

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

**FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET D'INFORMATIQUE
DEPARTEMENT : ELECTRONIQUE**

Thèse de doctorat

SPECIALITE : Electronique

Option : Télédétection

Présentée par : **Mr OUALLOUCHE Fethi**

**Sujet : Estimation des précipitations par fusion de données de
télédétection**

Devant le jury composé de :

Mr ADANE Abd-El-Hamid	Professeur à l'USTHB	Président
Mr AMEUR Soltane	Professeur à l'UMMTO	Rapporteur
Mr HADDAD Boualem	Professeur à l'USTHB	Examineur
Mr LAGHROUCHE Mourad	Professeur à l'UMMTO	Examineur
Mr LAHDIR Mourad	Maitre de conférences (A) à l'UMMTO	Examineur
Mr ALI PACHA Adda	Professeur à l'USTO	Examineur

Remerciements

Ce travail a été réalisé au laboratoire LAMPA (Laboratoire d'Analyse et de Modélisation des Phénomènes Aléatoires) de l'Université Mouloud MAMMERI de Tizi-Ouzou, sous la direction du Professeur Soltane AMEUR. Je lui exprime ma profonde gratitude pour m'avoir fait profiter de ses connaissances, mais aussi pour sa rigueur scientifique, et ses précieux conseils pour mener à bien cette thèse.

Je souhaite exprimer ma gratitude toute particulière à Monsieur Abd-El-Hamid ADANE, Professeur à USTHB, qui a accepté de présider mon Jury.

J'exprime ma profonde gratitude à Monsieur le Professeur Boualem HADDAD pour avoir accepté de participer au Jury

Que Monsieur le Professeur Mourad LAGHROUCHE trouve ici, l'expression de ma profonde reconnaissance pour toute l'aide précieuse qu'il m'a apportée et avec qui j'avais le plaisir de mener des discussions très intéressantes sur le TRMM. C'est avec un grand plaisir que je le vois prendre part à ce Jury.

J'adresse également toute ma reconnaissance à Monsieur Mourad LAHDIR, Maître de conférence à l'UMMTO, de m'avoir fait l'honneur d'accepter de participer au Jury.

Je remercie vivement Monsieur Adda ALI PACHA, Professeur à l'USTO, d'avoir accepté de faire partie de mon Jury.

Je suis reconnaissant à Madame Zohra AMEUR, Professeur à l'UMMTO et Directrice du laboratoire de recherche LAMPA, pour ses précieux conseils et d'avoir mis à ma disposition les moyens nécessaires pour réaliser mon travail dans de bonnes conditions.

Je tiens à remercier l'équipe de l'EPMI, particulièrement Monsieur Jean Michel BRUCKER Directeur scientifique, qui m'a très aimablement accueilli et pour sa disponibilité, ses orientations et ses conseils. De même, j'exprime ma gratitude à Karim LABADI et Samir HAMACI, enseignants chercheurs à l'EPMI, qui m'ont donné un cadre excellent pour la réalisation de cette thèse.

Mes plus chaleureux remerciements vont à ma très chère famille ainsi qu'à mes amis, plus particulièrement : Lazri Mourad, Mohia Yacine, Sehad Mounir, Hameg Slimane et Alouache Djamel.

Résumé

Dans cette thèse nous présentons deux méthodes d'estimation des précipitations par réseaux de neurones dans le nord de l'Algérie. La première technique est basée sur l'utilisation conjointe de données issues de deux satellites ; l'un est géostationnaire (Météosat Seconde Génération : MSG) et l'autre à basse altitude (Tropical Rainfall Measuring Mission : TRMM). Nous avons utilisé deux bases de données différentes pour les deux étapes de la méthode ; l'apprentissage et la validation. Les entrées du réseau de neurones sont à la fois quatre paramètres calculés à partir des canaux infrarouges de MSG et trois paramètres calculés à partir des données microondes de TMI (TRMM Microwave Imager). Les sorties du réseau de neurones utilisés sont les classes (pluie, non-pluie) du radar (PR : Précipitation Radar) embarqué sur le satellite TRMM.

Les résultats ainsi obtenus sont comparés aux résultats de la méthode d'indice de diffusion (SI) qui exploite uniquement les données microondes. Les résultats montrent une bonne corrélation entre les estimations et les données mesurées.

Cette première méthode a donnée de meilleurs résultats mais le problème de la résolution temporelle des données TRMM ne permet qu'une estimation instantanée des précipitations. Pour remédier à cette situation et afin de réaliser une estimation mensuelle des précipitations, nous avons mis au point une deuxième méthode, basée sur l'utilisation d'un autre réseau de neurones dont les entrées sont les paramètres issus des canaux infrarouges du satellite MSