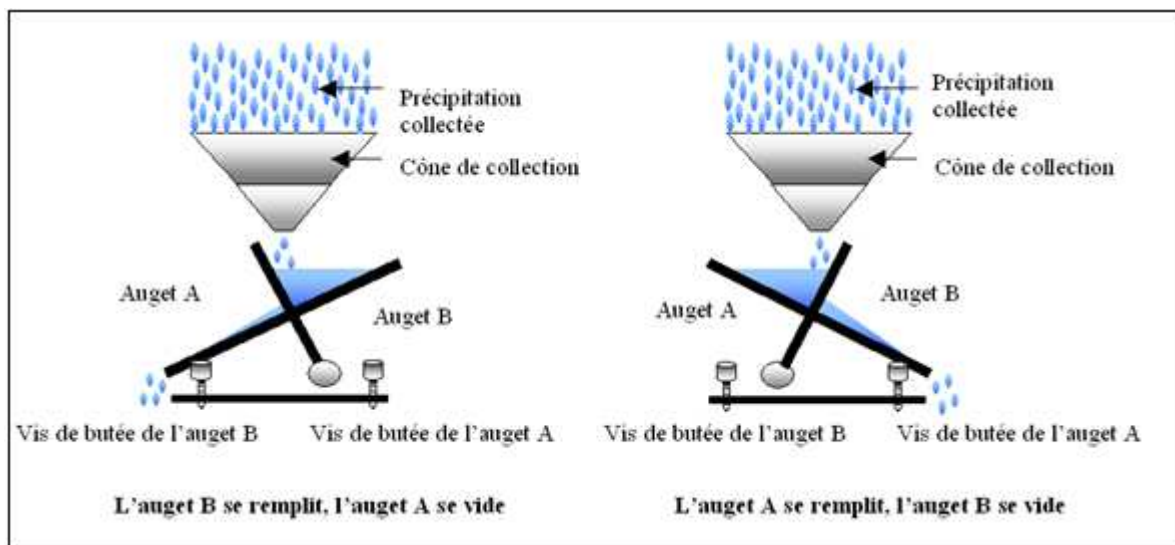


Figure II.2 : principe de fonctionnement d'un pluviographe à augets basculants



Figure II.2.a : détail du mécanisme des augets

II.2.2.3. Sources d'erreurs associées aux mesures pluviométriques

Malgré tous leurs avantages les pluviomètres ne sont pas exempts d'erreurs de mesures. L'Organisation Mondiale de la Météorologie dresse une liste non-exhaustive des erreurs possible, accompagnée d'une estimation de l'erreur faite sur un basculement :

- Déviation de la pluie par le vent, les turbulences créées par le collecteur ou les obstacles voisins;
- En cas de très forte pluie : perte d'eau lors du basculement des augets, décalage temporel dû à la limitation du débit à l'ajutage, rebondissement des augets ;
- En cas de faible pluie ou intermittente : évaporation de l'eau sur les parois ou de l'eau contenue dans un auget en fin d'un événement et en attente du prochain ;
- Adhérence de l'eau sur les parois du collecteur, présence d'eau résiduelle dans les augets après leur balancement ;
- attente de mouillage des augets ;
- présence de précipitation solide (neige, grêle, etc.) si le pluviomètre ne dispose pas de systèmes chauffant ou présence de contaminants (feuilles d'arbres, poussières, etc.) ;
- localisation du pluviomètre dans son environnement : présence de pente, d'arbres ou bâtiments ;
- erreurs de nivellement des augets ou de non-horizontalité du pluviomètre ;
- erreurs propres au pluviomètre : asymétrie des augets, détérioration et dérèglement du mécanisme.

Le mesurage classique des précipitations au sol par pluviomètres et pluviographes fournit une information précieuse et indispensable pour les besoins de l'hydrologie urbaine, mais la détermination de la variabilité spatio-temporelle des événements pluvieux est très difficile avec ce type de dispositif. Par ailleurs, les besoins croissants d'une gestion plus réactive, voire en temps réel, des réseaux d'assainissement ont conduit à rechercher d'autres outils permettant de prévoir les trajectoires, la répartition spatiale et les intensités ou les hauteurs précipitées des événements pluvieux. Pour répondre à ces besoins, l'utilisation des radars et des satellites météorologiques se présente comme solution intéressante pour l'estimation des précipitations.

II.3. Instruments de mesures indirectes des précipitations

La télédétection désigne la mesure ou l'acquisition d'informations sur un objet ou un phénomène par l'intermédiaire d'un instrument de mesure n'ayant pas le contact avec l'objet étudié. C'est l'utilisation à distance (par exemple, d'un satellite, d'un radar...etc.), le radar permet de suivre le déplacement des précipitations et d'estimer les intensités et les lames d'eau précipitées sur un bassin versant, le satellite assure une couverture spatiale et temporelle continue dans différentes bandes spectrales.

II.3.1. Le radar météorologique

Le RADAR est un capteur actif envoie un signal électromagnétique pour illuminer le terrain et mesurer la réponse de la cible ou de la surface. Les capteurs actifs ne dépendent pas du soleil et des conditions solaires et peuvent opérer 24 heures sur 24. Un des capteurs actifs les mieux connus est le RADAR. Le terme radar est l'acronyme de RAdio Detection And Ranging et désigne les appareils de télédétection conçus pour détecter et localiser des cibles par ondes radio (ici, le terme radio est générique et désigne l'ensemble du spectre électromagnétique de longueur d'ondes du mm à la dizaine de km). En premier lieu, la technique du radar a été développée à des fins militaires, principalement pendant la seconde guerre mondiale, dans le but de détecter des avions. Les premières mesures de précipitations par radar ont été faites pendant cette période et ont d'abord été considérées comme un bruit perturbant la détection des avions ennemis. Depuis, la technique radar a beaucoup évolué, passant d'une description qualitative à des estimations quantitatives de nombreux paramètres météorologiques.

Nous commencerons par décrire le fonctionnement général du radar et le principe de mesure. Le radar permet de bien observer la distribution spatiale des précipitations sur un large domaine mais l'estimation du taux de précipitations n'est pas aussi précise que celle des mesures ponctuelles des stations pluviométriques au sol.

II.3.1.1 Principe de fonctionnement du RADAR

Un radar est composé de trois éléments principaux : un émetteur, un récepteur et une antenne. À intervalles réguliers, l'émetteur génère des impulsions d'énergie électromagnétiques, de forte puissance et haute fréquence pendant une très courte durée.

L'antenne concentre les ondes électromagnétiques résultantes dans un faisceau (en forme de cône étroit) qui se propagent ensuite dans l'atmosphère à la vitesse de la lumière. Lorsqu'une onde rencontre une cible (ex : gouttes de pluie), une partie de l'énergie est diffusée dans toutes les directions dont celle de l'antenne qui capte alors par le récepteur un écho retour (ou écho RADAR). L'orientation de l'antenne et le temps écoulé entre l'émission et la réception du signal localise la région diffusante en direction et en distance par rapport au RADAR. Le radar localise ainsi les zones de précipitation et mesure leur intensité à des distances atteignant 200 à 300 Km.

Il existe deux modes de balayage de l'antenne. Le plus commun est le mode PPI (Plan Position Indicator) où l'antenne pointe avec un certain angle d'élévation et tourne autour de l'axe azimutal en effectuant des rotations de 0 à 360°. À l'inverse, en mode RHI (Range Height Indicator), l'angle azimutal est fixe mais l'antenne change d'angle d'élévation sondant l'atmosphère sur la verticale. Les RADAR dits volumétriques combinent ces deux modes : l'antenne effectue une rotation complète en PPI et ce pour différents angles d'élévation. Cette dernière stratégie permet d'obtenir un sondage en trois dimensions.

Concernons les récepteurs, deux principales catégories sont distinguées :

- les récepteurs dits incohérents qui mesurent uniquement l'amplitude du signal reçu donnant une estimation de l'intensité des précipitations ;
- les récepteurs cohérents (ou doppler) qui déduisent en plus la vitesse radiale des cibles (et par déduction leur taille) à partir de la différence de la phase du signal reçu.

Les nouveaux RADAR possédant un système de double polarisation apportent également l'information sur la forme relative des hydrométéores (analyse des signaux selon deux directions orthogonales : horizontale et verticale).

Dans la suite de cette partie nous établirons la loi qui donne la puissance mesurée par le radar en fonction de la réflectivité et que l'on appelle l'équation du radar pour un radar non cohérent et non volumétrique puis nous définirons le facteur de réflectivité radar. Ensuite, nous montrerons l'influence de la longueur d'onde du radar sur la mesure des précipitations. Enfin, nous détaillerons les différentes sources d'erreurs qui peuvent affecter la mesure des précipitations.

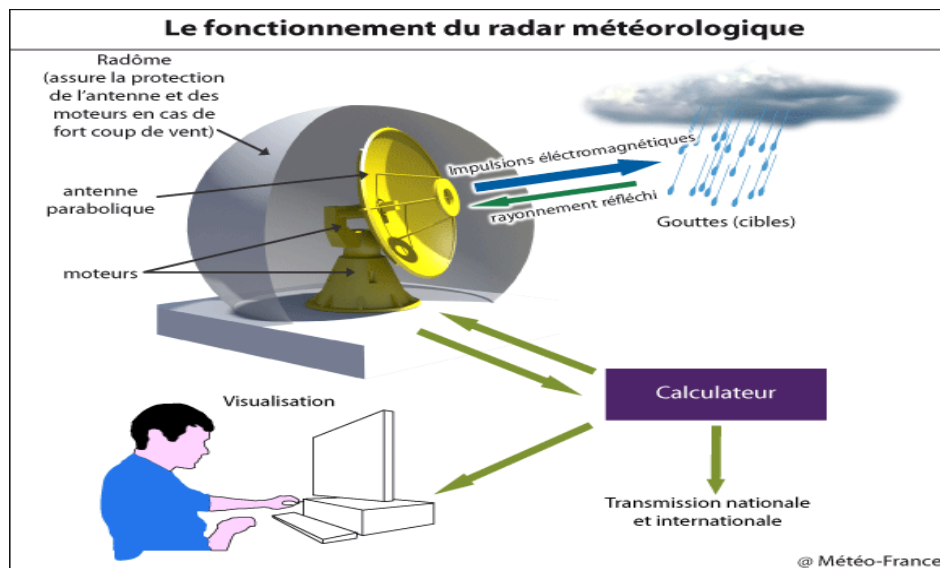


Figure II.3 principe de fonctionnement de radar météorologique

II.3.1.2. Principe de la mesure

II.3.1.2.1. L'équation du radar pour la mesure des précipitations

Soit une cible, considérée sphérique et située à une distance r par rapport au radar, la puissance par unité de surface est $P_e/4\pi r^2$ où P_e est la puissance totale émise. L'utilisation d'une antenne permet de concentrer la puissance dans un faisceau fin. On appelle le gain G de l'antenne de surface effective A_e , l'augmentation de puissance par unité de surface par rapport à l'émission isotrope. La cible située à la distance r et de section $S(r)$ intercepte donc la quantité de puissance P_σ donnée par :

$$P_{\sigma} = \frac{PeGS(r)}{4\pi r^2} \quad (II.1)$$

La puissance émise par une antenne est principalement concentrée dans la direction de la propagation, dans ce que l'on appelle le lobe principal. Cependant, une partie de cette puissance est émise dans des directions transversales : les lobes secondaires. Pour ne pas perturber la mesure par des cibles transverses, la contribution des lobes secondaires à la puissance totale reçue doit être négligeable. De plus, d'après Baars (2007), on peut démontrer que :

$$A_e = G\lambda^2 / 4\pi \quad (II.2)$$

Si la cible n'absorbait aucune puissance mais la réémettait totalement de manière isotrope, alors, la puissance reçue par le radar $P(r)$ s'écrirait :

$$P(r) = \frac{P_{\sigma} A_e}{4\pi r^2} = \frac{PeGS(r)A_e}{(4\pi r^2)^2} = \frac{PeG^2\lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} S(r) \quad (II.3)$$

La distance r de la cible est déterminée en mesurant le retard t de la réception de l'énergie par rapport à son émission selon l'expression :

$$r = \frac{ct}{2} \quad (II.4)$$

Où le facteur 2 sert à tenir compte de l'aller-retour. Par ailleurs, cette expression définit également la portée non ambiguë du radar qui est fixée par l'intervalle de temps entre deux impulsions T : les cibles situées au-delà de la distance $r_{\max}$ tel que :

$$r_{\max} = \frac{cT}{2} \quad (II.5)$$

Doivent produire un signal négligeable pour ne pas être confondues avec des cibles situées à la distance $r-r_{\max}$.

Concrètement, on détecte toujours un grand nombre de cibles qui sont comprises dans le volume d'échantillonnage approximativement défini par le produit de la section du faisceau par la longueur h correspondant à une impulsion telle que

$$h = \frac{c\tau}{2} \quad (II.6)$$

Où τ est la durée d'une impulsion et c la vitesse de propagation de l'onde. De la même manière que pour déterminer la distance d'une cible (Équation II.4), on divise la longueur $c\tau$ par 2 pour tenir compte de l'aller-retour de l'onde. En effet, au moment où le radar reçoit la puissance de la fin de l'impulsion rétrodiffusée par des cibles situées à la distance r , il reçoit la puissance du début de l'impulsion rétrodiffusée par des cibles situées à la distance $r + (c\tau) / 2$. Dans le cas général, la section du faisceau est une ellipse dont les dimensions horizontales θ et verticales ϕ (en radians) peuvent être différentes. Le volume d'échantillonnage est donc égal à :

$$V = \pi (r\theta/2)(r\phi/2)h$$

En réalité, aucune cible météorologique ne diffuse les ondes électromagnétiques de manière isotrope. On introduit donc la section efficace de rétrodiffusion radar σ définie comme la surface [m^2] d'une cible idéale réémettant toute l'énergie qu'elle intercepte de façon isotrope, telle qu'elle intercepterait la quantité de puissance qui lui permet de renvoyer la puissance effectivement rétrodiffusée. La valeur de σ est donc différente de la section géométrique S et dépend de nombreux facteurs : forme et dimension de la cible, orientation par rapport à la direction du rayonnement, etc.

La turbulence et la variété des vitesses de chutes des hydrométéores impliquent une forte fluctuation de la phase du signal rétrodiffusé. Une moyenne temporelle sur plusieurs impulsions consécutives est donc nécessaire pour une bonne estimation de la puissance provenant d'un même volume diffusant, en partant de l'hypothèse que les cibles ont des phases relatives indépendantes et distribuées aléatoirement. Alors, si l'on admet que les cibles sont réparties uniformément dans le volume de résolution V , la section de rétrodiffusion de l'ensemble de ces cibles peut être écrite comme étant la somme de la section de rétrodiffusion de chaque cible divisée par le volume d'échantillonnage. C'est la section efficace volumique de rétrodiffusion radar [$m^2 m^{-3}$] on l'appelle la réflectivité radar :

$$\eta(r) = \sum_i \sigma_i / V \quad (II.7)$$

Alors l'équation (II.3) devient :

$$P(r) = \left[\frac{P_e \lambda^2 G^2 \theta \phi h}{512 \pi^2 (2 \ln 2)} \right] \frac{\eta(r)}{r^2} \quad (II.8)$$

Où l'on a ajouté le facteur $(2 \ln 2)$ au dénominateur pour mieux tenir compte de la forme du faisceau (Probert-Jones, 1962).

L'équation (II.8) est l'équation du radar. La partie entre crochets est constante et ne dépend que des caractéristiques du radar utilisé, on l'appelle la constante du radar et on la note C . Cette équation permet de relier directement la puissance reçue par le radar et la réflectivité du volume sondé.

II.3.1.2.2. Modèles de diffusion - Facteurs de réflectivité radar

Lorsqu'une onde électromagnétique interagit avec un corps dont les propriétés électriques diffèrent de celles du milieu environnant, une partie de l'énergie du champ incident est absorbée par le corps et apparaît sous forme de chaleur tandis que l'autre partie est diffusée dans toutes les directions. Dans le cas des précipitations, ce phénomène est décrit par l'application des équations de Maxwell à la diffusion d'une onde plane par une sphère homogène en milieu non absorbant. La théorie de Mie donne une solution générale à ce problème.

➤ Diffusion de Mie

D'après la théorie de Mie (Mie, 1908), on peut montrer que la section efficace de rétrodiffusion radar d'une goutte sphérique est :

$$\sigma_M(D) = \frac{\pi D^2}{4\alpha^2} \left| \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^j (2j+1)(a_j + b_j) \right|^2 \quad (\text{II.9})$$

Où j est un entier positif, D est le diamètre de la goutte et

$$\alpha = \pi D / \lambda \quad (\text{II.10})$$

Est sa taille réduite. Les coefficients a_j et b_j font intervenir les fonctions de Bessel avec les paramètres α et $m = n - iK$ l'indice complexe de réfraction de l'eau, avec n l'indice de réfraction et k le coefficient d'absorption de l'eau qui dépendent de la longueur d'onde et de la température

➤ Approximation de Rayleigh

L'approximation de Rayleigh est valable quand α est très inférieur à l'unité (c'est-à-dire, quand la taille des gouttes est très inférieure à la longueur d'onde du radar utiliser). Dans ce cas, un seul terme devient prédominant parmi tous les coefficients a_j et b_j et l'équation (II.9) peut être explicitée simplement (Battan, 1959) par :

$$\sigma_R(D) = \frac{\lambda^2 \alpha^2}{\pi} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 D^6 \quad (\text{II.11})$$

En utilisant l'équation (II.10) et avec

$$K_w = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \quad (\text{II.12})$$

Il est important de noter que $R(D)$ est alors proportionnel au diamètre de la goutte à la puissance six.

Le coefficient K_w , appelé constante de normalisation de la réflectivité radar, s'exprime en fonction de l'indice complexe de réfraction de l'eau m et dépend donc de la longueur d'onde et de la température mais peut être correctement approximé par $|K_w|^2 = 0.93$ pour toutes les températures et pour les longueurs d'onde allant de la bande S à la bande K. L'équation du radar s'applique également pour des particules de glace sphériques, la seule différence étant la valeur de $|K_l|^2 = 0.176$. Ainsi, pour des hydrométéores de même diamètre, la réflectivité est environ cinq fois plus faible pour la glace que pour l'eau. En revanche, lorsque des particules de glace commencent à fondre, elles se recouvrent d'une fine pellicule d'eau et leur réflectivité radar augmente rapidement jusqu'à atteindre les valeurs correspondant à des gouttes de même diamètre alors qu'elles sont composées de 70% de glace (Sauvageot, 1982).

II.3.1.2.3. Facteur de réflectivité radar

Le facteur de réflectivité radar Z [$\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$] est le moment d'ordre 6 de la distribution de gouttes de pluie $N_v(D) dD$ représente le nombre de gouttes dont le diamètre D (mm) est

compris entre D et $D+dD$, par unité de volume (m^3) d'air.

$$Z = \int_0^{+\infty} N(D) D^6 dD \quad (\text{II.13})$$

Il est très utilisé car simplement proportionnel à la réflectivité radar dans le cadre de l'approximation de Rayleigh. Pour le montrer, partons de la définition de la réflectivité radar (Équation II.7) appliquée à un spectre continu et dans laquelle on insère l'expression (II.11) :

$$\eta = \int_0^{+\infty} N(D) \sigma_R dD = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 Z \quad (\text{II.14})$$

Les valeurs courantes du facteur de réflectivité radar couvrent plusieurs ordres de grandeurs, il est donc pratique d'utiliser une échelle logarithmique, avec comme unité le décibel dBZ, telle que :

$$Z [\text{dBZ}] = 10 \log_{10} (Z [\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}]) \quad (\text{II.15})$$

L'équation (II.14) montre que la réflectivité radar η est une grandeur caractéristique de la cible, mais qu'elle varie fortement avec la longueur d'onde. En revanche, le facteur de réflectivité radar Z est indépendant de la longueur d'onde. Il est donc très utilisé car il permet des comparaisons des mesures obtenues avec des instruments de longueur d'onde différente. Pourtant, ce n'est plus le cas lorsque les conditions de l'approximation de Rayleigh ne sont pas respectées.

II.3.1.2.4. Facteur de réflectivité radar équivalent

Les gouttes de pluie ont un diamètre maximum de 8 mm environ, l'approximation de Rayleigh n'est donc valable que pour des radars de longueur d'onde supérieure ou égale à 10 cm . Pour des radars de longueur d'onde inférieure ou pour des particules non sphériques comme ce peut être le cas pour des cristaux de glace, on peut tout de même écrire :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 Z_e \quad (\text{II.16})$$

où Z_e est le facteur de réflectivité radar équivalent, défini comme le facteur de réflectivité d'une population de particules liquides et sphériques remplissant les conditions de l'approximation de Rayleigh et produisant un signal de même puissance. Z_e n'est plus le sixième moment de la distribution de gouttes, son expression est :

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_w|^2} \int_0^{+\infty} N(D) \sigma(D) dD \quad (\text{II.17})$$

où l'on voit que Z_e dépend maintenant de la longueur d'onde du radar utilisé.

Les valeurs typiques de $Z[\text{dBZ}]$ sont (houze 1994, p. 112) : -30 à 0 pour des précipitations marginales à peine détectables ; 0 à 10 pour de la bruine, des très faibles pluies ou faibles chutes de neige ; 10 à 30 pour des pluies modérées ou de fortes chutes de neige ; 30 à 45 pour de la neige fondante ; 30 à 60 pour des pluies modérées à fortes et 60 à 70 ou plus pour de la grêle.

II.3.1.2.5. Du facteur de réflectivité RADAR au taux de précipitation

La distribution en taille des gouttes $N(D)$ permet également de déterminer le rapport de mélange des pluies q_r :

$$q_r = \frac{\pi \rho_l}{6\rho} \int D^3 N(D) dD \quad (\text{II.18})$$

Où ρ_l est la densité de l'eau liquide et ρ la densité de l'air.

Le taux de précipitation R (exprimé en mm/h) est donné par :

$$R = \frac{\pi \rho_l}{6} \int v(D) D^3 N(D) dD \quad (\text{II.19})$$

Avec $v(D)$ la vitesse de chute des gouttes de diamètre D . à partir des équations (II.13) et (II.19) nous remarquons qu'il existe un lien entre le facteur de réflectivité Z et le taux de précipitation R . cette relation (dite $< Z- R >$) peut prendre la forme :

$$Z = a \cdot R^b \quad (\text{II.20})$$

Où a et b sont des coefficients positives qui dépendent de la nature des précipitations.

II.3.1.3. Sources d'erreurs associées aux mesures RADAR

Le RADAR est l'un des seuls systèmes d'observations permettant d'observer spatialement les précipitations en temps réel. Une estimation quantitative des mesures est affectée par différentes sources d'erreurs qui affectent à la fois les mesures directes et dérivées. Avant d'énumérer ces erreurs, il est important de rappeler l'influence de la longueur d'onde λ sur les mesures RADAR.

En effet, l'interaction entre une onde électromagnétique et les hydrométéores dépend de la longueur d'onde (et donc de la fréquence d'opération) du RADAR. Or la longueur d'onde λ influe sur trois paramètres (Tridon 2011, 33-34) :

- La réflectivité RADAR η (équation [II.16]) : plus λ est courte, plus elle est sensible à des faibles facteurs de réflectivité Z et permet de détecter des fins hydrométéores ;
- Le dimensionnement de l'antenne : pour garder un faible angle d'ouverture de l'antenne parabolique, plus la longueur d'onde est courte, plus le diamètre de l'antenne doit être petit. Par ailleurs, pour une même surface effective, plus λ est courte, plus le gain de l'antenne est élevé et donc, pour une même quantité de puissance émise, la durée d'une impulsion peut être courte (impliquant une meilleure résolution) ;

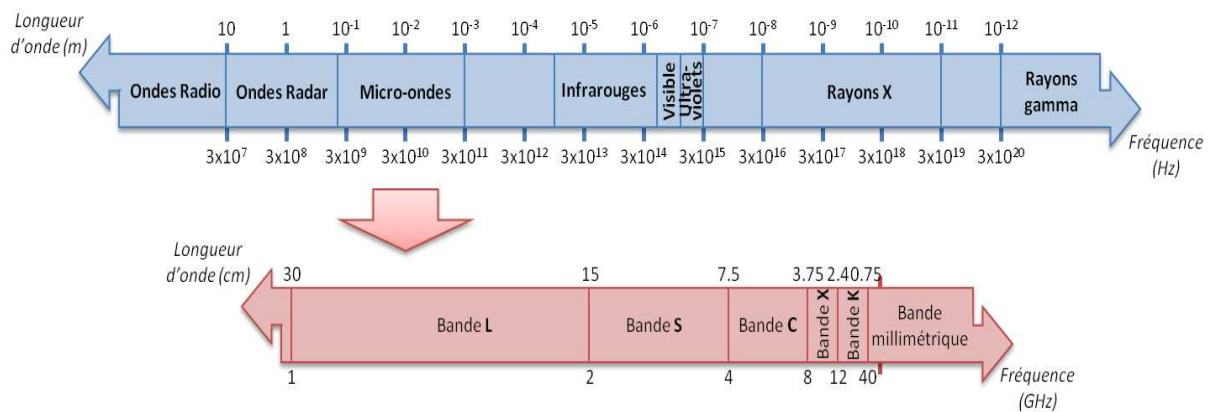


Figure II.4. : Gamme de longueurs d'onde et fréquences des RADAR météorologiques dans le spectre électromagnétique

- L'atténuation : ce phénomène est conditionné par la capacité des hydrométéores à réfléchir et/ou absorber l'onde électromagnétique qui dépend de la longueur d'onde et du diamètre des gouttes. Ainsi, plus la longueur d'onde est courte, plus l'atténuation est importante.

En partie pour ces raisons, les RADAR météorologiques opèrent le plus souvent dans la gamme de fréquence des micro-ondes (i.e. longueurs d'onde centimétriques-Figure II.4). Les RADAR en bande S sont les RADAR à précipitation par excellence. Opèrent avec une grande longueur d'onde, ils sont peu concernés par l'atténuation du signal et peuvent en conséquence disposer d'une très longue portée (≈ 500 Km). Leur gros désavantage est qu'ils ont besoin d'une antenne importante et surtout coûteuse. A l'opposé, les RADAR en bande X fonctionnent sur des plus courtes longueurs d'onde. Ils sont plus petits et facilement transportables (sur une remorque par exemple). L'utilisation de courtes impulsions leur permet d'obtenir une très bonne résolution radiale, de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. En revanche, ils sont fortement affectés par les phénomènes d'atténuation et ont donc une portée nettement limitée (en dessous de 60 Km).

Enfin, les RADAR en bande C sont un bon compromis entre les deux fonctionnements déjà cités. Il en résulte des RADAR de taille moyenne avec une portée convenable (de l'ordre de la centaine de kilomètre) mais pour lesquels l'atténuation ne peut pas être négligée. L'utilisation de la bande X est préférée pour les observations locales (i.e. à très fines résolution radiale)

notamment en région montagneuse, la bande C est plus couramment utilisée pour l'observation en région tempérée et la bande S est surtout réservée pour les régions à fort risque de pluies intenses.

i) hypothèses et approximations

Lors de l'établissement de l'équation RADAR (équation [II.8]), une première hypothèse a été nécessaire. En effet, le facteur de réflectivité η est défini comme étant la somme de la section de rétrodiffusion de chaque cible divisée par le volume RADAR. Cette relation n'est possible uniquement que s'il est admis que les cibles sont uniformément réparties dans le volume d'échantillonnage.

Cette hypothèse n'est donc plus valable si le volume sondé présente différents types d'hydrométéores simultanément ou s'il est inégalement rempli. Une solution à ce problème est de disposer d'un RADAR avec une très fine résolution radiale (ex : bande X).

Par ailleurs, lorsque les conditions de l'approximation de Rayleigh ne sont plus respectées (c'est-à-dire quand la taille des gouttes est supérieure à la longueur d'onde du RADAR), les erreurs faites sur le facteur de réflectivité Z sont de l'ordre de 1.5 à 2 dB (Planche 2011, p. 155). En utilisant un RADAR en visée verticale avec un système Doppler, la mesure de la taille des gouttes permet de s'assurer de la validité de cette approximation.

ii) étalonnage du système RADAR

L'étalonnage précis des systèmes d'émission et de réception est nécessaire pour une mesure correcte de l'écho RADAR. A savoir qu'un étalonnage parfait est difficilement réalisable. L'utilisation d'une cible dont la réflectivité et la distance sont connues avec précision (ex : un pylône ou montagne) permet par exemple de détecter des variations éventuelles dans la mesure (Delobbe 2006, p. 10). Ces mesures sont nécessaires pour déterminer le plus exactement possible la valeur de la constante RADAR qui conditionne la mesure de la réflectivité (cf. équation [2.8]). Un contrôle régulier des mesures RADAR assure la stabilité du niveau d'étalonnage et garantit la bonne répétitivité des mesures dans le temps.

iii) atténuation

L'onde électromagnétique émise par le RADAR se propage dans l'atmosphère et rencontre sur son passage des molécules de gaz atmosphériques, des gouttelettes nuageuses, des gouttes de pluie ou des cristaux de glace. L'absorption et diffusion de l'onde par ces particules atténuent son intensité. Ces effets d'atténuation ne peuvent pas être négligés dans le cas de grosses gouttes ou grêlons. Les secteurs situés à l'arrière de ces cibles (qui jouent alors un rôle d'écran) peuvent être occultés (Figure II.5, erreur 3). De nombreuses méthodes ont été développées pour évaluer et corriger ces phénomènes d'atténuation, la plus connue étant celle de Hitschfeld et Bordan (1954).

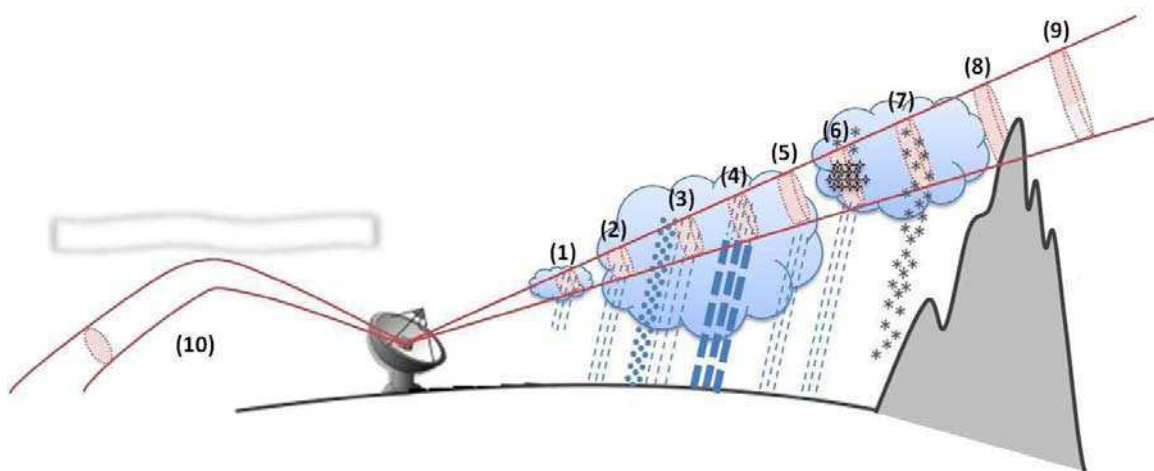


Figure II.5 : Principales sources d'erreur dans la mesure RADAR.

(1) évaporation ; (2) remplissage partiel ; (3) atténuation par grosses gouttes ; (4) grossissement par condensation ; (5) over-shooting ; (6) présence d'une bande brillante ; (7) sous-estimation dans la neige ; (8) échos de sol ; (9) blocage partiel ; (10) propagation anormale.

II.3.2. Les Satellites météorologiques

Depuis la fin des années 70, une surveillance totale de l'atmosphère est assurée grâce aux satellites météorologiques. Un satellite météorologique est un satellite artificiel qui a comme mission principale de prendre des données pour la surveillance du temps et 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.

Chaque satellite météorologique fournit plusieurs milliers de données très diverses tous les jours. Ces informations sont ensuite utilisées par les météorologues pour suivre en temps réel l'évolution de la météo et en extraire des données dérivées (température et albédo) afin de prévoir le temps. L'avantage du satellite est qu'il peut, contrairement à un autre moyen de mesure, prélever des données n'importe où sur Terre, même au milieu de l'océan. Mais le satellite ne reçoit pas directement des images ou des données de température, de vitesse ou d'humidité : il analyse les ondes électromagnétiques provenant des différents objets et en déduit, de par les caractéristiques de ces ondes, différents paramètres météorologiques. En effet, chaque corps n'a pas le même albédo ce qui permet au satellite de différencier eau et terre par exemple. Suivant le but recherché, chaque appareil n'analyse pas dans la même longueur d'ondes : ils opèrent dans différentes bandes spectrales, dans différents canaux. Il existe deux grands types de satellites: Les satellites géostationnaires et les satellites polaires

II.3.2.1. Satellites géostationnaires:

Les satellites géostationnaires tournent dans le même sens que la Terre avec la même vitesse de rotation et sur une orbite au-dessus de l'Équateur. Ils sont situés à 36 000 km d'altitude au-dessus de l'Équateur. Chaque satellite géostationnaire a la capacité de fournir de manière quasi-continue des images et des services de télécommunications au-dessus d'une large région de la planète et peut produire des images couvrant pratiquement un quart de la surface terrestre jour et nuit (Figure II.6).

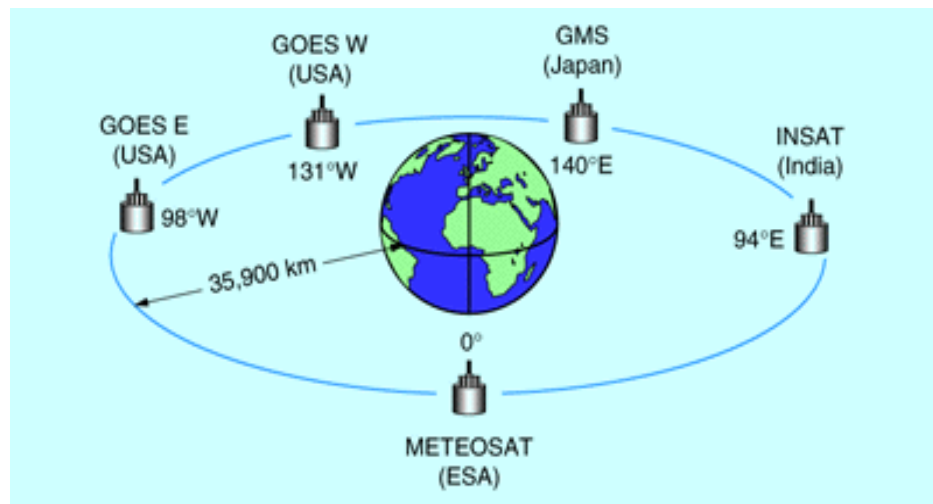


Figure II.6. : Meteosat et d'autres satellites en orbite géostationnaire

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

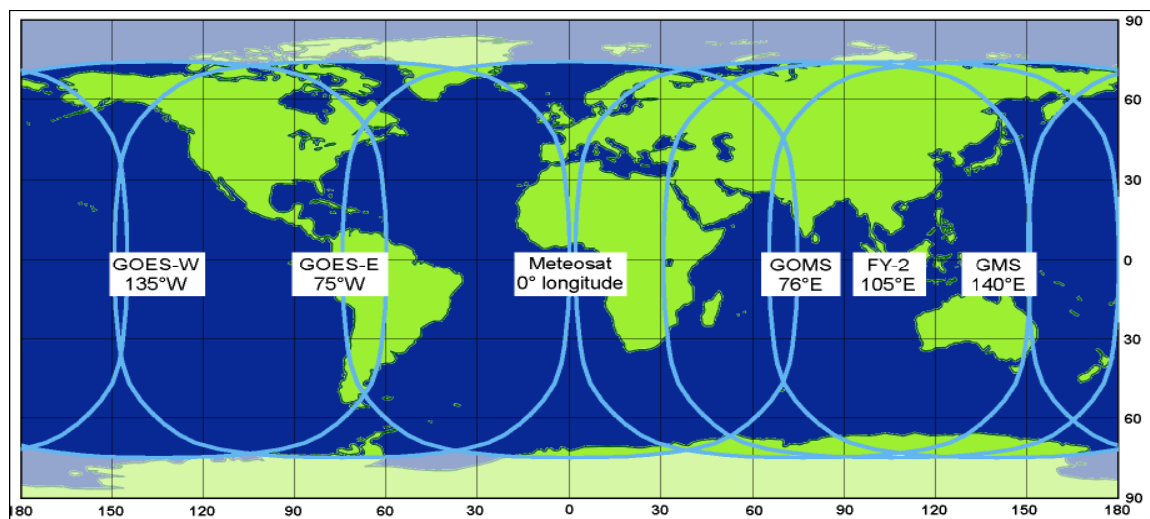


Figure II.7 : Couverture des satellites météorologiques géostationnaires (source EUMETSAT [Eumet]).

Mais l'éloignement des satellites géostationnaires limite la précision des images et empêche l'utilisation des techniques micro-ondes et radar. De plus, étant à la verticale de l'équateur, ils voient mal les régions polaires. Les satellites météorologiques défilants viennent compenser ces inconvénients.

II.3.2.2. Les satellites polaires:

Ce sont des satellites à défilement qui tournent sur une orbite beaucoup plus basse et dont le plan passe pratiquement près des pôles de la Terre dans des trajets Nord et Sud (par exemple NOAA pour les américains et METOP pour les européens par EUMETSAT). Ils observent la Terre à seulement 850 km d'altitude. Ils donnent une meilleure résolution (des détails de l'ordre de 2 km) que les satellites géostationnaires et permettent surtout l'observation des régions qui ne sont pas couvertes par les satellites géostationnaires.

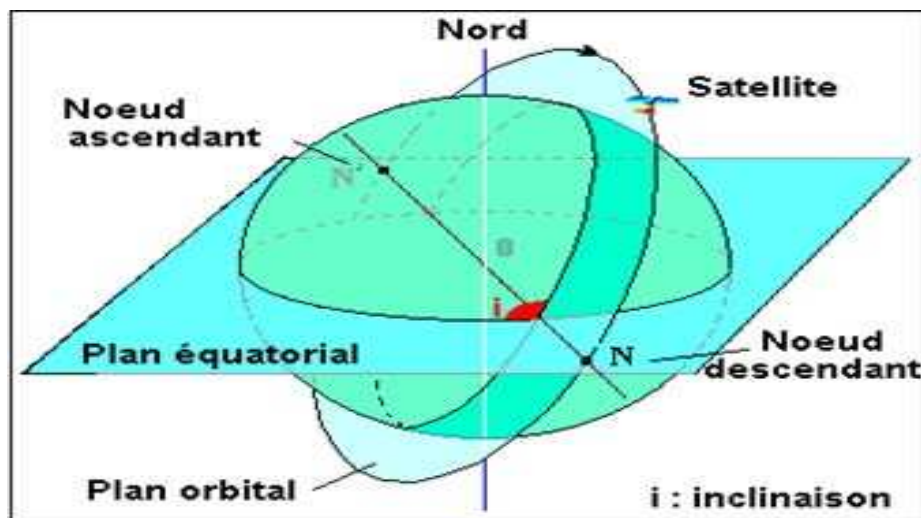


Figure II.8 : Caractéristiques de l'orbite d'un satellite à défilement

Les satellites en orbite polaire peuvent balayer une bande de la Terre, en prenant moins de 2 heures pour compléter une orbite (la figure II.8). À chaque passe, ils examinent une bande d'une largeur d'environ 1900 kilomètres qui se situe plus à l'Ouest à cause de la

rotation de la Terre vers l'Est. Plusieurs heures s'écoulent entre les passes au-dessus du même endroit de moyenne ou basse latitude. Chaque satellite en orbite polaire peut observer la planète entière en 24 heures. Pour la plupart des satellites météorologiques polaires, les orbites sont choisies de telle sorte qu'elles soient héliosynchrones, ce qui signifie que l'orbite garde un angle constant avec le soleil durant toute l'année. Ceci pour s'assurer que le satellite passe au-dessus d'un endroit donné à la même heure solaire locale chaque jour.

Ces satellites nous fournissent les renseignements sur l'état du trou dans la couche de l'ozone, les photos composites de la couverture de neige et les températures à la surface de l'océan.

II.3.2.3. les satellites METEOSAT de première génération

Le satellite METEOSAT de première génération (Figure II.9) est un satellite météorologique géostationnaire européen. L'objectif principal du système METEOSAT est la fourniture de données satellitaires rentables et de services annexes correspondant aux besoins des États membres d'EUMETSAT. Dans la mesure du possible, le système répond aux besoins exprimés par l'Organisation Météorologique Mondiale.

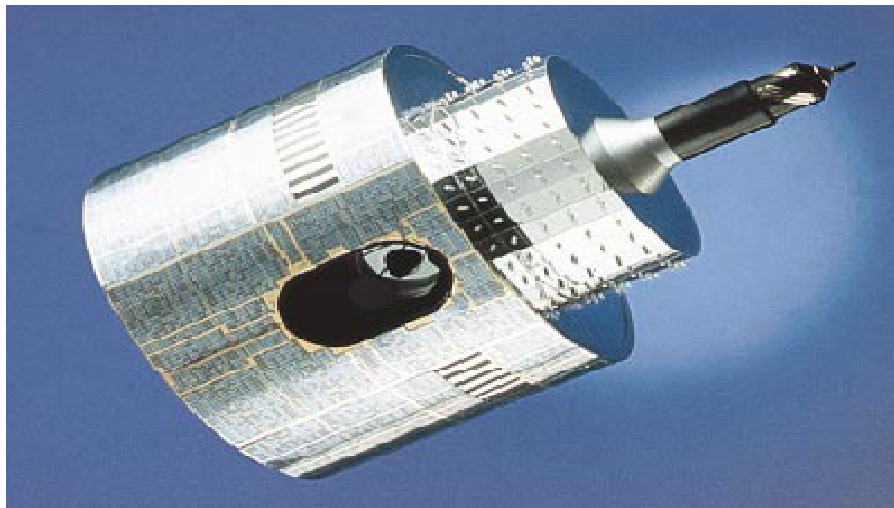


Figure II.9 : Le satellite METEOSAT

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

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

Nom de satellite	La date de lancement
METEOSAT-1	23 Novembre 1977
METEOSAT-2	19 Juin 1981
METEOSAT-3	15 Juin 1988
METEOSAT-4	06 Mars 1989
METEOSAT-5	02 Mars 1991
METEOSAT-6	20 Novembre 1993
METEOSAT-7	02 Septembre 1997

Tableau II.1 : les satellites météosat de première génération

II.3.2.4. Les satellites METEOSAT seconde génération

Le programme MSG (METEOSAT Seconde Génération) a été mis en place pour assurer la relève de METEOSAT première génération. Il permet d'avoir une amélioration de l'imagerie et d'analyser les masses d'air. MSG-1 (Figure II.10) a été lancé le 28 août 2002. Il est positionné au dessus de l'équateur à 3.5°W. Le système de transmission des données a dû être revu pour cause de panne. Finalement, il est devenu pleinement opérationnel sous le nom de METEOSAT-8 à partir du 29 janvier 2004.

MSG-1 est le premier des 3 satellites géostationnaires similaires qui exerceront une surveillance constante du temps à partir de la même position que ses prédécesseurs pendant plusieurs années à venir. Il a une masse de 1700 kg et présente une forme cylindrique qui fait 3.2 m de diamètre et 2.4 m de hauteur. Il est entièrement couvert de 8 panneaux solaires et a une durée de vie de 7 ans.

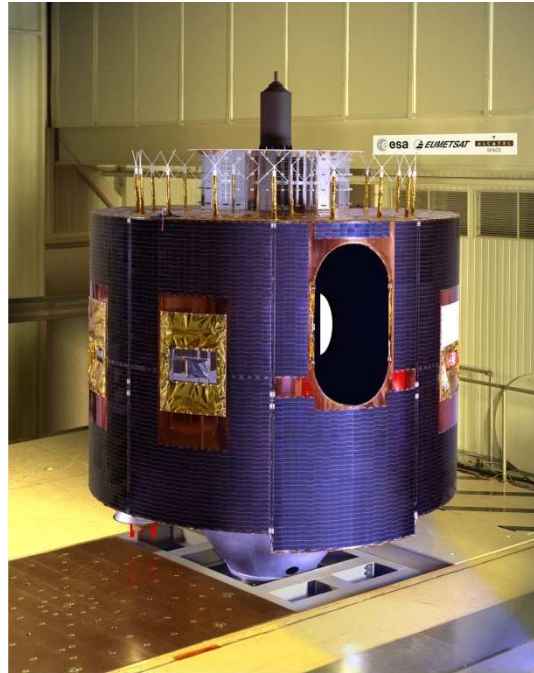


Figure II.10 : Satellite *MSG-1* (source EUMETSAT).

Les deux instruments principaux du satellite sont les radiomètres SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) et GERB (Geostationary Earth Radiation Budget experiment). L'imageur SEVIRI composé d'un miroir de 51 cm de diamètre et de détecteurs à infrarouge, maintenus à une température de 95^0 K par un refroidisseur, il fournit toutes les 15 minutes (au lieu de 30 minutes avec METEOSAT) une image de l'hémisphère observée par le satellite dans 12 bandes spectrales (Tableau II.2) différentes du spectre visible et infrarouge, soit 4 fois plus que Meteosat.

Cet enrichissement du spectre des observations représente une avancée majeure pour

l'amélioration des modèles météorologiques numériques. De plus, en réduisant de 30 à 15 minutes le rafraîchissement des données, MSG-1 permet aux climatologues et aux météorologues de déceler plus facilement le déclenchement des phénomènes à évolution rapide, comme les orages, les tempêtes de neige ou les bancs de brouillard. De même, une résolution au sol de 1 km dans le spectre visible au lieu de 2,5 km précédemment autorise l'observation et le suivi de phénomènes localisés.

Le radiomètre GERB fournit des données essentielles sur le bilan radiatif de la Terre, c'est-à-dire le rapport entre la quantité d'énergie reçue du Soleil par notre planète et la quantité d'énergie rayonnée en retour. Ce bilan radiatif, encore largement mal connu, joue un rôle crucial dans l'équilibre climatique de la planète. Le rapport signal-bruit qui était élevé avec celui de METEOSAT, a été amélioré sur MSG-1 grâce à l'élargissement des bandes spectrales.

Nom du canal	Longueur d'onde centrale	Bande spectrale (µm)
VIS 0.6	0.635	0.56 – 0.71
VIS 0.8	0.81	0.74 – 0.88
IR 1.6	1.64	1.50 – 1.78
IR 3.9	3.92	3.48 – 4.36
WV 6.2	6.25	5.35 – 7.15
WV 7.3	7.35	6.85 – 7.85
IR 8.7	8.7	8.30 – 9.10
IR 9.7	9.66	9.38 – 9.94
IR 10.8	10.8	9.80 – 11.80
IR 12.0	12	11.00 – 13.00
IR 13.4	13.4	12.40 – 14.40
HRV	0.7	0.50 – 0.90

Tableau II.2 : Les canaux de MSG

Le choix des bandes spectrales résulte de l'objectif de la mission Météosat, les satellites Météosat de seconde génération ont donc été équipés d'un capteur à douze canaux (voir l'annexeB) opérant dans les domaines du visible, de l'infrarouge moyen et de l'infrarouge thermique.

Le radiomètre Météosat fonctionne dans trois bandes spectrales :

- **De 0,45 à 1,0 μm ,**
la bande visible (VIS), utilisée pour l'imagerie diurne,
- **De 5,7 à 7,1 μm**
la bande d'absorption de la vapeur d'eau (WV), utilisée pour déterminer la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère moyenne,
- **De 10,5 à 12,5 μm**
la bande de l'infrarouge thermique (fenêtre) (IR), utilisée pour l'imagerie nuit et jour et aussi pour déterminer la température du sommet des nuages et de la surface de l'océan.

II.3.2.4.1. Collecte et transmission des images MSG

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

Le satellite tourne à 100 tours per minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la terre. Le télescope du radiomètre SEVIRI vise la terre par l'intermédiaire d'un miroir et balaie à chaque révolution du satellite une étroite bande de la surface de la terre. L'angle de balayage correspondant à 18° . Il est décrit en 30 ms, pendant les 570 ms suivantes, le télescope vise l'espace et cette durée est mise à profit pour modifier l'orientation du miroir de façon qu'un tour suivant, il balaie au sol une bande contigüe à la précédente mais plus au nord de 3 Km (voir la figure II.11). Le balayage d'une ligne d'Est en Ouest est assuré par la

rotation du satellite. Le balayage du sud au nord est réalisé par un mouvement pas à pas d'un miroir de balayage couvrant le disque terrestre d'environ 1250 trous ; ceci fournit 3750 lignes d'image pour les 11 canaux disposant de 3 détecteurs chacun. Pour le HRV, 9 détecteurs sont utilisés pour le balayage d'une ligne. Pour fournir une image plein disque, le télescope balaie la totalité de la surface de la terre en 12 mn et 30 s. les 2 mn 30 s suivantes sont consacrées au retour du miroir à sa position initiale, et il reprend le balayage de l'image suivante. La phase de non acquisition des images est consacrée au calibrage des canaux infrarouges par référence au rayonnement du corps noir inséré dans le chemin optique de télescope. Chaque 15 mn, le satellite produit une image de 3712 lignes et de 3712 pixels codée sur 10 bits dans les 11 canaux, et une image de 11136 x 5568 pixels pour le HRV.

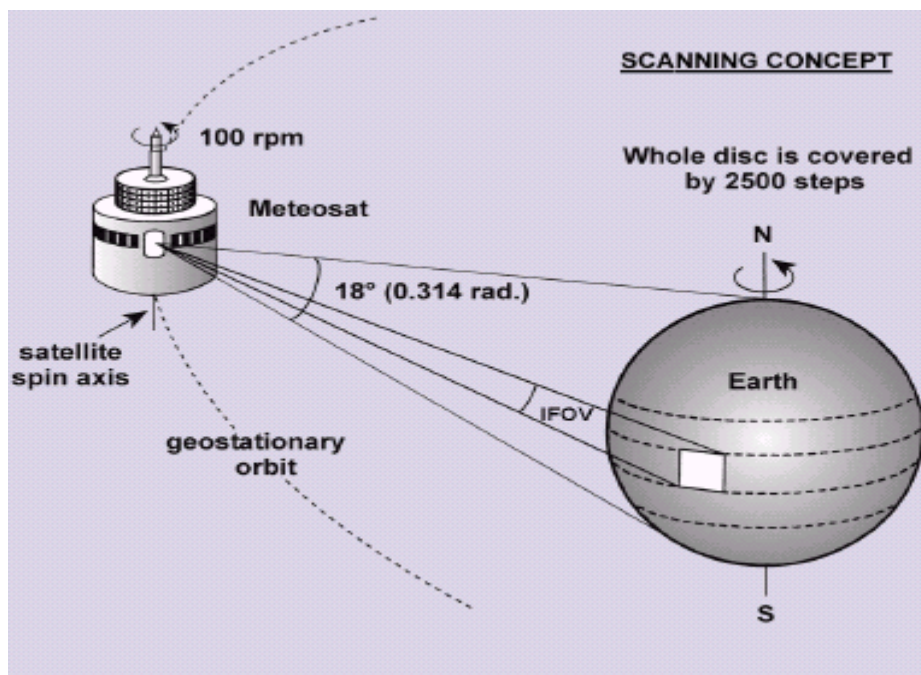


Figure II.11 : principe de prise d'image par le SEVIRI

Le SEVIRI produit environ 25 GB de donnée brute par jour. Les images brutes collectées par le satellite MSG sont des images de niveau -0.1, ces fichiers sont compressés, ensuite retransmis aux utilisateurs par le centre de traitement EUMETSAT, qui représente le produit primaire de système MSG, dit du niveau 1.5, avec une taille d'environ 7 GB.

II.3.2.4.2. Les formats d'images MSG

Le service de diffusion de MSG exécute l'acquisition, la restructuration, la compression et le cryptage de toutes ou d'un ensemble de données pour la distribution à la communauté d'utilisateur par l'intermédiaire de deux formats, il s'agit de la transmission d'information à haut débit (HRIT) (High Rate Information Transmission) et la transmission d'information à faible débit (LRIT) (Low Rate Information Transmission).

➤ **La transmission d'information à haut débit (HRIT) :**

Météosat de la première génération transmet des images dans deux formats, à savoir le système WEFAX pour les petites stations utilisatrices et le système Image haute Résolution (HRI). Avec l'avènement de MSG en l'an 2000, ces deux systèmes sont remplacés par un nouveau système numérique capable de transmettre beaucoup plus d'information tout en se conformant aux standards internationaux.

Le système HRI travaille à un débit de 166 Kbps. Ceci est totalement inadapté à la transmission des images de MSG, qui produira plus de 10 fois la quantité de données du Météosat précédent. Il est donc remplacé par le système de transmission d'information à haut débit (HRIT), qui délivrera les images MSG en pleine résolution ainsi qu'une grande variété de produits météorologiques et d'informations apparentées.

➤ **La transmission d'information à faible débit (LRIT) :**

Le standard de transmission d'images pour les stations utilisatrices de faible coût était le format analogique WEFAX. Ce dernier a été conçu pour fournir l'imagerie à des télécopieurs mécaniques. Cependant, depuis de nombreuses années, les utilisateurs ont installé des systèmes sur ordinateur, numérisant le signal WEFAX avant de l'utiliser.

De ce fait, et pour profiter des dernières technologies, le Groupe de Coordination des Satellites Météorologiques (CGMS) a défini un nouveau standard numérique pour permettre

l'utilisation directe des données sous forme numérique sur des stations à relativement faible coût. Ce nouveau standard global est appelé Transmission d'information à faible débit (LRIT), et sera entièrement numérique, pour fournir des images améliorées à l'utilisateur tout en préservant l'information importante de calibration qui est perdue dans le signal analogique.

Le format LRIT est prévu pour l'usage sur des faibles débits de transmission principalement à 10 Kbit/s jusqu'à 256 Kbit/s [EUM, 1999]. Il contiendra seulement des sous-ensembles de données ou des données compressées par des taux élevés. Ceux-ci satisferont habituellement les utilisateurs secondaires de données avec possibilités limitées en termes d'acquisition et traitement comme : des petites stations météorologiques national, services université, compagnies commerciales, etc. [EUM, 2006].

II.3.2.4.3. Types d'images

Pour la mesure du rayonnement, le radiomètre SEVIRI possède plusieurs canaux, qui correspondent chacun à une bande particulière de longueurs d'onde électromagnétiques. Ainsi, le radiomètre fournit des données de base de système MSG sous forme de radiances dans les régions visible, infra Rouge et vapeur d'eau du spectre électromagnétique qui vont constituer des images plein disque terrestre vue de l'orbite géostationnaire.

- **Images infrarouge**

L'image dans la partie infrarouge (IR) du spectre est basée sur les émissions thermiques de la surface de la terre, des nuages et de l'atmosphère. L'utilisation de détecteurs sensibles à ces émissions permet d'acquérir des « images thermiques » aussi bien la nuit que le jour. Ceci est important pour la météorologie et bien d'autre discipline car les températures de la couverture nuageuse et de la surface sont surveillées en continu. L'imagerie infrarouge est présentée en générale de telle sorte que les objets les plus froids, comme les nuages élevés, la glace et la neige, apparaissent en blanc ou gris clair. Les objets plus chauds, comme les nuages bas et la surface de la terre, apparaissent dans des gris plus foncés. Les déserts brûlants apparaîtront très foncés le jour, et un peu plus clairs dans la fraîcheur nocturne [Burroughs, 1991].

- **Images visibles**

L'imagerie dans la partie visible du spectre correspond exactement à ce que l'on voit, des images de la terre dans les longueurs d'onde auxquelles l'œil humain est sensible. La source de lumière est le soleil, réfléchi par la surface et par les nuages. Les images visibles représentent la quantité de lumière visible rétro diffusée par les nuages ou la surface de la terre. Les nuages et la neige apparaissent en blanc et les zones sans nuages en noir. Les nuages épais sont plus brillants que les nuages fins. Il est difficile de distinguer les nuages bas des nuages élevés. Pour cela, il faut utiliser les images infrarouges. Les images visibles sont complètement noires pendant la nuit, et ne peuvent ainsi être utilisées.

- **Images de vapeur d'eau**

Ces images donnent une indication sur la teneur en vapeur d'eau présente dans la moyenne troposphère. Cela permet de déterminer les zones sèches et les zones humides. Les infrarouges de longueur d'onde comprise entre 5 μ m et 7,5 μ m sont particulièrement absorbés quand l'atmosphère est riche en vapeur d'eau. Ce sont eux que le satellite Météosat capte au moyen de son détecteur WV (Water Vapeur) sensible aux énergies radiatives comprises entre 5,5 et 7,5 μ m. Lorsque l'atmosphère est pauvre en vapeur d'eau, ces rayons infrarouges la traversent et parviennent au capteur WV de MSG. Au contraire plus l'atmosphère est chargée de vapeur d'eau moins ils la traversent.

II.4. Discussion

L'objectif de ce chapitre était la présentation des principaux instruments de télédétection (radar et satellite) ont été présentés à travers leurs principes de mesure, mais aussi dans le cadre de leurs applications en sciences de l'atmosphère. La complémentarité des mesures réalisées par ces instruments permet de caractériser une grande partie des propriétés optiques et microphysiques des nuages.

Dans la suite, nous allons décrire les diverses méthodes d'estimations des précipitations à partir des données satellite.

Chapitre III

Méthodes d'estimations des précipitations par satellites

III.1 Préambule :

L'exploitation de données satellitaires pour l'estimation des précipitations n'a cessé de croître depuis une vingtaine d'années. Ces expériences ont donné lieu à plusieurs programmes internationaux de recherche : GPCP : Global Precipitation Climate Project (Wilkerson, 1988), CPC : Climate Prediction Center utilisant le Goes Precipitation Index (Herman et al, 1997) EPSAT ; Estimations des Précipitations par Satellite (Guillot et al, 1994) pour l'Afrique de l'Ouest, TAMSAT : Tropical Application in Meteorology using SATellite data (Thorne et al, 2001). Plus récemment certains programmes comme celui proposé pour l'étude de la mousson africaine (AMMA) sont venus rappeler la nécessité de disposer de jeux de données globaux en matière de suivi des systèmes précipitants. Après quelques expériences de suivi par imagerie visible, l'étude des précipitations par satellite s'est effectuée par l'utilisation des données infrarouge et des données microondes, afin d'améliorer la précision de mesure.

Les précipitations sont caractérisées par une grande variabilité spatio-temporelle, surtout dans les régions tropicales. La bonne couverture spatiale offerte par les satellites est la fréquence d'obtention de ces observations sont très importantes pour l'étude des précipitations cumulées sur des grandes zones. Plusieurs méthodes d'estimation des précipitations à partir des données satellites ont été développées dans les dernières années.

III.2.Méthodes Infrarouge :

De manière générale, on peut distinguer deux étapes dans l'élaboration des méthodes d'estimation des précipitations en utilisant les données infrarouges ou visible. La première étape consiste à identifier les différents types de nuage, et principalement les nuages précipitants, en utilisant leurs caractéristiques spectrales. La seconde étape consiste à déterminer la probabilité de pluie ou le taux de pluie associée à chaque type de nuage.

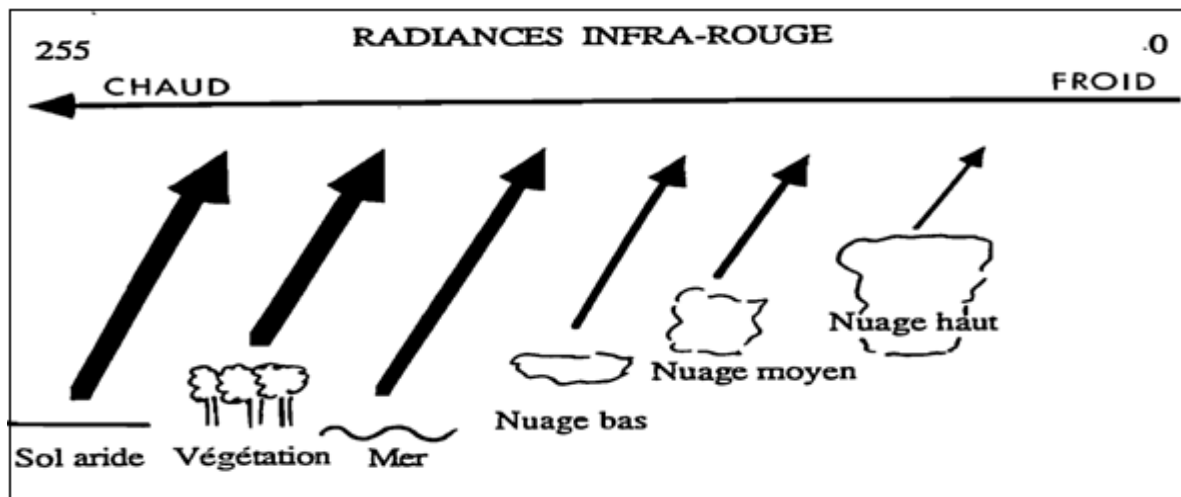


Figure III.1. Situation de différentes cibles dans la gamme des comptes numériques du canal infrarouge.

Dans la plupart des méthodes infrarouges-visibles, la détermination des probabilités ou des taux de pluie est réalisée à l'aide d'observation au sol pour une région et une période données. Ainsi ces méthodes ne sont généralement applicables que pour des résolutions spatiales et temporelles données.



Figure III.2 : Image Infra rouge prise
le 27/1994 à 13heures

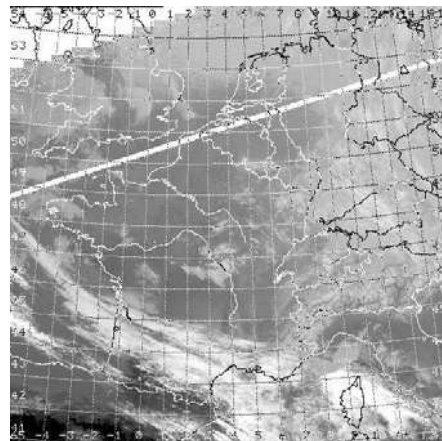


Figure III.3 : Image Infra rouge NOAA

III.2.1. Méthode d'indice de nuage :

Les méthodes « d'indice de nuage » sont relativement simples et sont fondées sur une classification des nuages. Cette technique d'estimation des nuages repose sur l'identification des différents types des nuages à partir des images satellitaires infra rouges et visible. Les diverses adaptations de cette technique dépend de la région étudiée et des résolutions spatiales et temporelles des estimations recherchées. On peut distinguer deux groupes de méthodes utilisant un indice nuageux : les techniques qui utilisent une classification des nuages, et des méthodes à seuils qui n'identifient pas directement les nuages, mais utilisent des valeurs de températures de brillance pour séparer les systèmes précipitant des nuages non précipitant.

Nous parlerons de la méthode développée à l'université de Bristol(Royaume-Uni) et de celle développée au NESS (National Environmental Satellite Service) de la NOAA.

III.2.1.1 .Méthode de Bristol:

La méthode de Bristol utilise des images des satellites défilants de la NOAA, et des cartes météorologiques en surface et en altitude .Elle consiste en une analyse des cartes synoptiques et des données aérologiques. On attribue à chaque type de nuage un coefficient (indice de nuage) caractérisant leur production de pluie.

Ensuite, une régression reliant les indices de nuage aux mesures pluviométriques est utilisée. D'une façon générale, on suppose que la précipitation est donnée par :

$$R=f(c, i(A)) \quad (III.1)$$

R : quantité de pluie tombée sur une maille de 2.5°de coté.

c : aire couverte par le nuage.

A : altitude du nuage.

i : type de nuage.

Cette méthode est fondée sur :

- ✓ La classification des nuages en type auxquels sont attribués des coefficients empiriques qui caractérisent leur probabilité de donner des précipitations.
- ✓ L'estimation de l'aire couverte par le nuage.
- ✓ Les mesures pluviométriques.
- ✓ Une série climatologique des données journalières de pluie et d'indice de nuage.
- ✓ La construction d'un diagramme de régression reliant les indices de nuage aux observations pluviométriques.

III.2.1.2. Méthode du NESS :

cette méthode est une variante de la méthode de Bristol .Mais compte-tenu du fait qu'elle est destinée à la prévision à court terme ,elle utilise une échelle de temps plus courte, de l'ordre de 24 heures. Dans cette méthode, on utilise des images de l'après-midi des satellites à orbites polaire de la série NOAA. La quantité journalière de pluie tombée sur une région est donnée par :

$$R = (K_1 * A_1 + K_2 * A_2 + K_3 * A_3) / A_0 \quad (\text{III.2})$$

A_0 : surface du domaine

A_1, A_2, A_3 : aire couverte par les nuages précipitant (cumulonimbus (Cb), cumulus(Cu),

K_1, K_2, K_3 : coefficients empiriques.

III.2.2. Méthode EPSAT (Estimation des Précipitations par SATellite):

L'imagerie infrarouge METEOSAT fournit à moment de la journée une carte thermique du globe terrestre et permet notamment de classer les différents corps nuageux en fonction de leur développement en altitude. En l'absence de nuages, le canal infrarouge permet en outre de réaliser la cartographie du champ thermique radiatif de la surface et plus particulièrement de repérer la signature thermique des pluies au sol. Il existe deux voies possibles pour l'estimation des pluies par satellite selon que l'on étudie la source de pluies (les nuages précipitant) ou la cible (la surface du sol) détectable après le passage des nuages. Pour des pas de temps décennaux ou plus longs, les pluies mesurées aux stations sont significativement corrélées par régression linéaire simple ou multiple avec l'un ou les deux paramètres de base, la fréquence d'occurrences des nuages froids compatibles par une méthode de seuillage à -40°C (F_{oc}) et le champ thermique radiatif maximum de la surface (T_{max}). Le couplage de ces deux paramètres dans un même algorithme permet de compenser les insuffisances et défauts de chacun d'entre eux vis-à-vis de la pluviométrie, qui sont dus essentiellement :

- à la prise en compte dans le recensement, de nuages de glace (cirrus) non précipitant.
- à la non-représentation de pluies produites par des nuages moyens ou bas (à sommets plus chauds que -40°C)
- la température du sol évolue dans la journée en fonction de l'éclairement solaire et de la nature du sol mais surtout de sa teneur en eau et du couvert végétal.

Les valeurs d'occurrences et de température maximale de la surface sont extraites des pixels correspondant aux stations synoptiques dont on connaît la pluviométrie pour la période considérée. Les deux indices suivants sont alors calculés pour chaque station [Carn, 1994] :

$$PCb = \frac{\text{pluie mesurée}}{\text{Nombre d'occurrences}} \quad (\text{III.3})$$

$$PvT = \frac{\text{pluie mesurée}}{T_{max}} \quad (\text{III.4})$$

Le facteur PC_b représente l'efficacité en pluie d'une occurrence nuageuse enregistrée en un point à un moment donné.

Le facteur P_vT rend compte des réactions thermiques de la surface provoquée par les précipitations en un point à un moment donné.

Ces deux champs de pluviométries estimés sont ensuite combinés linéairement selon l'expression suivante [Carn et Lahuec, 1987] :

$$Pe = P1*[Foc * PC_{bch}] / P2 * [Tmax * P_vTch] \quad (III.5)$$

PC_b et P_vT sont les champs de PCB et P_vT étendu sur la zone concernée, calculés par la procédure de Krigeage [Manton and Elbert, 2003].

Les coefficients de pondération $P1$ et $P2$ sont fonction des valeurs des coefficient de corrélation qui relient respectivement la pluie mesurée aux stations synoptiques de calibration avec les fréquences d'occurrences Foc de nuages froids d'une part et avec les températures radiatives maximums $Tmax$ du sol d'autre part .

III.2.3. Meteoccd :

Cette méthode consiste à estimer les précipitations sur des aires climato logiquement homogènes à partir des durées des nuages à sommet froid (Cold Cloud Duration CCD). Pour ce faire, une régression linéaire est établie , pour chaque zone et pour des seuils de température entre les données brutes de pluie d'une part et les durées nuages à sommet froid d'autre part .

La répartition de la pluie sur l'ensemble des zones étudiées est donnée selon la relation suivante :

$$Pe = a_0 \times CCD + a_1 \quad (III.6)$$

III.2.4. Cycle de vie des nuages et précipitations:

Les méthodes dites “life history “ sont plus ou moins sophistiquées, fondées sur l’empirisme et tiennent compte du cycle de vie des nuages : phase de croissance ou de dissipation des nuages, localisation du front des amas. Le taux de pluie augmente rapidement pendant la phase de croissance du nuage, alors que les précipitations sont plus faibles pendant la phase de dissipation du système. Dans ce cas, le nuage est caractérisé, dans la méthode d’estimation, par sa taille et son évolution temporelle. Ces méthodes regroupent les travaux de Stout et al (1979), Griffith et Woodely (1973), Scofield et Olive (1977). De telles méthodes requièrent l’utilisation de satellites géostationnaires. Ils approximent la dépendance entre l’intensité des précipitations et l’évolution de la taille du nuage en ajoutant un terme dépendant du temps à l’équation donnant les taux de pluie :

$$RR = a_0 A + a_1 \frac{dA}{dt} \quad (III.7)$$

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, $\frac{dA}{dt}$ le taux de croissance du nuage et a_0 et a_1 sont des coefficients déterminés empiriquement, a_1 étant positif.

III.2.4.1. Méthodes de Stout, Martin, Sikdar:

La méthode consiste à identifier les Cumulonimbus(Cb) et à les suivre sur toutes les images depuis leur naissance jusqu’à leur dissipation. L’intensité volumique de pluie est calculée à chaque passage pour tous les nuages étudiés. Elle est donnée par la relation :

$$R_v = a_0 * A_c + a_1 * (dA_c / dt) \quad (III.8)$$

R_v : intensité volumique de pluie pour un nuage particulier. A_c : aire du nuage à l'instant t définit comme l'aire d'un contour à un seuil de brillance ou de température donnée. dA_c /dt : variation de l'aire du nuage pendant l'intervalle de temps dt . a_0 et a_1 : coefficients empiriques.

III.2.4.2. Méthodes de Griffith et Woodeley:

Cette méthode est fondée sur l'hypothèse que, dans les régions tropicales, les pluies sont associées aux nuages brillants et à sommets froids (Cb) et que l'intensité des précipitations dépend du stade de développement des Cumulonimbus.

La méthode développée par Griffith et Woodeley (1973) consiste à calculer les précipitations à partir de plusieurs séries de mesures de l'aire des nuages. Selon les auteurs, l'aire d'un Cb est liée à l'aire de l'écho radar par une relation simple qui varie en fonction de l'évolution du nuage. C'est dans cette hypothèse fondamentale que réside la différence importante entre cette méthode et celle exposée précédemment. On peut donc avoir une relation entre l'aire de l'écho et l'intensité des précipitations :

$$R_v = R \cdot A_e \quad (\text{III.9})$$

R_v : intensité des précipitations,

R : coefficient variable liant l'aire de l'écho à l'intensité des précipitations,

A_c : aire de l'écho

Avec:
$$A_e = f(A_e, A_m) \quad (\text{III.10})$$

A_e : aire du nuage, à un instant donnée, définie à partir d'un seuil de 80 comptes numériques en VIS ou de 253K en IR (-20°C),

A_m : aire maximale occupée par le nuage au cours de sa vie, définie à partir des mêmes critères que ci-dessus,

f : fonction d'ordre déterminé expérimentalement.

On en déduit :

$$R_v = R \cdot f(A_e, A_m) \quad (\text{III.11})$$

Pour un nuage à seuil de température de 253K ou de brillance 135 W/m^2 , R est de l'ordre de :

$15,6 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ Km}^{-2} \text{ h}^{-1}$ pour les échos croissants.

$7,92 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ Km}^{-2} \text{ h}^{-1}$ Pour les échos décroissants.

III.2.4.3. Méthode de Scofield et Oliver :

La méthode mise au point par Scofield et Oliver (1977) est essentiellement axée sur la prévision à court terme de l'intensité des orages violents sur les Etats-Unis. Ces systèmes orageux sont différents de ceux qu'on rencontre en Afrique de l'ouest de par leur structure et leur mode d'évolution. Scofield (1984, 1987) présente une méthode interactive d'estimation des pluies, qui fournit des estimations semi-horaires à l'aide d'images visibles et infrarouges. La technique est développée pour les phénomènes de convection profonde. Les estimations sont obtenues en observant les changements de caractéristiques des nuages entre deux images consécutives et en repérant les parties actives des nuages, en faisant appel à des techniques de traitement d'image simples et à une néphanalyse. La méthode prend en compte des informations de radiosondage pour aboutir à l'estimation de la quantité d'eau précipitée. C'est une méthode interactive où l'opérateur décide des taux de précipitation en fonction des critères morphologiques des orages obtenus par l'observation des brillances des images

satellites et des contours des niveaux IR. Comme pour les méthodes précédentes, cette méthode est fondée sur le fait que :

- les précipitations sont provoquées par des nuages à fort développement vertical, donc qui apparaissent brillants sur les images VIS et dont les sommets sont à des températures basses.
- les plus fortes précipitations se produisent quand le nuage se développe.
- Les précipitations ont surtout lieu sous le front des nuages.

La méthode consiste :

- à considérer que les précipitations sont provoquées par des nuages à sommets très brillants et très froids.
- à utiliser un seuil de température de -37°C correspondant au premier niveau des contours IR.
- à identifier la partie active des Cb située en général au niveau du front du système nuageux en utilisant les critères suivants : le gradient des contours IR, la luminance, l'aspect brillant VIS etc....
- à déterminer des taux de précipitation en fonction du cycle de vie du nuage, et de l'étendue des différents contours de température.

L'estimation quantitative prend en compte les différents facteurs de l'étape 3 et 4, ainsi que la quantité d'eau précipitée calculée à partir des radiosondages entre la surface et 500 mb.

III.2.5. Méthode statistiques et physiques :

Les méthodes physiques et statistiques, parmi lesquelles nous regroupons des méthodes à caractère physique telle que la méthode de Gruber (1972), et des méthodes à caractère statistique telle que la méthode Lovejoy et Austin (1979b) qui consiste à pointer sur des histogrammes VIS-IR des occurrences pluie ou non pluie. Nous parlerons aussi de la méthode "grid history" qui est une technique interactive qui consiste à découper la région étudiée en grille et à affecter à chaque point de grille une classe de pluie.

III.2.5.1 Méthode de Lovejoy et Austin (1979) :

Cette méthode utilise une classification des nuages à l'aide d'histogramme IR/VIS. Suivant le type de nuage étudié, 4 classes peuvent être attribuées :

N_N : pas de pluie attribuée, pas de pluie mesurée.

N_R : pas de pluie attribuée, pluie mesurée.

R_N : pluie attribuée, pas de pluie mesurée,

R_R : pluie attribuée, pluie mesurée.

L'écriture de classification est donnée par la fonction :

$$f = (L_R * R_N + L_N * N_R) / (N + R) \quad (\text{III.12})$$

Où :

$$N = N_N + N_R$$

$$R = R_N + R_R$$

L_R et L_N sont des facteurs de pondération, fonction de la taille des échantillons. La classe non pluie étant plus grande que la classe pluie, on peut écrire :

$$L_R = (R + N) / R \quad \text{et} \quad L_N = (N + R) / N \quad (\text{III.13})$$

D'où:

$$F = R_N / R + N_N / N \quad (\text{III.14})$$

La limite pluie-non pluie est obtenue pour la fonction f minimale. Pour juger si la séparation obtenue est satisfaisante, un coefficient de corrélation est calculé :

$$r = (R_N * N_N - R_N * N_R) / R \quad (\text{III.15})$$

Sur un cas d'étude, donc peu significatif statistiquement les, les auteurs estiment avoir déterminé les zones pluvieuses avec une erreur de l'ordre de 22%.

La mise en œuvre de cette méthode nécessite l'utilisation d'image radar et un réseau dense de stations pluviométriques.

Les auteurs ont montré que l'étude sur une journée d'un cas de nuages stratiformes ne permet pas de délimiter les zones de pluie et non pluie.

III .2.5.2. Méthode de Gruber :

Cette méthode est fondée sur la paramétrisation de la convection selon le schéma de Kuo (1965), c'est-à-dire de relations permettant de déterminer l'effet d'un ensemble de nuages sur la dynamique à grande échelle.

- On considère un modèle d'atmosphère homogène, en instabilité et découpée en grille.
- Toute l'eau condensée dans les nuages est supposée être libérée sous forme de précipitations.

La formulation de Kuo permet d'exprimer la vitesse de formation d'un nuage sous la forme :

$$C/\Delta t = I/Q \quad (\text{III.16})$$

I : flux entrant,

C : aire couverte par le nuage,

ΔQ : terme d'humidité,

Q peut être décomposé en 2 termes :

$$Q_2 = (1/g) * \int_{p_b}^{p_s} (q_s + q) dP \quad (\text{III.17})$$

$$Q_1 = (c_p/g * L) * \int_{p_b}^{p_s} (T_s - T) dP \quad (\text{III.18})$$

Q_2 : est la quantité d'humidité nécessaire pour saturer la colonne d'atmosphère considérée.

Q1 : est la quantité d'humidité nécessaire pour réchauffer la colonne d'air jusqu'à la valeur d'humidité et de température de l'adiabatique humide du nuage.

Pb et Ps : correspondent respectivement à la pression à la base et au sommet du Cu,

Ts : température pseudo adiabatique potentielle du thermomètre mouillé à travers la base du nuage.

T : température ambiante,

q : humidité spécifique,

qs: humidité spécifique saturante,

g : accélération de la pesanteur,

cp: chaleur spécifique de l'air à pression constante,

L : chaleur latente de condensation,

L'intensité des précipitations dans la grille est donnée par :

$$R = (C/\Delta t) * (cp/g) * \int_{Pb}^{Ps} (Ts - T) dP = (C/\Delta t) * Q1 \quad (III.19)$$

III.2.5.3. Méthode “ Grid Hi story “ :

Cette technique a été développée par Martin et Howland (1985). C'est une technique interactive qui a pour objectif de répartir la pluie horaire en 3 classes: faible, moyenne, forte à chaque nœud d'une grille. Elle est fondée sur 4 principes :

- Dans beaucoup de régions, la pluie est considérée comme un événement rare
- Les cellules convectives génératrices de pluie ont une extension spatiale supérieure au pixel,
- Les 2 longueurs d'onde, le VIS et IR, contiennent des informations complémentaires sur la pluie,
- Pour les 2 canaux, la brillance est la source primaire d'information sur la pluie. d'autres informations d'importance secondaire sont contenues dans la structure (incluant la taille), la texture et la variation des nuages.

Les auteurs se proposent d'estimer la pluie journalière à partir d'images horaires de satellites géostationnaires sur une zone géographique découpée en grilles .la précipitation à un point

donné de la grille sera donnée par :

$$R=r(1) +r(2) +.... +r(24) \quad (III.20)$$

Où :

$R(l)$: est la quantité de pluie tombée à la première heure de la journée,

R : la mesure quotidienne de pluie.

En utilisant les 3 classes de pluie assignées à chaque grille, on peut écrire :

$$R=r1*f1+r2*f2+r3*f3 \quad (III.21)$$

Où :

fj : la fréquence d'assignation de la $j^{ème}$ classe de pluie

R : pluie estimée,

rj : intensité de pluie constante attribuée à la $j^{ème}$ classe de pluie.

En ajoutant une constante $r0$ (correcteur), l'équation (II.18) devient :

$$R=r0+r1*f1+r2*f2+r3*f3 \quad (III.22)$$

III.2.6. La méthode GPI :

La technique GPI (GOES Precipitation Index) a été développée par Arkin (1979) et Meisner (1987). Il s'agit d'un algorithme d'estimation spatiale et temporelle des précipitations de type convectif, exploitant les images infrarouges du satellite géostationnaire en utilisant la technique de seuillage de la température du sommet des nuages.

L'estimation est basée sur le calcul de la fraction des nuages plus froid que 235°K dans une maille de 2,5° x 2,5°, ensuite, elle assigne un taux de pluie horaire constant de 3mm/h à chaque pixel considéré pluvieux.

Le cumul de pluie est calculé suivant la relation :

$$GPI (mm)=Taux*Fc*T \quad (III.23)$$

Où :

GPI : est le cumul de pluie moyen en mm.

Fc : est la couverture fractionnaire de pixels IR<235°K sur un domaine de 2,5°x2, 5° (Fc est un nombre sans dimension égale 0 ou 1),

Taux : est la constante de proportionnalité =3 mm/heure,

T est le nombre d'heures durant lesquelles « Fc » a été compilé.

Le principal avantage de cette technique est qu'elle est fondée sur des données IR qui sont disponibles fréquemment sur la plupart des régions du globe à partir de satellites géostationnaires et en orbite polaire. La faiblesse majeure de la méthode est que l'estimation des précipitations à partir de la température du sommet des nuages est relativement éloignée de la physique du processus de génération de précipitations.

III.2.7. La méthode TAMSAT

Le groupe TAMSAT (Tropical Application in Meteorology using SATellite data) de l'université de Reading R-U a produit des évaluations de précipitations pour beaucoup de régions de l'Afrique pendant 15 années [Grimes et al 1999]. L'algorithme de base est une approche simple de la durée de nuage froid (CCD : Cold Cloud Duration) dont la seule condition opérationnelle de données est le canal infrarouge thermique du satellite Météosat. Les données IR thermique (TIR) sont accumulées pour produire des quantités de CCD pendant un intervalle de 10 jours (décade). Un rapport linéaire est recherché entre le CCD et la quantité de précipitations. Le seuil de la température pour le CCD et les paramètres du rapport linéaire sont calibrés contre des données antérieures et les données aux sols locaux. Les paramètres de calibrage changent avec l'endroit et la saison. Les estimations de TAMSAT constituent une référence utile pour la comparaison d'autres algorithmes plus complexes, car il s'agit du plus simple algorithme de précipitation qui se sert de données provenant de satellite et des informations locales.

- Algorithme d'estimation de précipitations TAMSAT :

L'algorithme de TAMSAT [Armand et al, 1996 ; Grimes et al, 1999 ; Thorne et al, 2001] est fondé sur deux hypothèses :

- D'abord identifier une température de seuil T pour des sommets de nuage qui distingue les nuages pluvieux des nuages non pluvieux.
- Ensuite il y'a un rapport linéaire entre le nombre d'heures ou les pixels considérés sont plus froids que la température de seuil (la durée de nuage froide ou le CCD) et la précipitation total dans le pixel. L'intensité de précipitation est donnée par :

$$P=a*CCD+b \quad (III.24)$$

$$P=0 \text{ et } b=0 \text{ si } CCD=0 \text{ ou } a*CCD+b<0 \quad (III.25)$$

Où :

P : est l'intensité de précipitation en mm

CCD : est l'occurrence de sommet froid en heures, a et b : sont des constantes empiriques.

Pour calibrer le rapport, il est nécessaire de déterminer des valeurs optimales de T, a et b. Pour ce faire, on procède à une comparaison avec des données au sol dans un processus à deux étapes.

- Dans l'étape 1, le CCD est calculé pour un certain nombre de valeur de T. la valeur choisie permet de distinguer au mieux les décades pluvieuses de non-pluvieuses.
- Dans l'étape 2, une régression est effectuée entre les données au sol et le CCD obtenu pour le seuil optimum pour les pixels contenant les mesures au sol, seuls les CCD différents de zéro sont retenues.

III.2.8. La méthode LANNION

La méthode LANNION (Carn et al, 1989) estime également la pluie décadaire, avec la formule :

$$R=a*OCC + b*Ts + C*Lat + d \quad (III.26)$$

$$R=0 \text{ et } b*Ts + C*Lat +d=0 \text{ si } OCC=0 \quad (III.27)$$

Où

R : est la pluie,

OCC : est l'occurrence de sommets froids pour un seuil de -40°C ,

Lat : est la pluie (latitude),

Ts: est la moyenne des deux températures maximales de brillance IR pendant les deux pentades de la décade. Ts vise à représenter la relation entre la pluie et la température de surface.

Le calcul des coefficients est basé sur une régression par rapport à des données de calibration en temps réel, c'est-à-dire disponibles à la fin de la décade. Une différence essentielle avec la méthode TAMSAT est que la régression est calculée à chaque décade, en utilisant les observations sol disponibles à la fin de la décade.

III.2.9. Avantages et inconvénients des techniques Infrarouges

L'avantage primordial des méthodes qui utilisent l'IR pour l'estimation des précipitations est la bonne résolution spatiale et temporelle de ces données. Néanmoins, les données IR sont des mesures de radiance ou de températures des sommets des nuages et n'ont pas un rapport physique direct avec les précipitations. Ces méthodes sont fondées sur l'observation qu'il existe une grande corrélation entre les structures des nuages (altitude, surface et épaisseur). D'où le problème principal de cette méthode qui est soit de surestimer les nuages pluviogènes en intégrant les surfaces nuageuses froides et élevées des cirrus, soit d'occulter des pluies stratiformes apportées par des nuages d'altitude plus modeste.

III.3. Les méthodes multispectrales

Pour identifier les précipitations issues des systèmes stratiformes, les méthodes utilisées sont basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages. Pour ce faire, ce type de méthode utilise des données multispectrales des satellites dans les canaux visibles,

proche infrarouge ainsi que dans l'infrarouge vapeur d'eau et thermique [e.g. Feidas et Giannakos 2011; 2010; Hutchison et coll 2006; Nauss et Kokhanovsky 2006 ; 2007; Thies et al. 2008a; 2008b;2010; Lazri et al. 2012; 2013;Arking et Childs 1985; Nakajima et king 1990]. Les données multispectrales sont actuellement disponibles à partir des satellites à orbite polaire ou à partir des satellites géostationnaires; elles sont largement utilisées pour la caractérisation des nuages précipitants. Nous citons ci-après quelques méthodes utilisant ce principe:

Parol et al. (1991) ont utilisé les canaux de la bande infrarouge du radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) du satellite NOAA pour l'estimation des rayons effectifs des particules des nuages.

Les propriétés optiques et microphysiques des nuages dans les zones polaires ont été analysées par Han et al. (1999) en utilisant des mesures multispectrales du radiomètre AVHRR.

Turk et al. (1998) ont développé une méthode exploitant les réflectances du proche infrarouge NIR et les températures de brillance de l'infrarouge du satellite GOES pour caractériser la structure microphysique du stratus et du brouillard durant le jour.

King et al. (1997) ont estimé l'épaisseur optique des nuages et le rayon effectif des particules de nuages en utilisant des données multispectrales du satellite TERRA-MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

Ou et al. (1993) ont estimé l'épaisseur optique des nuages et les rayons effectifs des particules des nuages pour les cirrus en utilisant les canaux infrarouges thermiques et le proche infrarouge.

Wolters et al. (2008) ont montré que l'utilisation de la différence de température de brillance $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ permet d'identifier les différentes phases thermodynamiques des nuages.

Rosenfeld et Gutman (1994) ont étudié les propriétés microphysiques des sommets des nuages pour l'identification des nuages pluviogènes. En effet, ils ont utilisé les données de canal1 (0,65 μ m), canal3 (3,7 μ m), canal4 (10,8 μ m), et canal5 (12,0 μ m) du radiomètre AVHRR.

Inoue(1985) a utilisé le canal IR et le canal NIR du radiomètre AVHRR pour la détection des cirrus semi-transparent. Il a aussi utilisé les deux bandes (10.5-11.5 μ m) et (11.5-12.5 μ m) pour la détection de cirrus non-précipitant et de cumulus dans les basses couches de l'atmosphère.

Kurino (1997) a utilisé la température de brillance dans le canal IR11 et les différences de température de brillance $\Delta T_{IR11-IR12}$ et $\Delta T_{IR11-IR6.7}$ du satellite Japonais (GMS) pour identifier les nuages précipitants.

Vicente (1996) a développé un algorithme pour l'estimation des précipitations en utilisant les températures de brillances des canaux IR11 et IR3.9 et la réflectance du canal IR3.9.

Inoue et Aonashi (2000) ont utilisé les données multispectrales de TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) pour identifier les nuages précipitants dans les systèmes frontaux. Les auteurs ont sélectionné quatre paramètres suivants, le rapport de réflectances entre le canal VIS0.6 et le canal NIR1.6 [VIS0.6/NIR1.6], la différence de température de brillance entre le canal IR11 et le canal IR12, la différence de température de brillance entre le canal IR3.8 et le canal IR11 et la température de brillance dans le canal IR11.

Feidas et Giannakos (2010) ont combiné le canal IR12.0 avec le canal IR10.8 du MSG pour extraire des informations sur l'épaisseur optique des nuages.

Thies et al (2008a) ont présenté une méthode pour identifier les nuages précipitants durant la journée en utilisant des données multispectrales du radiomètre SEVIRI.

La technique utilise les réflectances dans les canaux VIS0.6 et NIR1.6 pour

obtenir des informations sur l'épaisseur optique et le rayon effectif des nuages, et les différences de température de brillance $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ et $\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$ pour avoir des informations sur la phase des nuages.

Thies et al (2008b) ont développé aussi une autre méthode pour identifier les nuages précipitants dans les systèmes stratiformes durant la nuit à partir des données multispectrales du SEVIRI. Ils ont utilisé les différences de température de brillance à savoir, $\Delta T_{IR3.9-10.8}$, $\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$, $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ et $\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$.

Roebeling et Holleman (2009) ont présenté un algorithme basé sur les propriétés optiques et microphysiques pour estimer les précipitations. Ils ont utilisé les données multispectrales issues du satellite MSG dans les canaux visibles, proche infrarouge et l'infrarouge thermique.

III.3.1. Avantages et inconvénients de la technique multispectrale

Ces méthodes basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages utilisant des données multispectrales présentent l'avantage de pouvoir être appliquées aussi bien pour identifier les nuages précipitant dans les systèmes frontaux de moyennes latitudes que pour identifier les nuages dans les systèmes convectifs. Leur principal inconvénient réside dans leur incapacité à différencier entre les systèmes convectifs et stratiformes. Cette faiblesse conduit à de mauvais résultats dans les régions où les précipitations convectives et stratiformes coexistent.

III.4. Discussion

La plupart des techniques d'estimation des précipitations, reposent sur une relation entre la température du sommet des nuages mesurée dans l'infrarouge (IR) et l'intensité de précipitations. Ces techniques sont adaptées pour les nuages convectifs, mais montrent des limites quand elles sont appliquées aux systèmes de précipitation de moyennes latitudes. C'est

ainsi que des méthodes utilisant des données multi spectrales basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages ont été développées pour identifier les nuages stratiformes. Toutefois, ce type de méthodes ne différencie pas entre les précipitations convectives et les précipitations stratiformes lorsqu'elles sont appliquées aux régions où les deux types de précipitations coexistent.

Chapitre IV

Estimation des précipitations par une méthode basée sur les
probabilités de classification des intensités des précipitations à
partir des données MSG- SEVIRI

IV.1. Préambule

Dans ce chapitre, nous présentons une méthode basée sur les probabilités de classification des intensité des précipitations pour l'estimation des précipitation à partir des données de satellite MSG- SEVIRI (Météosat Seconde Génération / Spinning Enhanced visible and infrared imageur). Notre méthode utilise plusieurs paramètres spectraux de SEVIRI qui fournissent des informations sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages ainsi que la température des sommets des nuages. La méthode présentée est appliquée à la région Nord de l'Algérie. La calibration et l'évaluation de notre méthode est réalisée en utilisant une base de données radar durant les saisons pluvieuses de Novembre 2006 à Mars 2007 et Novembre 2010 à Mars 2011.

IV.2. Présentation de la région d'étude et des données

IV.2.1 Présentation du site

L'Algérie est située sur la rive sud de la Méditerranée; elle est bordée à l'Est par la Tunisie et la Libye, au Sud par le Niger et le Mali, au Sud-ouest par le Sahara occidental et la Mauritanie et de l'Ouest par le Maroc. La zone d'étude est située au nord de l'Algérie s'étend sur environ 800 km de long et 400 km de large (figure IV.1). Cette zone est couverte par 219 pluviomètres sur les 320 implantés sur le territoire algérien. Sur la figure IV.1, le cercle montre la couverture radar qui coïncide avec la zone d'étude.

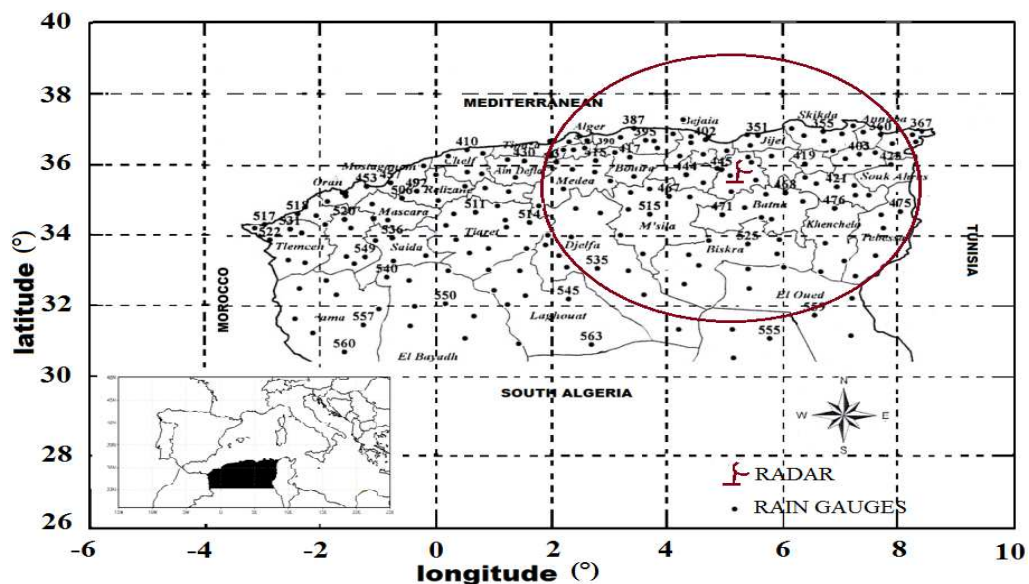


Figure IV.1. La position du radar météorologique de Sétif et sa couverture (Un rayon de 250 Km)

IV.2.2. données Satellite, radar et pluviomètres

Nous avons utilisé deux sortes de données à savoir, des données collectées par le satellite MSG et des données enregistrées par les pluviomètres et par le radar de Sétif. Cette base de données est constituée de données de calibration et de données de validation. Les données de calibration collectées de Novembre 2006 à Mars 2007 sont utilisées pour élaborer notre technique et se composent de 2109 situations de précipitations. Les données de validation sont utilisées pour évaluer notre technique et se composent de 1936 situations de précipitations enregistrées de Novembre 2010 à Mars 2011.

IV.2.2.1 Données du satellite MSG

Le MSG est une filature satellite stabilisé qui est positionné à une altitude d'environ 36000 km au-dessus de l'équateur à 3,4 ° W pour METEOSAT-8. Le radiomètre SEVIRI donne toutes les 15 minutes 12 images dans les 12 canaux disponibles. Nous avons sélectionné les canaux sensibles aux propriétés optiques et microphysiques des nuages (l'épaisseur optique, rayon efficace des particules, la phase des nuages) ainsi qu'à la température de sommet des nuages (CTT), et ceux situés dans les bandes spectrales d'absorption affectées principalement par la vapeur d'eau.

Ces canaux correspondent aux bandes VIS0.6, NIR1.6, IR3.9, WV6.2, WV7.3, IR8.7, IR10.8 et IR12.0. L'image brute (niveau 1.5) a une taille de 3712 x 3712 pixels dans chaque canal (Eumetsat, 2004). Ceci correspond à une résolution spatiale au centre de l'image d'environ 3 km². Sur le Nord de l'Algérie, l'angle de visualisation satellite au zénith de SEVIRI est d'environ 26 °, et par conséquent la résolution spatiale est réduite à environ 4x5 km². Chaque pixel est codé sur 10 bits. Tous les pixels sont géographiquement localisés sur une grille commune en projection géostationnaire. Nous avons archivé les données brutes (niveau 1.5), c'est à dire les valeurs de 3712 x 3712 pixels de l'image, et les coefficients de calibration pour en déduire la radiance pour chaque pixel.

La radiance peut être convertie en réflectance dans les canaux solaires (visible) et en température de brillance dans les canaux infrarouges (Eumetsat, 2004).

Pour notre cas, nous avons prédéfini une zone de l'image de la surface de la Terre; elle correspond à notre région d'étude (voir Figure IV.1).

La valeur d'un pixel aussi appelée « count », est convertie en radiance (exprimée en $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$) à l'aide d'une relation linéaire donnée par l'équation (IV.1) [Eumetsat 2004] :

$$Ra(i, ch) = CN(i, ch) * slope(ch) + offset(ch) \quad (IV-1)$$

Où $CN(i, ch)$ (valeurs possibles entre 0 et 1023) est le compte numérique d'un pixel i pour un canal ch . Les $offset(ch)$ et $slope(ch)$ sont des coefficients de calibration exprimés en $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$ utilisés pour calculer la radiance à chaque pixel d'un canal ch , dont les valeurs sont données à l'entête de chaque image [Eumetsat 2004]. Cette radiance peut ensuite être convertie en température de brillance dans les canaux infrarouges et en réflectance dans les canaux visibles [Eumetsat 2004]. Pour un pixel donné, la température de brillance Tb (kelvin) dans les canaux infrarouges est calculée à partir de la formule de Planck (équation IV.2) :

$$Tb = \frac{c_2 v_c}{\left(\log\left(\frac{c_1 v_c^3}{Ra} + 1\right) - B \right) * A} \quad (IV-2)$$

Où Ra est la radiance du pixel calculée par l'équation (IV-1) pour les canaux infrarouges; les c_1 et c_2 sont des constantes qui égalent respectivement à $1.19104 \cdot 10^{-5} mWm^{-1}sr^{-1}(cm^{-1})^{-4}$ et $1.43877K(cm^{-1})^{-1}$; v_c est le nombre d'onde central du canal d'observation par cm. A et B sont deux paramètres d'ajustement dépendant du canal (voir Tableau IV.1).

N° de canal	canal	v_c	A	B
4	IR 3.9	2569.094	0.9959	3.471
5	WV 6.2	1598.566	0.9963	2.219
6	WV 7.3	1362.142	0.9991	0.485
7	IR 8.7	1149.083	0.9996	0.181
8	IR 9.7	1034.345	0.9999	0.060
9	IR 10.8	930.659	0.9983	0.627
10	IR 12.0	839.661	0.9988	0.397
11	IR 13.4	752.381	0.9981	0.576

Tableau .IV.1 Valeurs des constantes v_c , A et B en fonction des canaux infrarouges.

La reflectance Re (%) est calculée pour les canaux ($VIS0.6$, $VIS0.8$, $NIR1.6$, HRV) à partir de l'expression suivante :

$$Re = \frac{\pi * Ra * d^2(t)}{I * \cos(\theta(t,x))} * 100 \quad (IV-3)$$

Où Ra est la radiance du pixel calculée par l'équation (IV-1), $d(t)$ est la distance terre-soleil à l'instant t (calculée en fonction de la date), I est une constante dépendant du canal d'observation (voir tableau IV.2), et $\theta(t,x)$ est l'angle zénithale solaire (calculé en fonction de la date, temps, latitude et longitude).

N° du canal	1(VIS0.6)	2(VIS0.8)	3(NIR1.6)	12(HR0.7)
I	65.2296	73.0127	62.3715	78.8952

Tableau IV.2 Valeurs des constante I dépendant du canal

IV .2.2.2 .Données du radar météorologique

Le radar du Sétif installé près de la ville de Sétif, à 36 ° 11 'N, 5 ° 25' E et 1700 m d'altitude, est l'un des sept radars du réseau météorologique algérien. C'est un Radar AWSR 81C en bande C. Sa fréquence opérationnelle est de 5.6 GHz. Le déplacement en azimut est entre 0 à 360 degrés continus et le déplacement en inclinaison de -1° à 90°. Sa polarisation est linéaire et horizontale.

Les images utilisées radar sont collectées à une résolution temporelle de 15 minutes et une résolution spatiale de 1 km² dans un format de 512x512 pixels. Chaque pixel est codé sur quatre bits. Cela correspond à 16 classes [00, 04, 12, 18, 22, 26, 30, 34, 38, 42, 46, 50, 54, 58, 62, 66, 70 (dBZ)]. Les caractéristiques techniques du radar sont données par la table suivante :

	Radar de Sétif
Longueur d'onde (cm)	5.5
Puissance crête (kw)	250
Fréquence de répétition (Hz)	250
La durée de l'impulsion (µs)	4

Tableau IV.3 Caractéristiques du radar de Setif

Le paramètre physique représentatif de l'image radar est le facteur de réflectivité noté Z exprimé en (mm⁶m⁻³). La conversion du facteur de réflectivité Z en intensité de précipitations R (mm/h) est obtenue par l'équation (IV-4) adaptée à la situation météorologique de notre région.

$$Z = 300. R^{1.5} \quad (\text{IV.4})$$

Elle peut être aussi convertie en dBZ par la relation suivante:

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log (Z) \quad (\text{IV.5})$$

L'acquisition et le prétraitement des images radar sont réalisés à l'aide du système SANAGA (Système d'acquisition Numérique pour l'analyse des Grains Africains). Le SANAGA est un système d'acquisition des données radar développé au laboratoire d'Aérologie de Toulouse [Sauvageot et Despau 1990] et implanté sur de nombreux radars à travers le monde dont ceux du réseau algérien. Ce dispositif comprend essentiellement un module câblé de numérisation, un micro-ordinateur et un logiciel interactif, travaillant en temps réel.

Collocalisation des données

Pour la comparaison spatiale entre les données radar et satellite, les données radar qui ont une résolution spatiale d'origine de $1 \times 1 \text{ km}^2$ ont été reprojctées et rééchantillonnées à la résolution spatiale des données SEVIRI (environ $4 \times 5 \text{ km}^2$ dans la zone d'étude). Cette dernière est supposée constante en raison de la faible surface commune couverte par les capteurs du satellite et du radar. Aussi, en raison du décalage spatial entre ces deux types de données, dû aux erreurs de parallaxe et des erreurs de collocation [Vicente et al. 2002], la comparaison des deux types de données ne peut être réalisée qu'après réajustement. En effet, le décalage de parallaxe est le déplacement apparent d'un nuage observé qui se produit lorsque le radiomètre SEVIRI observe la Terre sous un angle oblique.

En zone d'étude, les nuages observés par SEVIRI peuvent subir un décalage de parallaxe jusqu'à 20 km par rapport aux images radar météorologique [Kühnlein et al. 2010]. L'erreur de parallaxe est fonction de la hauteur des nuages (en particulier pour les nuages convectifs).

Afin de réduire les différences mentionnées ci-dessus, chaque pixel radar a été comparé aux 5×5 pixels correspondants de SEVIRI pour les nuages hauts et aux 3×3 pixels correspondants de SEVIRI pour les nuages bas pour trouver le maximum de corrélation.

Pour la comparaison temporelle, il existe un décalage temporel entre le radar et le satellite d'environ 3 min. Ce faible décalage ne nécessite pas une synchronisation entre les données radar et les données satellitaires.

IV .2.2.3. Données pluviographiques

Les données de pluviomètre sont collectées par 219 stations pluviographiques, réparties sur la zone d'étude. Ces données nous ont été fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (A.N.R.H.) et l'Office national de météorologie (ONM). Notons que les données de cumuls des pluies ont été récoltées à un rythme journalier, de manière continue sur plusieurs années et ont fait l'objet d'un contrôle de qualité avant d'être intégrées dans la base de données

.

IV.3. Méthodologie

Dans cette section, les précipitations observées à partir de satellite sont classifiées selon leurs intensités pour une meilleure estimation de ces précipitations. Dans ce contexte, la résolution spectrale de MSG SEVIRI fournit des informations plus condensées sur les propriétés physiques des nuages. Ainsi, l'identification et la classification des précipitations peuvent être améliorées et par conséquent l'estimation sera plus fiable.

Les données utilisées sont divisées en données de calibration et en données de validation. Les données de calibration sont utilisées pour le développement de la technique et se composent de 2109 situations de précipitations collectées durant la période Novembre 2006 à Mars 2007. Les données de validation sont utilisées pour l'évaluation de la technique proposée et se composent de 1936 situations de précipitations enregistrées de Novembre 2010 à Mars 2011. Les situations des précipitations doivent être traitées séparément en raison des différences de contenu d'informations sur les propriétés des nuages entre les journées et les nuits.

Notons que pour éviter des erreurs dues au faible rayonnement solaire, nous avons utilisé les paramètres VIS0.6 et NIR1.6 uniquement lorsque l'angle zénithal du soleil est compris entre 0° et 70° par rapport à la région d'étude.

IV.3.1. Différenciation d'intensité de précipitations à partir de données radar

Le climat méditerranéen est caractérisé par son fort contraste saisonnier. En effet, il est influencé à la fois par le climat subtropical et le climat des systèmes des latitudes moyennes. Les cyclones polaires apportent froid et humidité, tandis que la pression tropicale retrace l'air chaud et sec. En conséquence, le climat méditerranéen est un climat instable avec une chute de pluie très variable.

Les précipitations des systèmes de la méso-échelle se propagent généralement d'Ouest en Est et du Nord au Sud, qui peut être associée à une perturbation cyclonique Méditerranée résultant d'interactions entre circulations atmosphériques à grande échelle, l'orographie et le contraste de la température "terre-mer". Par conséquent, cette région se caractérise par des événements importants de précipitations convectives associées à l'instabilité atmosphérique et des précipitations stratiformes liées à l'advection associées aux systèmes frontaux. Les précipitations convectives sont plus intense et de courte durée que les précipitations stratiformes. Cependant, les précipitations stratiformes, couvrent généralement de plus grandes surfaces que les précipitations convectives, couvrant une partie significative (40-50%) du volume des précipitations (Anagnostou 2005).

Houze (1993) a résumé le modèle conceptuel des différentes parties d'un système pluvieux dominé par différents processus de précipitations et conduisant à différentes intensités de précipitations dans les cyclones extratropicaux. Selon ce modèle conceptuel, les systèmes de précipitations sont divisés en sous-zones suivants les différents processus et intensités des précipitations (Thies et al, 2008b):

Classe (1): Les précipitations de très forte convection (de très fortes intensités de précipitations de cumulonimbus (Cb)).

Classe (2): les précipitations convectives-stratiformes de Nimbostratus (Ns) (modérées à fortes intensités de précipitations).

Classe (3): les précipitations advective-stratiforme de Ns (intensité de précipitation modérée).

Classe (4): les Précipitation à partir des nuages à caractère intermédiaire entre le convectif dominant et advectif-stratiforme (intensité de précipitation faible à modéré).

Classe (5): précipitation de l'origine Advectif-Stratiforme (intensité de la précipitation faible).

Classe (6): non précipitant

Ces classes de précipitation peuvent être identifiées à partir des données radar. Le tableau IV.4 donne les classes et les intensités de précipitation correspondantes identifiées par le radar.

	Radar	Réfléctivités de Radar (dBZ)
Classe(1)	De très fortes intensités de précipitations	>46
Classe(2)	modérée à fortes intensités de précipitations	42 to 46
Classe(3)	l'intensité des précipitations modérées	34 to 38
Classe(4)	intensité de précipitation faible à modéré	26 to 30
Classe(5)	intensité de précipitation faible	12 to 22
Classe(6)	Pas de pluie	<12

Tableau IV.4. Différentes intensités des précipitations selon le modèle conceptuel Houze (1993) et les réflectivités radar correspondantes.

IV.3.2. Paramètres spectraux utilisés pour classifier les intensités des précipitations

Les techniques de la classification des précipitations ont été développées en se basant sur la relation entre les paramètres physiques des nuages et les paramètres spectraux dérivés des canaux infrarouges SEVIRI. Plus précisément, ces paramètres radiatifs ont été utilisés comme substituts pour les paramètres physiques du nuage:

Durant la nuit et la journée

$T_{10.8}$: température de brillance dans le canal $10.8\mu\text{m}$

$\Delta T_{10.8-12.0}$: différence de température de brillance entre le canal $10.8\mu\text{m}$ et le canal $12.0\mu\text{m}$

$\Delta T_{8.7-10.8}$: différence de température de brillance entre le canal $8.7\mu\text{m}$ et le canal $10.8\mu\text{m}$

$\Delta T_{6.2-10.8}$: différence de température de brillance entre le canal $6.2\mu\text{m}$ et le canal $10.8\mu\text{m}$

Durant la nuit

$\Delta T_{3.9-10.8}$: différence de température de brillance entre le canal $3.9\mu\text{m}$ et le canal $10.8\mu\text{m}$

$\Delta T_{3.9-7.3}$: différence de température de brillance entre le canal $3.9\mu\text{m}$ et le canal $7.3\mu\text{m}$

Durant la journée

$R_{0.6}$: réflectance dans le canal $0.6\mu\text{m}$

$R_{1.6}$: réflectance dans le canal $1.6\mu\text{m}$

- i. La température de brillance $T_{10.8}$ peut être utilisée comme un bon (proxy) indicateur de la hauteur du sommet du nuage. la température de brillance du système dépend de la hauteur du sommet du nuage (e.g Thies et al. 2008; Lazri et al. 2014).
- ii. La $\Delta T_{10.8-12.0}$, est fortement liée à l'épaisseur optique de nuage, et peut être utilisée pour distinguer entre les nuages convectifs optiquement épais et les nuages cirrus optiquement minces (Inoue 1987a). Plus précisément, les petites valeurs de $\Delta T_{10.8-12.0}$ sont obtenues pour des nuages convectifs optiquement épais et les grandes valeurs de $\Delta T_{10.8-12.0}$ indiquent des nuages du cirrus optiquement minces (Inoue et al. 2001).

- iii. La $\Delta T_{8.7-10.8}$ peut être utilisée pour identifier la phase du nuage (glace ou liquide) (Strabala et al. 1994; Thies et al. 2008a). L'Absorption de nuage de glace et de nuage d'eau est différente dans ces deux longueurs d'onde (Baum et Platnick 2006; Baum et al. 2000). Selon les simulations de transfert radiatif, pour les nuages de glace, la $\Delta T_{8.7-10.8}$ tend vers des valeurs positives, alors que pour les nuages de l'eau de bas niveau, la $\Delta T_{8.7-10.8}$ est petite et négative (Baum et Platnick 2006). La phase du nuage de glace est associée à des précipitations convectives.
- iv. La $\Delta T_{6.2-10.8}$ peut distinguer efficacement entre les nuages élevés et les nuages moyens (Lutz et al. 2003). Les nuages moyens donnent des valeurs négatives de $\Delta T_{6.2-10.8}$. Par contre, pour les nuages épais de niveau supérieur, la $\Delta T_{6.2-10.8}$ prend des valeurs négatives. Les différences positives peuvent être obtenues quand les nuages convectifs profonds pénètrent dans la stratosphère (Tjemkes et al. 1997). Ceci est dû à la présence de la vapeur d'eau dans les couches stratosphériques.
- v. La $\Delta T_{3.9-10.8}$ dépend du rayon efficace des particules et de l'épaisseur optique des nuages (Lazri et al, 2012,; Et Lazri al 2013a; 2013b; Thies al et al, 2008a). Les Grandes particules ont une plus grande émission dans le canal 3.9 μm comparées aux plus petites particules. La température de brillance dans le canal 3.9 μm est plus élevée pour les plus grandes particules. Cette dépendance de la dimension de la particule est beaucoup moins distinct dans le canal 10.8 μm . Par conséquent, $\Delta T_{3.9-10.8}$ est plus élevé pour les plus grandes particules. Pour les nuages optiquement minces, l'émission dans le canal 3.9 μm est faible par rapport au canal 10.8 μm .
- vi. La $\Delta T_{3.9-7.3}$ montre des caractéristiques similaires à la $\Delta T_{3.9-10.8}$. Par conséquent, la $\Delta T_{3.9-7.3}$ est utilisée pour fournir des informations supplémentaires sur le rayon efficace de la particule et l'épaisseur optique. Pour les nuages minces avec les petites ou grandes particules, respectivement, la $\Delta T_{3.9-7.3}$ porte les plus hautes valeurs. Les valeurs moyennes de $\Delta T_{3.9-7.3}$ indiquent une épaisseur optique des nuages importants et une présence de grosses particules dans le sommet des nuages
- vii. Les rayonnements obtenus dans la bande (0.4 et 0.8 μm) sont utilisés pour estimer habituellement l'épaisseur optique de nuages (Arking et Childs 1985).

Alors que la bande entre (1.6 et 3.9 μ m) dépend de rayon efficace de la gouttelette de nuage (Baum et al. 2000; Arking et Childs 1985). De cette façon, la combinaison de ces deux bandes (VIS0.6 et NIR1.6) peut fournir des informations sur l'épaisseur optique des nuages et le rayon efficace de la gouttelette de nuage. Les valeurs élevées des reflectances R0.6 correspondent à une épaisseur optique importante et les valeurs faibles de reflectance R1.6 indiquent de grosses particules dans le nuage.

IV.3.3. Détermination de probabilité de classification

La méthode utilisée pour la classification des intensités de précipitations est basée sur les probabilités d'intensité de précipitations (PRI). Deux matrices de probabilités sont construites (Nauss et Kokhanovsky 2006; Thies et al. 2008a, b; Feidas et Giannakos 2010). Le PRI est calculé en comparant les combinaisons de paramètres spectraux avec les données du radar basées au sol pour les événements de précipitation de Novembre 2006 à Mars 2007 (total : 2109 situations précipitantes) qui est utilisée comme référence dans la classification des intensités de précipitations.

Pour chaque paramètre spectral, la probabilité est calculée pour chacune de six classes. Elle représente le pourcentage des pixels qui ont été identifiés comme appartient à la classe. L'équation (IV.6) montre le calcul de la probabilité pour chaque paramètre et pour chaque classe.

$$PRI(i, j) = \frac{N_{class(i)}}{\sum_{k=1}^6 N_{class(k)}} \quad (IV.6)$$

Où $N_{class(i)}$ est la fréquence de la classe (i) avec (i=1,..., ou 6), et j=1,2,..., ou 6 qui représente $T_{10.8}$, $\Delta T_{10.8-12.0}$, $\Delta T_{8.7-10.8}$, $\Delta T_{6.2-10.8}$, $\Delta T_{3.9-10.8}$ et $\Delta T_{3.9-8.7}$ respectivement pour la nuit; et représente $T_{10.8}$, $\Delta T_{10.8-12.0}$, $\Delta T_{8.7-10.8}$, $\Delta T_{6.2-10.8}$, $R_{0.6}$ et $R_{1.6}$ pour la journée.

Deux matrices de probabilités (6 lignes par 6 colonnes) sont obtenues, une pour la journée et l'autre pour la nuit. Ces matrices contiennent les valeurs de PRI qui fournit des probabilités qu'un pixel appartient à une des six classes pour chaque paramètre spectral

(Tableau IV.5 valide pour la nuit et le tableau IV.6 valide pour la journée). Une probabilité est représentée par PRI (i,j) qui est une probabilité qu'un pixel appartient à la classe (i) du paramètre spectral "j".

	$T_{10.8}$	$\Delta T_{10.8-12.0}$	$\Delta T_{8.7-10.8}$	$\Delta T_{6.2-10.8}$	$\Delta T_{3.9-10.8}$	$\Delta T_{3.9-7.3}$	Paramètre de décision
Classe(1)	PRI(1,1)	PRI(1,2)	PRI(1,3)	PRI(1,4)	PRI(1,5)	PRI(1,6)	DP(1)
Classe(2)	PRI(2,1)	PRI(2,2)	PRI(2,3)	PRI(2,4)	PRI(2,5)	PRI(2,6)	DP(2)
Classe(3)	PRI(3,1)	PRI(3,2)	PRI(3,3)	PRI(3,4)	PRI(3,5)	PRI(3,6)	DP(3)
Classe(4)	PRI(4,1)	PRI(4,2)	PRI(4,3)	PRI(4,4)	PRI(4,5)	PRI(4,6)	DP(4)
Classe(5)	PRI(5,1)	PRI(5,2)	PRI(5,3)	PRI(5,4)	PRI(5,5)	PRI(5,6)	DP(5)
Classe(6)	PRI(6,1)	PRI(6,2)	PRI(6,3)	PRI(6,4)	PRI(6,5)	PRI(6,6)	DP(6)

Tableau IV.5 Matrice de probabilité valide pour la nuit

	$T_{10.8}$	$\Delta T_{10.8-12.0}$	$\Delta T_{8.7-10.8}$	$\Delta T_{6.2-10.8}$	$R_{0.6}$	$R_{1.6}$	paramètre de décision
Classe(1)	PRI(1,1)	PRI(1,2)	PRI(1,3)	PRI(1,4)	PRI(1,5)	PRI(1,6)	DP(1)
Classe(2)	PRI(2,1)	PRI(2,2)	PRI(2,3)	PRI(2,4)	PRI(2,5)	PRI(2,6)	DP(2)
Classe(3)	PRI(3,1)	PRI(3,2)	PRI(3,3)	PRI(3,4)	PRI(3,5)	PRI(3,6)	DP(3)
Classe(4)	PRI(4,1)	PRI(4,2)	PRI(4,3)	PRI(4,4)	PRI(4,5)	PRI(4,6)	DP(4)
Classe(5)	PRI(5,1)	PRI(5,2)	PRI(5,3)	PRI(5,4)	PRI(5,5)	PRI(5,6)	DP(5)
Classe(6)	PRI(6,1)	PRI(6,2)	PRI(6,3)	PRI(6,4)	PRI(6,5)	PRI(6,6)	DP(6)

Tableau IV.6 Matrice de probabilité appropriée pour la journée

Le paramètre de décision DP(i) de classe (i) est obtenu en additionnant les probabilités de la même ligne (Équation IV.7).

Le paramètre de décision DP est calculé en utilisant l'équation suivante:

$$DP(i) = \sum_{j=1}^6 PRI(i, j) \quad (IV.7)$$

Le pixel est affecté à la classe dont le DP est le plus grand.

IV. 3.4. Détermination de taux des précipitations

Un taux de pluie est attribué à chacune des cinq classes identifiées selon les matrices de probabilités. La classe (6) représente une situation non précipitante correspond donc au taux de pluie nul.

Pour déterminer ces taux, nous utilisons les précipitations cumulées R (mm) qui ont été fournies par les 219 pluviomètres et les observations satellites. Dans notre cas, la relation entre ces observations et la quantité de pluie enregistrée R (mm) est donné par Équation (IV.8):

$$R(mm) = \sum_{i=1}^5 RR_{(i)} * OCC_{(i)} + C \quad (IV.8)$$

Où $OCC_{(i)}$ représente l'occurrence d'apparition de la classe (i). C est une constante d'ajustement, si $OCC_{(i)} = 0$, $C = 0$; $RR_{(i)}$ est le taux de la pluie pour la class(i) à déterminer par régression linéaire multiple.

IV.4. Résultats

IV.4.1. Les résultats de la classification des précipitations et évaluation de la performance

La méthode est appliquée à une situation instantanée de précipitation et ensuite à toutes les situations de précipitation observées entre Novembre 2010 et Mars 2011.

L'évaluation de la méthode a été réalisée par comparaison des résultats avec les données instantanées du radar

IV.4.1.1. Cas d'une seule situation des précipitations

Nous avons appliqué notre méthode à une situation instantanée de précipitation du 3 janvier 2011 à 14:00 UTC pour classer les précipitations selon leur intensité. Pour évaluer notre méthode, nous avons comparé le nombre de pixel identifié par notre technique avec le nombre de pixel observé par le radar (6867 pixels précipitants sur un total de 10289 pixels) pour cette même situation. Le tableau IV.7 donne le nombre de pixel par classe observé par le radar et ceux identifié par le satellite.

	Class(1)	Class(2)	Class(3)	Class(4)	Class(5)	Class(6)	total
observé par le radar	1355	1623	2378	712	799	3422	10289
identifié à partir du satellite	1432	1765	2247	687	579	3579	10289

Tableau IV.7. Nombre de pixels par classe observé par le radar et identifié par le satellite pour la situation instantanée de précipitations du 3 Janvier 2011 à 14:00 UTC

Aussi, les fréquences d'occurrence des pixels identifiés par le satellite et observés par le radar sont présentées par classes dans Figure IV.2.

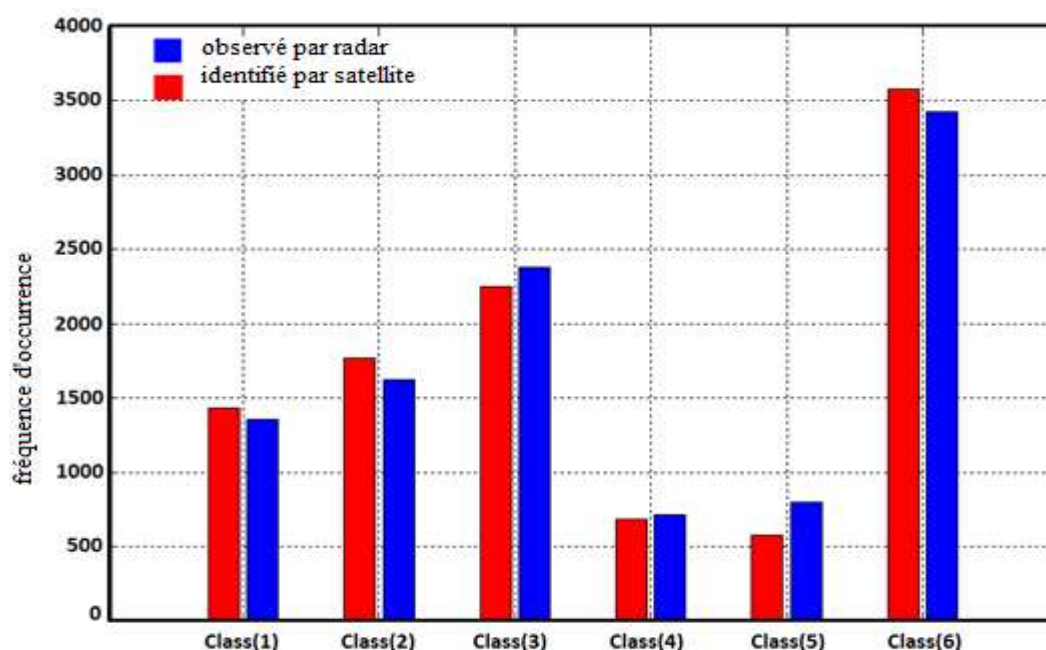


Figure IV.2. Fréquences d'apparition des différentes classes de la situation des précipitations du 3 Janvier 2011 à 14:00 UTC

Les paramètres statistiques permettant d'évaluer la méthode sont déterminés en comparant la classification de la méthode identifiée par le satellite aux observations radar. Les différentes comparaisons peuvent être résumées dans le tableau IV.8, dans lequel les paramètres a_i , b_i et c_i sont des valeurs de la table de contingence.

		Pixels identifiés par le satellite			
		Convective	Stratiforme	Non précipitant	Total
Pixels observés par radar	Convective	a_1	b_1	c_1	T_1
	Stratiforme	a_2	b_2	c_2	T_2
	Non précipitant	a_3	b_3	c_3	T_3
	Total	T_a	T_b	T_c	T

Tableau IV.8. Table de contingence pour la discrimination de pluie convective/stratiforme

Les paramètres statistiques sont calculés en utilisant Equation (IV.9) à (IV.18).

- La probabilité de détection POD indique les pixels qui ont été correctement identifiés par la méthode. Elle est calculée par l'équation (IV.9) et l'équation (IV.10) respectivement pour les pixels convectifs et les pixels stratiformes.

$$POD_C = \frac{a_1}{T_1} \quad (IV.9)$$

$$POD_S = \frac{b_2}{T_2} \quad (IV.10)$$

La valeur optimale du POD est égale à 1.

- La probabilité de fausse détection (POFD) indique la fraction des pixels incorrectement identifiés par la méthode. Elle est calculée respectivement pour les pixels convectifs et les pixels stratiformes par les équations (IV.11) et (IV.12)

$$POFD_C = \frac{a_2 + a_3}{T_2 + T_3} \quad (IV.11)$$

$$POFD_S = \frac{b_1 + b_3}{T_1 + T_3} \quad (IV.12)$$

La valeur optimale du POFD est égale à 0.

- Le ratio de fausses alarmes FAR des pixels qui sont mal classifiés est donné respectivement pour les pixels convectifs et pour les pixels stratiformes par :

$$FAR_C = \frac{a_2 + a_3}{T_a} \quad (IV.13)$$

$$FAR_S = \frac{b_1 + b_3}{T_b} \quad (IV.14)$$

La valeur optimale du FAR est égale à 0.

• Le Biais décrit le rapport entre le nombre de pixels qui ont été détectés comme convectifs (res. stratiformes) par le satellite et le radar. Il permet de mesurer la surestimation ou la sous-estimation de la méthode. Un Biais supérieur à 1 indique une surestimation, alors qu'un biais inférieur à 1 indique une sous-estimation. Il est donné respectivement pour les pixels convectifs et les pixels stratiformes par les équations (IV.15) et (IV.16).

$$Bias_C = \frac{T_a}{T_1} \quad (IV.15)$$

$$Bias_S = \frac{T_b}{T_2} \quad (IV.16)$$

La valeur optimale du Biais est égale à 1.

• L'indice de réussite CSI (Critical Success Index) indique le rapport entre les pixels qui ont été correctement identifiés comme précipitants (convectif et stratiforme), et les pixels correctement identifiés précipitants et non correctement identifiées (précipitants et non précipitants).

$$CSI = \frac{a_1 + b_2}{T_a + T_b + c_1 + c_2} \quad (IV.17)$$

La valeur optimale du CSI est égale à 1.

• Le pourcentage de détection correcte PC, indique le rapport entre le nombre de pixels qui sont correctement identifiés (précipitants et non précipitants) et le nombre total de pixels. Il est calculé par l'équation (IV.18).

$$PC = \frac{a_1 + b_2 + c_3}{T} \quad (IV.18)$$

La valeur optimale du PC est égale à 1.

Les paramètres de vérification sont calculés pour cette situation instantanée de précipitation du 3 janvier 2011 à 14:00 UTC pour les six classes et les résultats obtenus sont donnés dans le tableau IV.9.

	POD (%)	POFD (%)	FAR (%)	Bias	CSI (%)	PC (%)
Classe(1)	84	9	26	1.1	72	97
Classe(2)	81	12	34	1.2	69	95
Classe(3)	72	16	36	0.8	66	93
Classe(4)	71	18	38	0.8	66	93
Classe(5)	65	32	42	0.6	59	92
Classe(6)	89	4	18	1.2	79	98
Total	84	6	26	1.1	73	96
Les valeurs optimales	100	00	00	1	100	100

Tableau IV.9. Résultats de la classification pour les six classes 1-6 pour la situation instantanée de précipitations du 3 Janvier 2011 à 14:00 UTC

A partir du tableau, l'identification de chaque classe est satisfaisante; cela est indiqué par les bonnes valeurs de POD qui est entre 65 et 86%. La classification correcte est confirmée par les faibles valeurs de POFD et FAR. Le Biais indique une légère surestimation pour les classes : classe (1), classe (2) et classe (6), et une légère sous-estimation pour les classes : classe (3), classe (4) et classe (5). Quant à CSI et PC, la marge est acceptable et par conséquent les résultats montrent la bonne performance de la méthode développée.

Visuellement, la performance de la technique proposée est indiquée par Figure IV.3. Figure. IV.3(a) montre la température de brillance dans le canal IR10.8 de SEVIRI pour les situations du 3 janvier 2010 à 14:00 UTC. Figure IV.3(b) montre l'image radar pour la même situation. Figure IV.3(c) montre les intensités de la pluie détectées par Radar et SEVIRI.

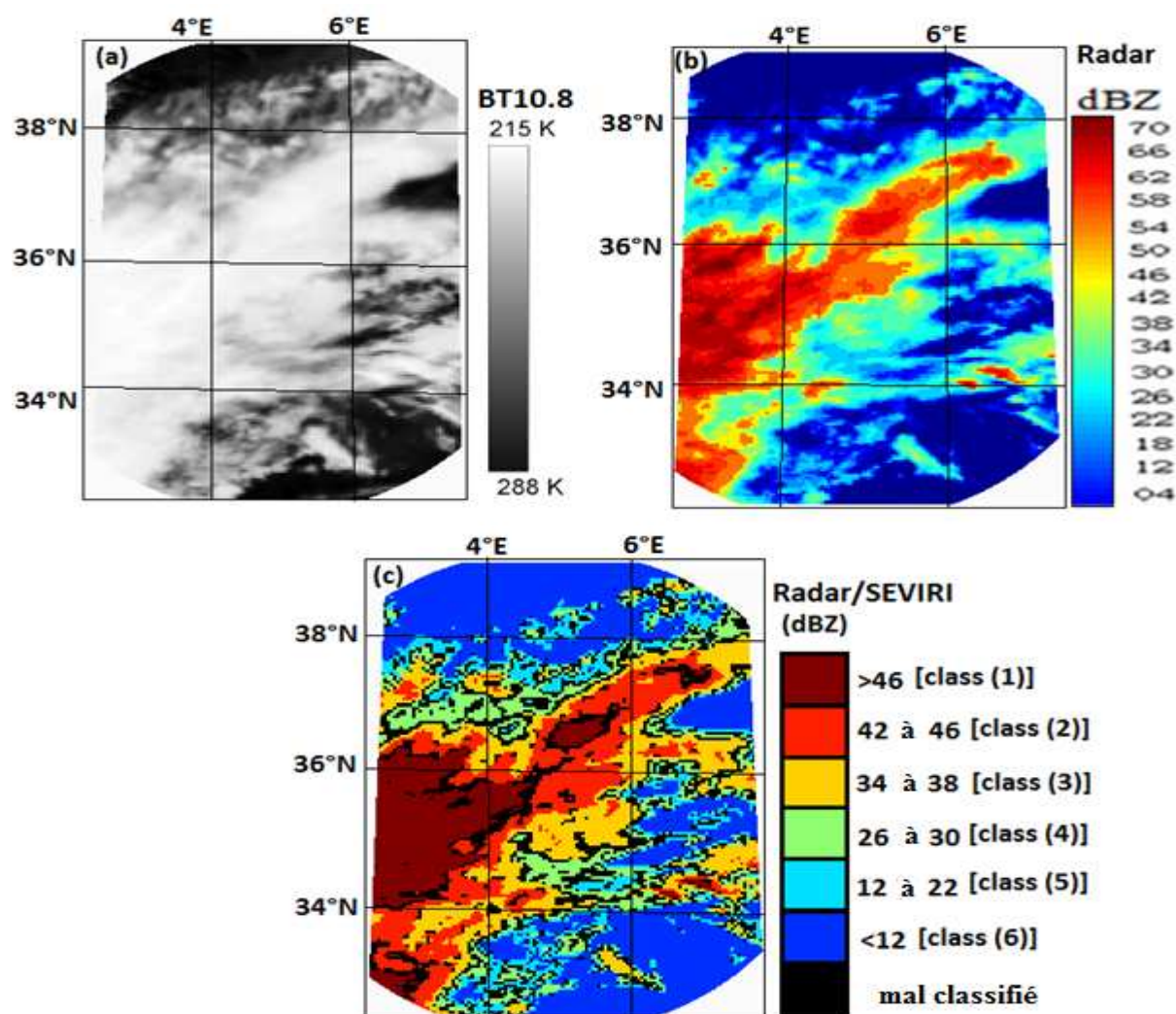


Figure IV.3. Intensités de pluie identifiées (a) image BT10.8 (b) image radar prétraitée pour la situation du 3 Janvier 2010 à 14h00 UTC (c) intensités des pluies identifiées par radar et SEVIRI.

IV.4.1.2. Application aux situations des précipitations observées entre novembre 2010 et mars 2011

Durant la période allant du 1^{er} novembre 2010 au 31 mars 2011, 1936 situations pluviométriques ont été observées par le radar de Sétif qui a dénombré 1 824 550 pixels convectifs et 6 197 956 pixels stratiformes (Le tableau IV.10) donne le nombre de pixels par classe observé par le radar et identifié par le satellite.

	Class(1)	Class(2)	Class(3)	Class(4)	Class(5)	Class(6)	total
observé par le radar	2 42440	2 564788	2 63318	1 456 678	367 872	10472882	19919798
identifié à partir du satellite	2 80564	2967544	2345446	1089766	234459	10476929	19919798

Tableau IV.10. Nombre de pixels dans chaque classe observé par le radar et identifié par le satellite

Aussi, les fréquences d'apparition des classes Class(1), Class(2), Class(3), Class(4), Class(5), et Class(6) identifiées par satellite et observées par radar durant la période de la validation (Novembre 2010 à Mars 2011) sont réalisées et données dans la Figure IV.4.

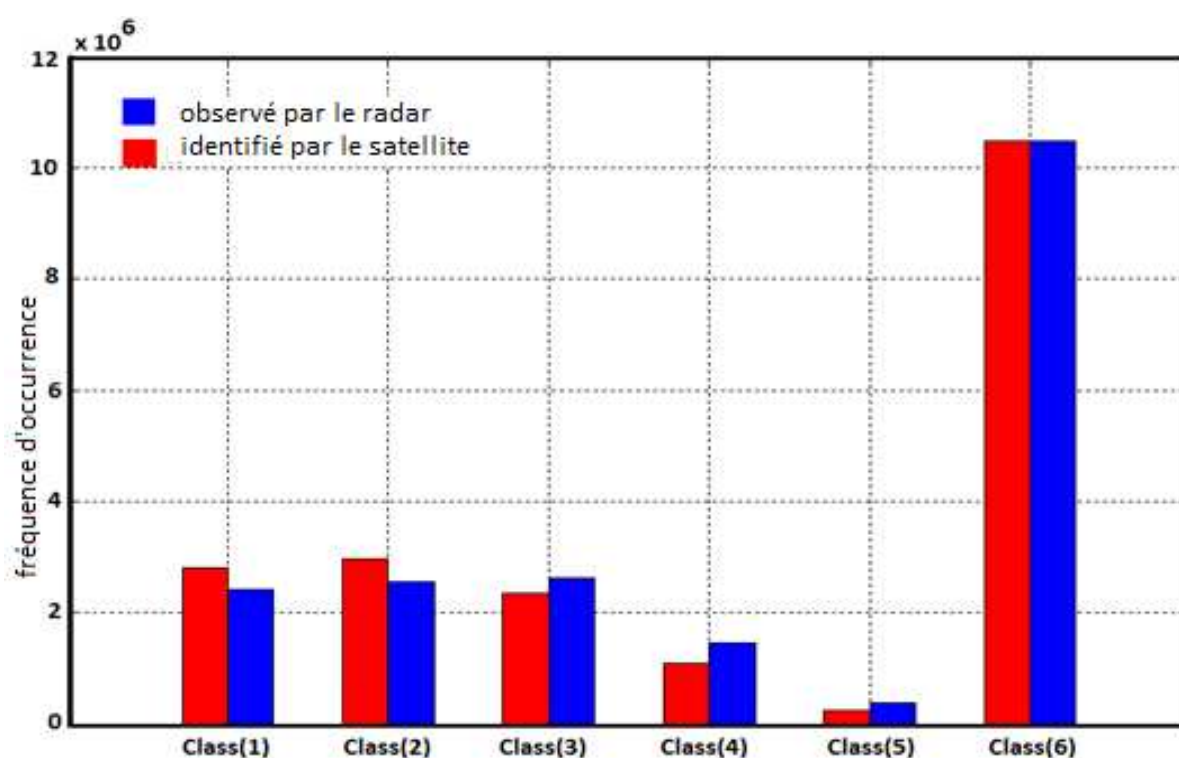


Figure IV.4. Fréquences d'occurrence des différentes classes durant la période de validation (de novembre 2010 à mars 2011)

L'évaluation de performance de la méthode développée pour les différentes situations est réalisée en analysant les paramètres statistiques. Une comparaison pixel par pixel entre classification satellite et les observations du radar est donnée par le tableau IV.11.

	POD (%)	POFD (%)	FAR (%)	Bias	CSI (%)	PC (%)
Classe(1)	82	10	27	1.1	73	97
Classe(2)	78	13	34	1.3	69	95
Classe(3)	70	18	37	0.9	64	93
Classe(4)	70	19	38	0.8	66	93
Classe(5)	64	31	43	0.5	58	90
Classe(6)	85	9	21	1.1	77	98
Total	80	13	25	1.1	75	94
les valeurs Optimales	100	00	00	1	100	100

Tableau IV.11. Résultats des paramètres statistiques pour les six classes 1-6.

Les valeurs du PC pour les cinq classes situent entre 90% et 98%. Les meilleures valeurs sont obtenues pour la classe (1) (97%) et pour la classe (2) (95%). Pour toutes les situations, la méthode développée montre toujours des bons résultats de PC (94% pour des pixels correctement identifié).

Le Biais indique une surestimation pour la classe (1) et (2) et une sous-estimation pour la classe (3) à (5). Mais il fournit une distribution globale impartiale entre les différentes classes de précipitation (avec Biais 1.1).

Les valeurs de POD (82% et 78%), POFD (10% et 13%), et FAR (27% et 34%) pour scènes de classe (1) et (2), respectivement, indiquent la meilleure performance pour les événements de précipitation dominés par les précipitations convectives. La performance de la méthode est diminuée quand les précipitations est de nature advectives-stratiformes (Classe (3) à (5)). Pour classe (3), (4) et (5), les valeurs statistiques sont respectivement (POD: 70%, 70% et 64%), (POFD: 18%, 19% et 31%), (FAR:37%, 38% et 43%). Pour toutes les situations, les valeurs de POD, POFD et FAR sont respectivement 80%, 13% et 25%.

Comme pour la POD, POFD, et FAR, le CSI indique que la méthode identifie mieux les classes classe (1) et (2). Cela veut dire que la technique du satellite classifie avec succès les systèmes convectifs.

Le CSI calculé pour les classes (3) à (5) (précipitation advective-stratiforme) peut être considéré relativement acceptable. Le CSI pour toutes les données est considéré intéressant. Notons que les meilleures statistiques sont obtenues pour la classe (6), c'est dû à l'identification facile de cette classe où les caractéristiques spectrales des images SEVIRI sont facilement identifiables.

IV.4.2. Résultats d'estimation des précipitations et évaluation

Le taux de pluie $RR(i)$ déterminé dans la section (IV.3.4) et les occurrences $OCC(i)$ de chaque classe de novembre 2010 à mars 2011 sont utilisés pour estimer le cumules des précipitations en utilisant l'équation (IV.8). Les résultats de ces estimations et les mesures correspondantes des 219 pluviomètres sont montrés dans la Figure IV.5.

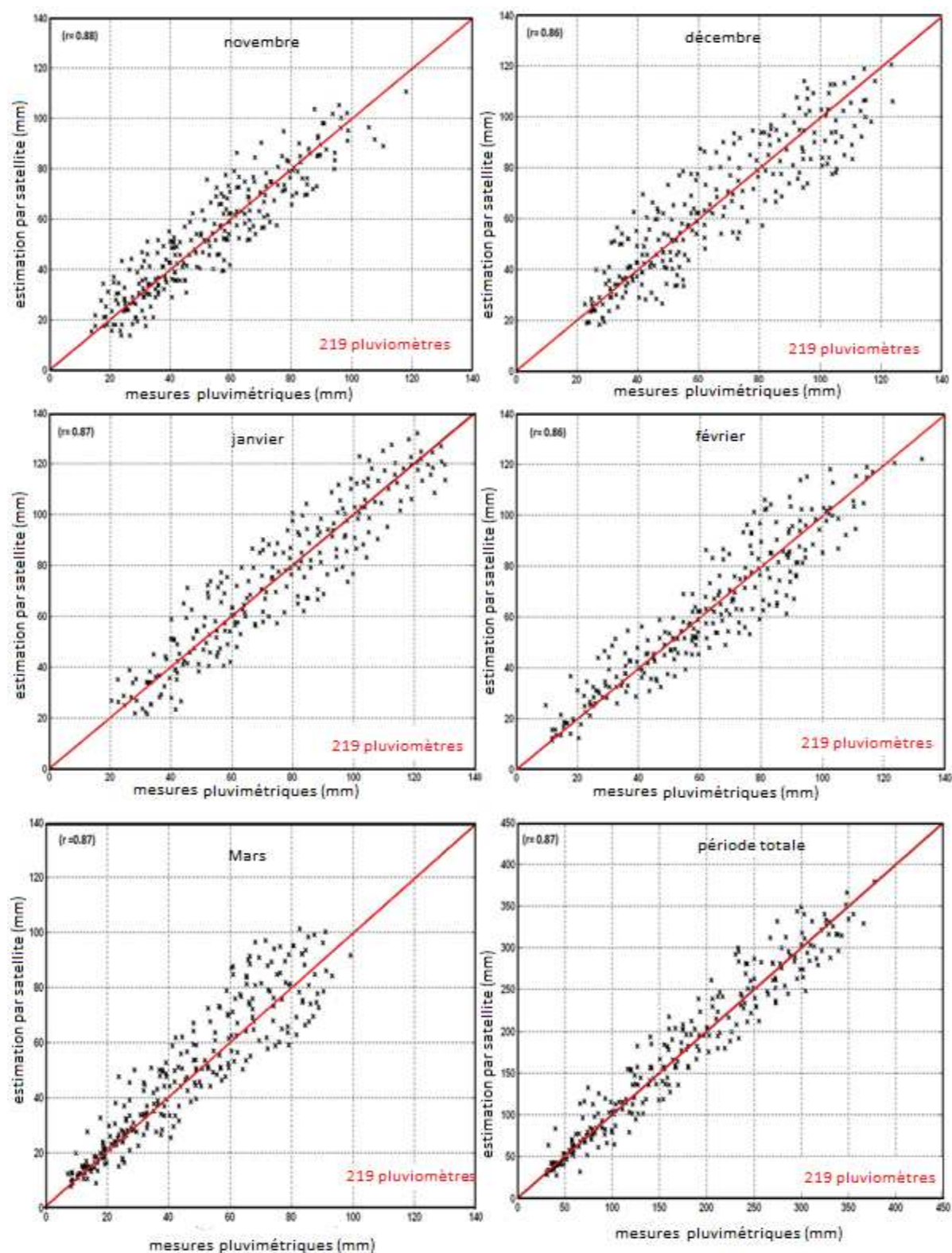


Figure IV.5. Comparaison entre les estimations mensuelles par satellite et données de validation mesurées par les pluviomètres pour la saison des pluies 2010/2011 dans le nord de l'Algérie

Pour évaluer la technique de restitution des pluies par satellite, plusieurs paramètres d'évaluation sont utilisés, tel que; le coefficient de la corrélation (r), racine carré de l'erreur quadratique moyenne (RMSD), le Biais, l'erreur absolue moyenne (MAD) et la pourcent différence (PD) entre les mesures de pluviomètre et les estimations par satellite. Ils sont donnés par:

$$\text{Bias} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i) \quad (\text{IV.19})$$

$$\text{MAD} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |E_i - V_i| \quad (\text{IV.20})$$

$$\text{RMSD} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i)^2} \quad (\text{IV.21})$$

$$\text{PD} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|E_i - V_i|}{V_i} \quad (\text{IV.22})$$

Où E_i est la valeur estimée et V_i est les valeurs de validation.

Les diagrammes de dispersion pour la technique proposée sont donnés dans Figure IV.5 avec les statistiques associées données dans Tableau IV.12. La comparaison a été faite quant la précipitation estimée dans l'année et pour la période totale (novembre 2010 à mars 2011). Les résultats obtenus par la technique CS-RADT sont également donnés dans le tableau IV.12.

	Technique développée				Technique CS-RADT			
	RMSD (mm)	Bias (mm)	MAD (mm)	r	RMSD (mm)	Bias (mm)	MAD (mm)	R
Nov.	23.04	4.59	11.58	0.88	32.4	12.6	20.3	0.81
Dec.	24.30	-5.24	11.67	0.86	28.8	-7.5	14.8	0.83
Jan.	24.10	-5.21	14.62	0.87	30.5	-5.7	15.9	0.84
Fev.	22.67	3.95	13.15	0.86	35.1	13.6	24.3	0.79
Mar.	20.78	4.09	10.59	0.87	37.9	14.8	26.7	0.82
Total des periodes	102.06	2.18	68.07	0.87	119.3	27.8	75.2	0.79

Tableau IV.12 Statistiques associées aux techniques développées

L'analyse de Figure IV.5 montre des variations légèrement plus importantes pendant décembre et janvier que pendant novembre, février et mars. Cela est confirmé par les valeurs obtenues de coefficients de corrélation. En effet, le résultat de la comparaison montre de coefficients de corrélation important (0.86-0.88) pour tous les mois. La meilleure corrélation a été enregistrée pour le mois de novembre ($r=0.88$). Les pluies convectives enregistrées pendant ces périodes sont les mieux estimées.

Les estimations durant la période totale sont aussi corrélées ($r=0.87$) avec les données de la validation en raison de la corrélation relativement bonne observée pour tous les mois (r qui varie de 0.86 à 0.88). Mais le diagramme de dispersion pour les précipitations convective présente des performances légèrement meilleures comparées à des précipitations de précipitations advectives-stratiformes.

L'intervalle entre l'estimation de satellite et les données de validation ont été évaluées en utilisant les paramètres RMSD, Bias, MAD. Le Tableau IV.11 donne plusieurs erreurs calculées par équation. (IV.19) à (IV.22).

En général, les erreurs RMSD, Bias, MAD et PD sont situés dans une gamme acceptable. Les erreurs les plus basses d'estimation sont obtenues pour les mois de novembre, février et mars. Par contre, les estimations pendant décembre et janvier contiennent plus d'erreurs. Cela explique que la nouvelle technique est plus puissante quand la précipitation est dominée par les systèmes convectifs.

Pour une estimation sur 5 mois (période totale), les erreurs obtenues sont dans la même gamme que mensuelle. Le RMSD, Bias, MAD et PD indiquent respectivement 102.06(mm), 2.18(mm), 68.07(mm) et 12.58.

Le Biais indique une sous-estimation en janvier et décembre et à une surestimation en novembre, février et mars. Rappelons que les précipitations sont dominées par les systèmes stratiformes pendant janvier et décembre et elles sont dominées par les systèmes convectifs pendant novembre, février et mars. Le Biais indique aussi une surestimation pour la période totale. C'est dû à la surestimation de précipitation convective qui est plus importante par rapport à la sous-estimation de précipitation stratiforme. Mais il fournit une distribution impartiale entre ces deux types de précipitation pour des longues périodes. Aussi, la comparaison avec les résultats obtenus par la méthode CS-RADT montre que la nouvelle méthode identifie d'une façon fiable les précipitations et par conséquent l'estimation est meilleure.

Conclusion générale

CONCLUSION

L'estimation des précipitations revêt un caractère important pour la gestion des ressources en eau d'un pays. Dans ce contexte, nous avons développé une méthode qui combine la température du sommet de nuage (CTT) et les propriétés microphysiques et optiques des nuages pour estimer la pluie.

L'étude présentée a montré la capacité du satellite MSG/SEVIRI pour l'estimation des précipitations. En effet, l'incorporation des informations multispectrales sur les propriétés microphysiques et optiques des nuages a considérablement amélioré l'identification et l'estimation des précipitations.

Une comparaison pixel par pixel entre l'estimation satellite et les observations radar est réalisée. Les résultats de classification des différentes sous zones montrent la meilleure performance de la technique proposée. En effet, les classes des intensités de précipitations sont très bien identifiées.

La comparaison de l'estimation de pluie avec les données pluviométriques est aussi réalisée. Les résultats montrent des performances encourageantes. En général, les validations ont montré clairement que l'estimation de précipitation par MSG/SEVIRI est satisfaisante. Dans ce contexte, la méthode proposée a permis d'améliorer l'estimation de pluie comparée à la méthode développée par Lazri et al 2013. De plus, cette méthode peut être utilisée à l'identification instantanée des intensités de précipitations.

Par ailleurs, nous rappelons que ce travail est valide pour les pluies régionales. Comme mentionné précédemment, cette méthode fournit des résultats optimaux pour les pluies régionales, mais elle ne peut pas être extrapolée pour toutes les régions du globe ou à toutes les échelles du temps. En général, les algorithmes sont validés pour les régions où ils ont été développés. Par conséquent, pour appliquer cette méthode à d'autres régions ou à l'échelle globale nécessite une adaptation geo-climatique des coefficients du calibrage.

La technique présentée peut être améliorée en étendant la période d'études et en incorporant des observations infrarouges à plus haute résolution. Les algorithmes de micro-

onde/infrarouge semblables à la méthode peuvent être développés pour d'autres régions qui ne possèdent pas de mesures pluviométriques.

Références Bibliographiques

A. Les nuages

A.1 Définition et formation

Un nuage est formé d'un ensemble de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace en suspension dans l'air. L'aspect du nuage dépend de la lumière qu'il reçoit et des particules qui le constituent. Un nuage se forme par condensation de la vapeur d'eau lorsque l'air humide se refroidit. Le refroidissement est provoqué soit par contact avec une surface plus froide, soit le plus souvent selon le processus :

Convection

Le réchauffement du sol se communique à l'air qui, dilaté donc plus léger, se met à monter et se refroidit par détente. Les nuages de convection apparaissent d'autant plus facilement qu'il y a de l'air froid en altitude (masse d'air instable). Les bases de tels nuages sont horizontales, leurs sommets évoluent en fonction de la température. Ils sont fréquents l'été sur terre, l'hiver sur mer.

Soulèvement orographique

Le relief oblige la masse d'air à s'élever sur sa face au vent. La masse d'air s'élevant, sa température s'abaisse et peut atteindre le seuil de saturation. Un nuage se forme alors sur le versant au vent et se dissipe sur le versant sous le vent.

Soulèvement frontal

Dans une perturbation en mouvement, l'air chaud est soulevé à l'avant par la masse d'air froid antérieur (front chaud). L'air froid postérieur rejette l'air chaud en altitude (front froid). Le long des fronts se forment les nuages.

Refroidissement par la base

Ce mécanisme conduit à la formation de nuages bas ou brouillard. Il est fréquent l'hiver à l'approche d'une masse d'air doux et humide venant de l'Atlantique. On l'observe l'été en mer lorsque de l'air relativement doux arrive sur des eaux froides

A.2 Classification des nuages

L'observation quotidienne montre une infinité de nuages d'apparence (forme, couleur, ...) et d'altitude variées, certains donnent des précipitations plus moins intenses. Il est cependant remarquable que des formes caractéristiques se dégagent et qu'une classification soit par conséquent possible

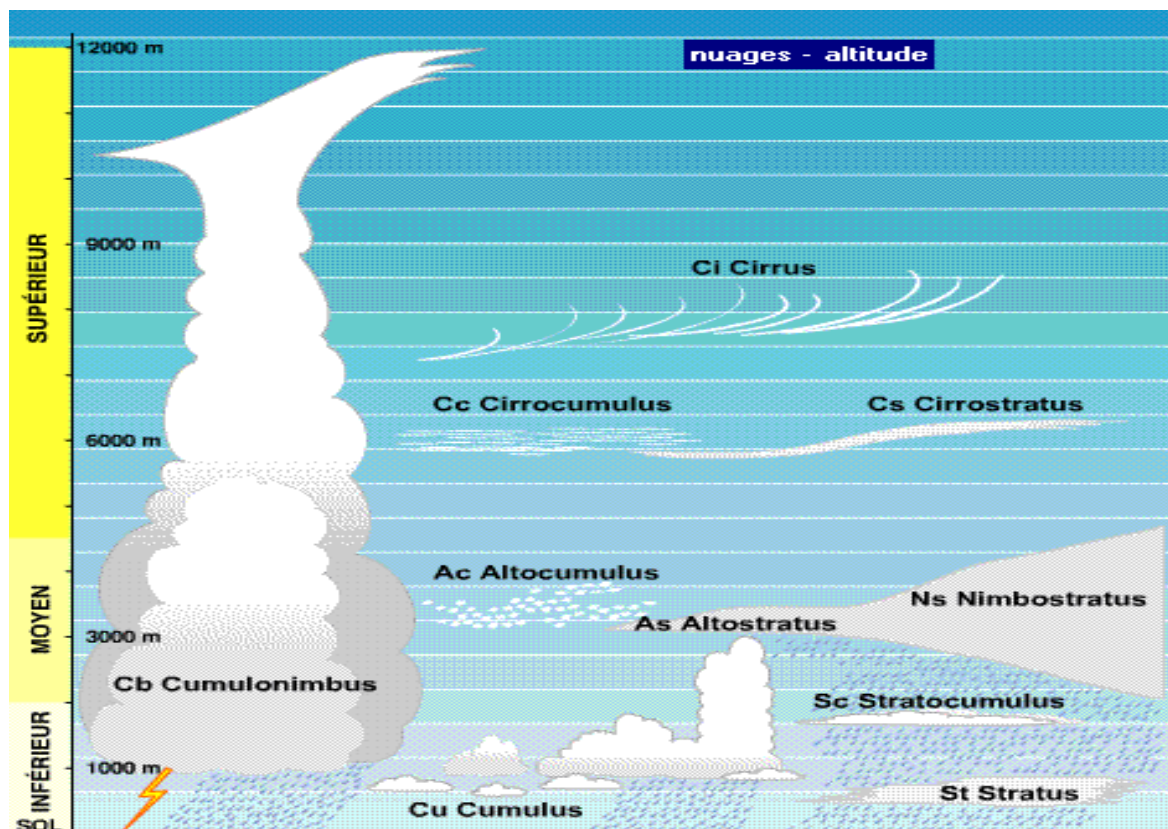


Figure B.1 Illustration des différents types de nuage

Les premières tentatives par le naturaliste français J.B. Lamarck et L. Howard, pharmacien anglais, dont la classification (1803) est étudiée par l'organisation météorologique mondiale (OMM). Elle considère dix genres de nuages correspondant chacun à une forme caractéristique et appartenant à un domaine d'altitude privilégié. Par ailleurs, elle tient compte de l'organisation stratifiée ou ramassée des nuages et leur extension verticale.

Les différents types de nuages sont:

Les nuages élevés

CIRRUS (Ci) 7 000 à 12 000 m d'altitude :



Nuages élevés en forme de filaments blancs, de bandes étroites, de virgules ou crochets, composés de cristaux de glace dispersés. Pas de précipitations atteignant le sol associées.

CIRROCUMULUS (Cc) 6 000 à 11 000 m d'altitude :



Banc, nappe ou couche mince de nuages élevés dont la plupart des éléments ont une largeur apparente inférieure à 1 degré. D'aspect ondulé ou moutonné, ils sont constitués de cristaux de glace et parfois d'eau fortement surfondue. Pas de précipitations atteignant le sol.

CIRROSTRATUS (Cs) 6 000 à 11 000 m d'altitude :



Voile nuageux élevé, transparent et blanchâtre, couvrant partiellement ou totalement le ciel. Il est constitué de cristaux de glace et donne lieu généralement à des phénomènes de halo. Pas de précipitations associées.

Les nuages moyens

ALTOCUMULUS (Ac) 3 000 à 5 000 m d'altitude :



Banc, nappe ou couche de nuages blancs ou gris composés d'éléments réguliers ayant une largeur apparente comprise entre 1 et 5 degrés. Ils sont constitués de gouttelettes d'eau parfois accompagnées de cristaux de glace.

ALTOSTRATUS (As) 2 000 à 4 500 m d'altitude :



Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou bleuâtre couvrant totalement ou partiellement le ciel. S'il laisse apparaître le soleil, on le voit comme à travers d'un verre dépoli. Constitué de gouttelettes d'eau (parfois surfondues), de cristaux de glace ou de neige, il est à l'origine de chutes de pluie, de neige ou de granules de glace.

Les nuages bas

STRATUS (St) 0 (sol) à 500 m d'altitude :



Couche nuageuse grise, dense, uniforme donnant lieu à du brouillard quand sa base atteint le sol. Il est constitué de gouttelettes d'eau (parfois de particules de glace). Précipitations associées: bruine ou neige en grain.

NIMBOSTRATUS (Ns) 400 à 1 800 m d'altitude :



Couche nuageuse grise et sombre dont l'aspect est rendu flou par des chutes de pluie ou de neige atteignant le sol. L'épaisseur de cette couche est partout suffisante pour masquer complètement le soleil. Ce nuage est constitué de gouttelettes d'eau, de cristaux de glace ou de flocons de neige. Précipitations associées: pluie, neige ou granules de glace.

STRATOCUMULUS (Sc) 600 à 2 500 m d'altitude :



Banc, nappe ou couche de nuages composés de « dalles, galets ». La plupart des éléments (soudés ou non) ont une largeur apparente supérieure à 5 degrés. Ils sont constitués de gouttelettes d'eau. Précipitations associées: pluie ou neige faible ou neige roulée.

Nuages étendus verticalement

CUMULUS (Cu) *Humilis* 200 à 2 000 m d'altitude:

Nuages séparés, contours bien délimités, base horizontale avec faible développement vertical. Nuages de beau temps, apparaissant le matin et disparaissant le soir. Ils sont constitués de gouttelettes d'eau. Pas de précipitations associées.



CUMULUS (Cu) *Congestus* :

Cumulus avec développement vertical important, dont l'aspect bouillonnant révèle de puissants mouvements verticaux. Ils sont constitués de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace (si la partie supérieure du nuage est très $<0^{\circ}\text{C}$). Précipitations associées: averses de pluie, neige ou neige roulée.

CUMULONIMBUS (Cb) 300 à 3 000 m d'altitude :



Nuage dense et puissant au développement vertical considérable. La partie supérieure lisse ou fibreuse s'étale en forme d'enclume ou de vaste panache. La partie inférieure apparaît très sombre du fait de la grande extension verticale du nuage et de sa teneur en eau. Précipitations associées: averse de pluie, neige, neige roulée, grésil ou grêle. Les orages sont toujours provoqués par ce genre de nuage.

Épaisseurs des nuages

Nom	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Ns	St	Sc	Cu	Cb
Épaisseur										10000 (sous nos
Moyenne	300	500	500	1500	2000	3000	300	600	100 /latitudes) à	
(m)									5000	18000 (sous les tropiques).

B. Les différents canaux de SEVIRI

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

paramètres	Bandes spectrales (longueur d'onde exprimée en m)											
nom du canal	HRV	VIS 0,6	VIS 0,8	SWIR	IR 3,9	WV 6,2	WV 7,3	IR 8,7	IR 9,7	IR 10,8	IR 12	IR 13,4
domaine	VIS 0,5- 0,9	VIS 0,6- 0,7	VIS 0,7- 0,9	IR 1,5- 1,8	IR 3,5- 4,4	IR 5,3- 7,1	IR 6,8- 7,9	IR 8,3- 9,1	IR 9,4- 9,9	IR 9,8- 11,8	IR 11- 13	IR 12,4- 14
résolution spatiale	1 km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km

Tableau B1. Les principales caractéristiques du capteur SEVIRI

B.1. Le canal visible :

Les deux canaux opérant dans le visible **VIS 0.6** et **VIS 0.8** ont des caractéristiques bien connues, d'après l'expérience des canaux similaires de l'instrument AVHRR embarqué sur les satellites NOAA. Ils sont essentiels pour la détection des nuages, et leur suivi, la détermination des zones observées lors de prises de vue successives, ainsi que la surveillance de la surface des terres et des aérosols. Leur combinaison permet d'établir des indices de végétation.

Le signal reçu dans **le canal visible 0.6** par le satellite est le rayonnement solaire réfléchi par la surface des nuages, du sol et de la mer.

La réflectivité des nuages dépend de la nature des particules (solides ou liquides), de la forme des nuages (stratiformes ou cumuliformes), de la densité des particules, de l'épaisseur du nuage, etc.

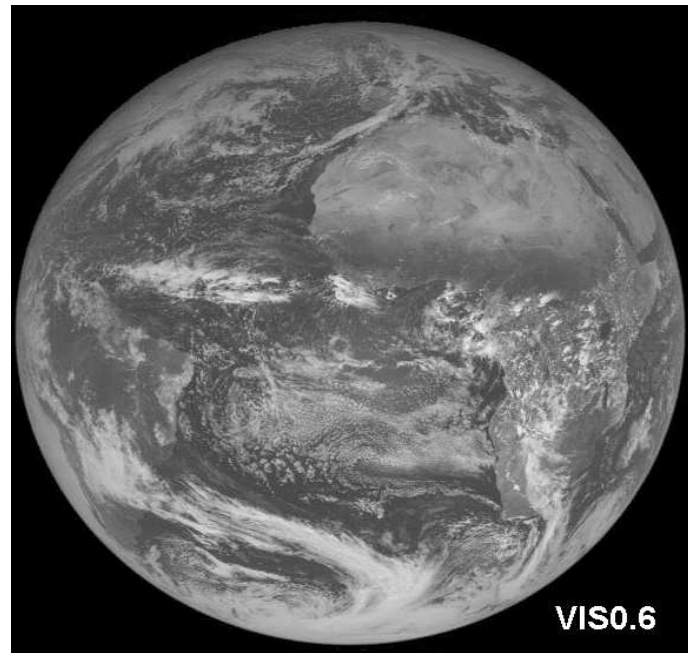


Figure B.1 : Image du canal visible 0.6

La végétation est très réfléchissante dans **le canal visible 0.8** (alors qu'elle l'est très peu dans le canal 0.6). La comparaison de ces deux canaux visibles permet de déterminer le couvert végétal et de suivre son évolution.

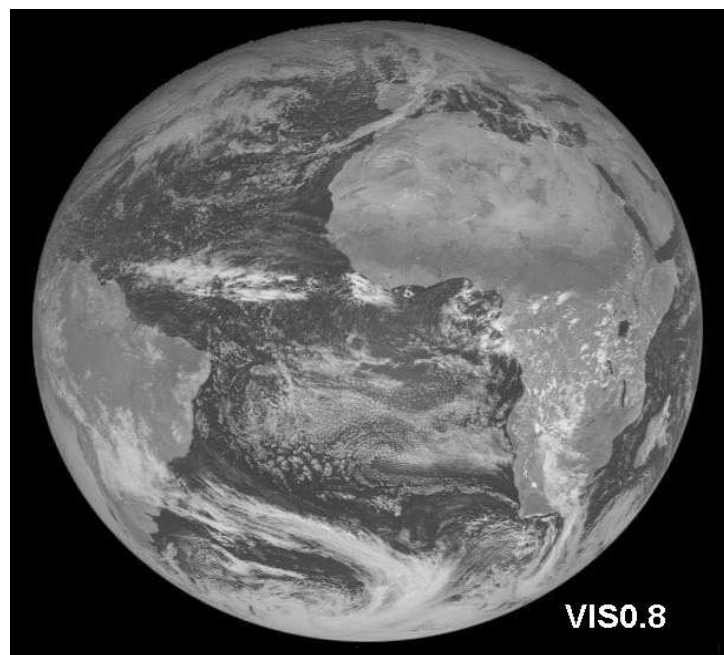


Figure B.2 : Image du canal visible 0.8

Le canal Visible à Haute Résolution (**HRV**) comme le canal VIS de Météosat, mais avec un pas d'échantillonnage plus fin, d'exactement 1 Km (pour 2.5 Km sur Météosat) permet la détection de structures nuageuse de petite taille.



Figure B.3. Image du HRV

B.2. Les canaux vapeur d'eau

Les canaux vapeur d'eau **WV 6.2** et **WV 7.3** prennent la suite du canal vapeur d'eau de Météosat, pour mesurer la vapeur d'eau à mi-atmosphère et fournir des traceurs pour le calcul des vents atmosphériques. Aide aussi à déterminer la hauteur des nuages semi-transparents.

Le rayonnement dans **le canal infrarouge 6.2** est lié à la température de la vapeur d'eau dans la haute atmosphère.

Cette image, utilisée en dynamique, permet de repérer les zones de mouvements ascendants qui alimentent la haute troposphère en vapeur d'eau (en blanc), mais aussi les zones de mouvements subsidents qui bloquent la vapeur dans les basses couches (sombres).

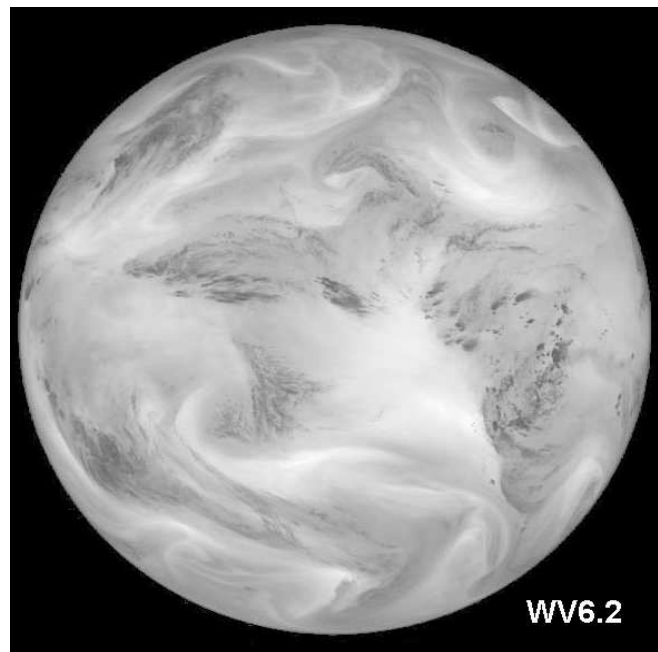


Figure B.4 : Image du canal WV 6.2

Le canal **WV 7.3** mesure de la vapeur d'eau à mi-atmosphère. Calculs des vents

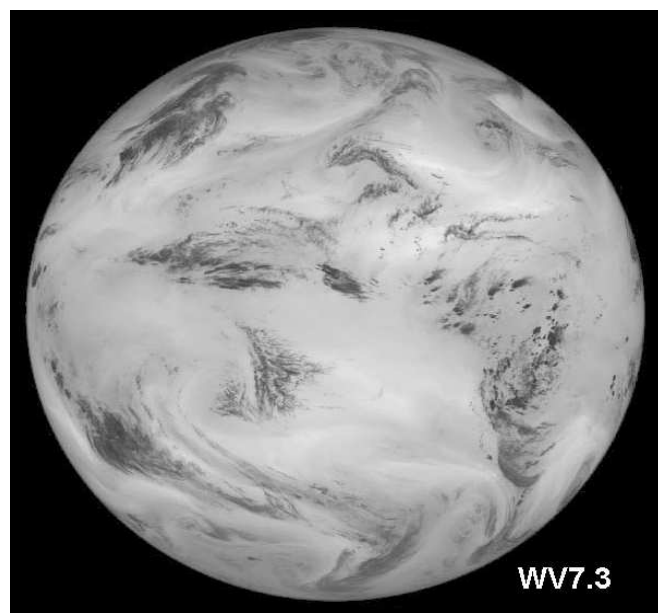


Figure B.5 : Image du canal WV 7.3

B.3. Les canaux infrarouges

B.3.1. Le canal proche infrarouge NIR 1.6

Le canal NIR 1.6 permet la distinction entre la neige et les nuages, entre les nuages de glace et les nuages d'eau, mais aussi la neige au sol. Informations sur les aérosols.

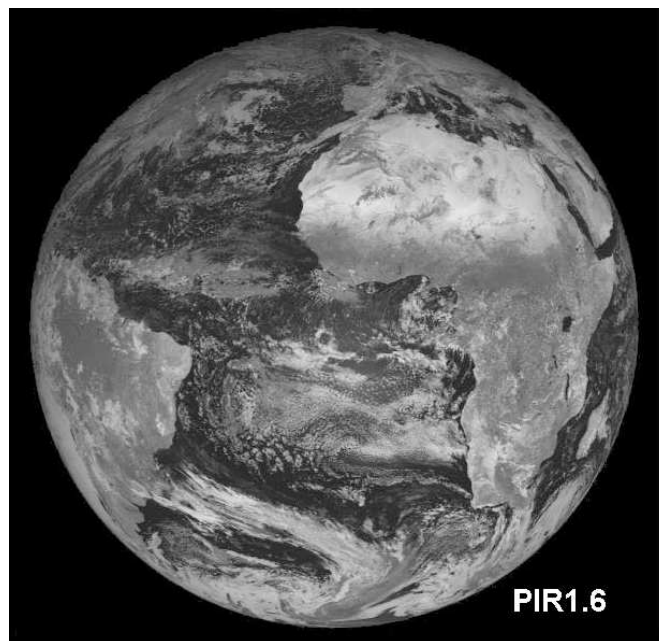


Figure B.6 : Image du canal IR 1.6

B.3.2. Le canal IR 3.9

Les basses couches de l'atmosphère contribuent tout particulièrement au rayonnement dans le canal IR 3.9. Il fournit donc des informations sur la température et l'humidité de surface, mais aussi sur la température de l'eau de mer. Il détecte aussi les nuages bas, les brouillards nocturnes et des incendies de forêts.

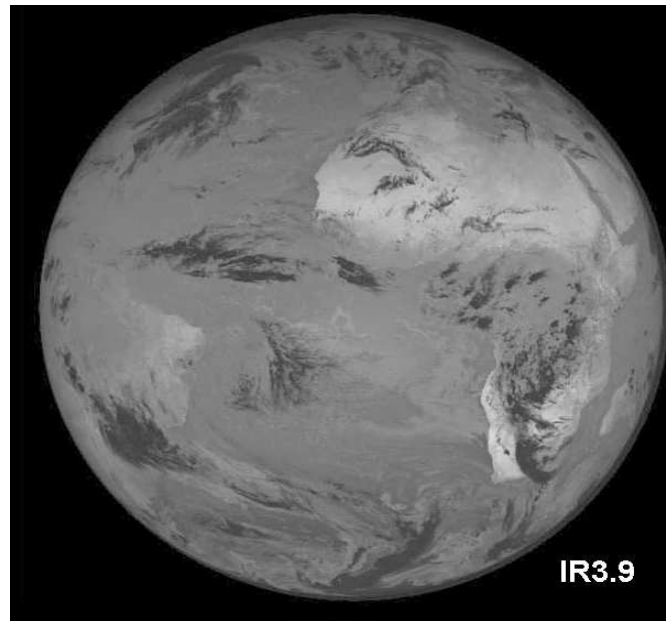


Figure B.7 : Image du canal IR 3.9

B.3.3. Le canal IR 8.7

Il apporte des informations quantitatives sur les cirrus et fait la distinction entre les nuages de glace et les nuages d'eau.

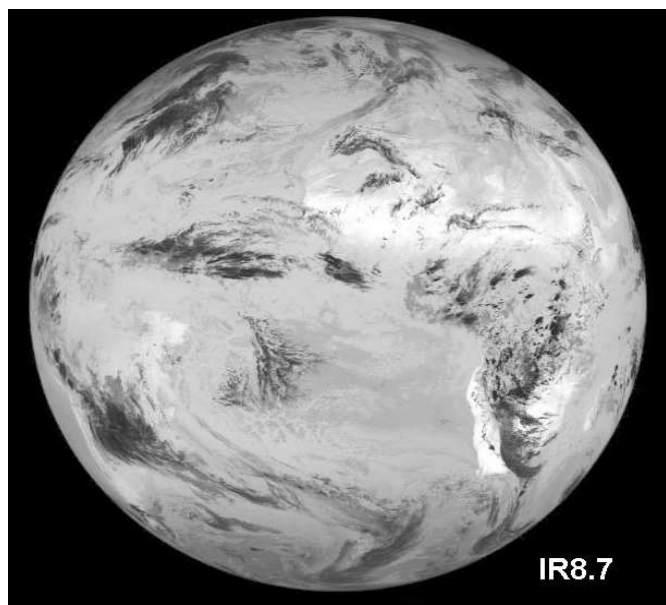


Figure B.8 : Image du canal IR 8.

B.3.4. Le canal IR 9.7

Le canal IR 9.7 permet de mesurer la quantité d'ozone contenu dans une colonne atmosphérique. Il indique les vents à cette altitude.

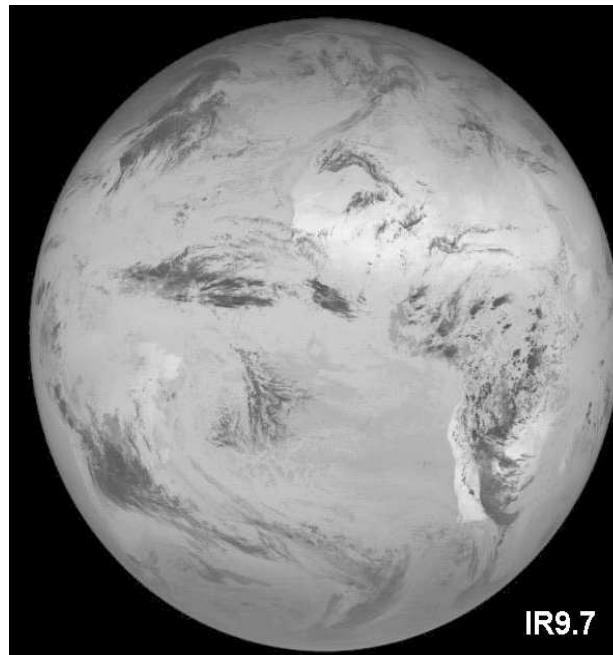


Figure B.9 : Image du canal IR 9.7

B.3.5. Le canal IR 10.8

Le rayonnement émis par les nuages et le substrat dans le canal infrarouge 10.8 renseigne sur leur température. Il permet donc d'estimer l'altitude du sommet des nuages et l'instabilité atmosphérique. Ce canal est associé à une image dans le canal visible, cette information permet aux météorologues de déterminer les genres des nuages détectés. Il permet aussi de calculer des vents.

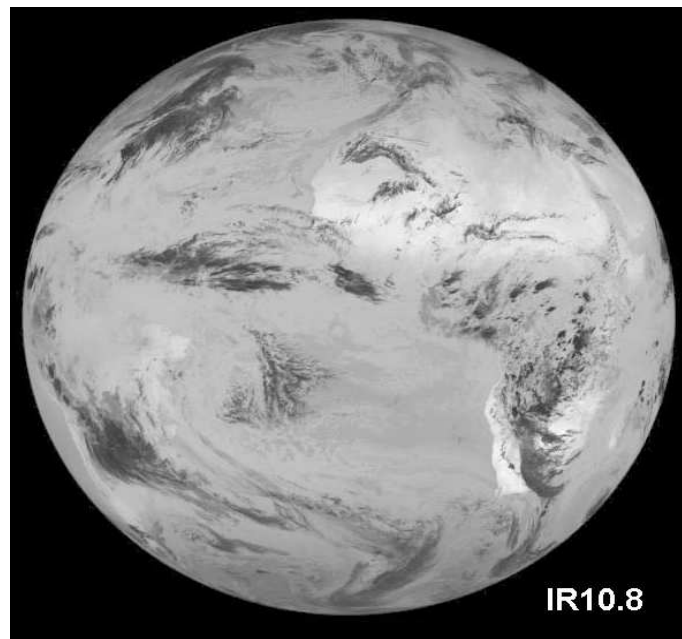


Figure B.9 : Image du canal IR 10.8

B.3.6. Le canal IR 12

Il mesure la température des nuages et de la surface, permet l'estimation de l'instabilité atmosphérique et l'altitude du sommet des nuages.

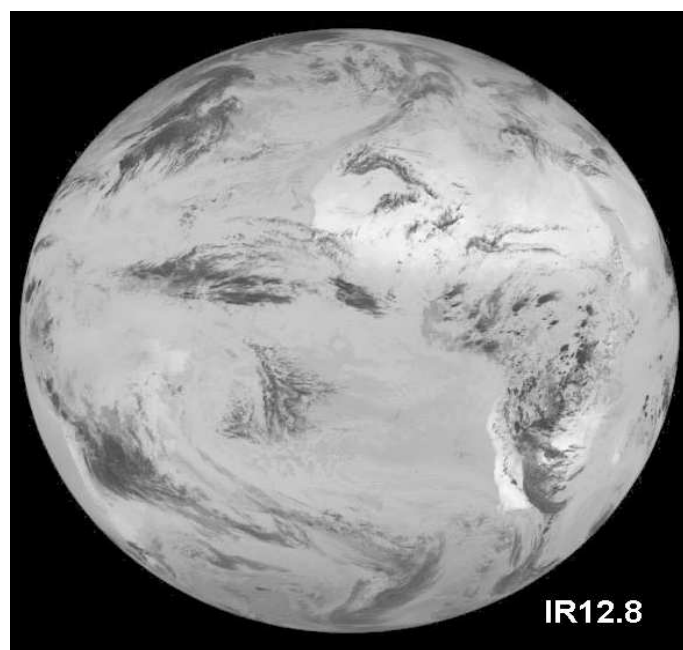


Figure B.10 : Image du canal IR 12.8

B.3.6. Le canal IR 13.4

Ce canal est situé dans la partie du spectre où le rayonnement est absorbé par les molécules de dioxyde de carbone (CO_2). Il sert à estimer l'instabilité atmosphérique et contribue à fournir des informations sur la température de la basse troposphère. Il mesure aussi la hauteur des nuages semi-transparents.

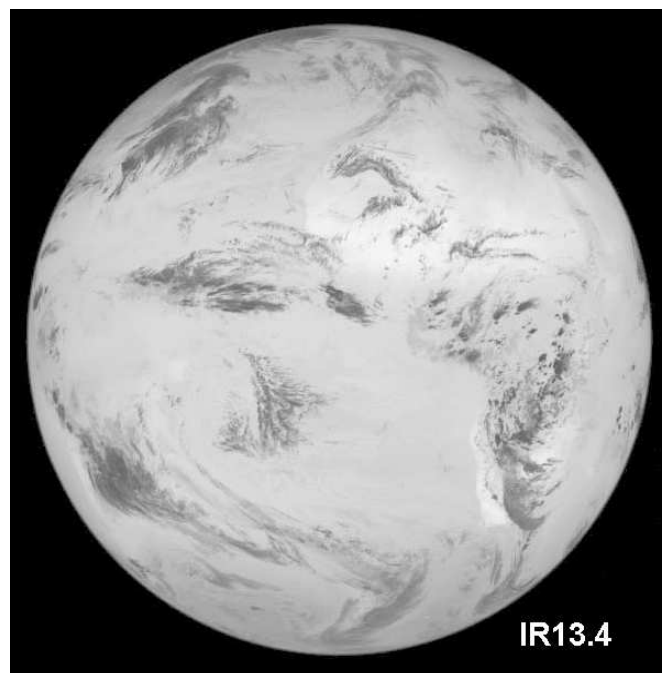


Figure B.11 : Image du canal IR 13.4

Annexes

Références bibliographiques

- Adler R.F. and Negri A.J. 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.* 27:30–51.
- Arkin P. A. 1979: The relationship between the fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the Bscale array, *Mon. Weather Review*, 107: 1382-1387.
- Arkin P. A. and Meisner, B. N. 1987: The relationship between largescale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Mon. Weather Review*, 115: 51-74.
- Carn M., D. Dagorne, B. Guillot et Lahuec J. P. 1989 : Estimation des pluies par satellite en temps réel en Afrique Sahélo-soudanienne. *Veille Climatique satellitaire*, N°28, pp 47-55.
- Eumetsat 2004: Applications of Meteosat Second Generation - Conversion from Counts to Radiances and from Radiances to Brightness Temperatures and Reflectance, http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.html.
- Griffith C. G., Woodley W. L., Grube P. G., Martin D. W., Stout J. and Sikdar D. N. 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - visible and infrared studies. *Monthly Weather Review*, Vol 106, N°8, pp 1153-1171.
- Grimes D.I.F., Pardo E. and Bonifacio R. 1999: Optimal areal rainfall estimation using raingauges and satellite data, *Journal of Hydrology*, 222, pp. 93–108.
- Gruber A. 1973: Estimating rainfall in regions of active convection. *J. Appl. Meteorol.* 12: 110-118.
- Guillot B. et al. 1994 : Problèmes de validation des méthodes d'estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale, 1^{er} acts of the Niamey Workshop from 1 to 3 December 1994.
- Houze R. A. 1988: Convective and stratiform precipitation in the tropics. *Tropical rainfall measurements*, John S. Theon and Nobuyoshi Fugono (Eds.), pp 27-35.

Houze Jr. 1993: Cloud dynamics. *Academic Press*, 573pp

Houze Jr. and Rappaport E.N. 1984 : Air motions and precipitation structure of an early summer squallline over the eastern tropical Atlantic. 1. *Atmos. Sci.*, **41**, 553-574.

Huffman G.J., Adler R.F., Bolvin D.T., GU G., Nelkin E.J., Bowman K.P., Hong Y., Stocker E.F. and Wolff D.B. 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, pp. 38–55.

Jobard I. and Desbois M. 1994: Satellite estimation of the tropical precipitation using the Meteosat and SSM/I data. *Atmos. Res.*, **34**, 285-298.

Kühnlein M., Thies B., Nauß T. and Bendix J. 2010 : Rainfall-rate assignment using MSG SEVIRI data—a promising approach to spaceborne rainfall-rate retrieval for midlatitudes. *J Appl Meteor Climatol* **49**:1477–1495

Kurino T. 1997: A satellite infrared technique for estimating deep/shallow convective and stratiform precipitation. *Adv. Space Res.*, **19**, 511-514.

Lazri M., Ameer S., Brucker J. M., Testud J., Hamadache B., Hameg S., Ouallouche F. and Mohia Y. 2013: Identification of raining clouds using a method based on optical and microphysical cloud properties from Meteosat second generation daytime and nighttime data, *Appl Water Sci*, DOI 10.1007/s13201-013-0079-0.

Lazri, M., Ameer, S., Mohia, Y. (2014) Instantaneous rainfall estimation using neural network from multispectral observations of SEVIRI radiometer and its application in estimation of daily and monthly rainfall, *Advances in Space Research* Volume 53, Issue 1, 1, P,138–155

Lebeaupin-Brossier C., Ducrocq V. and Giordani H. 2006 : Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecast, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **111**, D12110.

Lensky I.M. and Rosenfeld, D. 2003a: A night-rain delineation algorithm for infrared satellite data based on microphysical considerations. *J. Appl. Meteorol.* 42:1218–1226, 2003a.

Levizzani V., Amorati R. and Meneguzzo F. 2002: A review of satellite-based rainfall estimation methods. MUSIC. www.isao.bo.cnr.it/meteosat/papers/MUSIC-Rep-Sat-Precip-6.1.pdf [accessed 20/7/2001].

Levizzani V., Schmetz J., Lutz H. J., Kerkmann J., Alberoni P. P., Cervino M. 2001: Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects for Meteosat Second Generation, *Meteorological Applications*, 8, 23–41.

Lovejoy S. and Austin G. L. 1979: The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitude. *Atmosphere-Ocean*, Vol 20, pp 77-92.

Martin D. W. and Howland M. R. 1986: Grid history : a geostationary satellite technique for estimating daily rainfall in the tropics. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol 25, pp 184-195.

Nauss T. and Kokhanovsky A. A. 2006: Discriminating raining from non-raining clouds at mid latitudes using multispectral satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5031–5036.

Nauss T., Thies B. and Bendix J. 2007: Detection of high Rain Clouds using Water Vapour Emission - Transition from Meteosat First (MVIRI) to Second Generation (SEVIRI), *Geophysical Research*, Vol. 9, 05252.

Rosenfeld D. and Gutman G. 1994: Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data, *Atmos. Res.* 34, 259–283, doi:10.1016/0169 8095(94)90096-5.

Sauvageot H. and Despaux G. 1990 : SANAGA, un système d’acquisition numérique et de visualisation des données radar pour la validité des estimations satellitaires des précipitations. *Veille Climatique Satellitaire*, n°31. p. 51-55.

Scofield R. A. and Oliver V. J. 1977: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. *NOAA Technical Memorandum NESS 86, Washington, 47 p.*

Stout J. E., Martin D. W. and Sikdar D. N. 1979: Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images. *Monthly Weather Review, Vol 107, pp 585-598.*

Thies B., Turek A., Nauss T. and Bendix B. 2010: Weather type dependent quality assessment of a satellite-based rainfall detection scheme for the mid-latitudes. *Meteorol. Atmos. Phys. 107:81–89 DOI 10.1007/s00703-010-0076-x.*

Thies B., Nauss T. and Bendix J. 2008a : Discriminating raining from non-raining clouds at mid-latitudes using meteosat second generation daytime data. *Atmos. Chem. Phys., 8, 2341–2349.*

Thies B., Nauss T. and Bendix J. 2008b: Delineation of raining from nonraining clouds during nighttime using Meteosat-8 data. *Meteorol Appl 15:219–230.*

Tjemkes S. A., Van De Berg L. and Schmetz J. 1997: Warm water vapour pixels over high clouds as observed by Meteosat. *Contributions to Atmospheric Physics, 70: 15-21.*

Turk F. J., Vivekanandan J., Lee T., Durkee P. and Nielsen K. 1998: Derivation and applications of near-infrared cloud reflectances from GOES-8 and GOES-9. *J. Appl. Meteorol., 37, 819-831.*

Vicente G.A., Davenport J.C. and Scofield R.A 2002: The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite rainfall rate distribution. *Int. J. Rem. Sens. 23(2):221–230.*

Wolters E. L. A., Van Den Hurk B. J. J. M. and Roebeling R. A. 2011: Evaluation of rainfall retrievals from SEVIRI reflectances over West Africa using TRMM-PR and CMORPH, *Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 437–451.*

Mots clés :

- Estimation
- satellite météorologique
- SEVIRI
- précipitations
- la température de brillance
- nuage
- radar
- pluviomètre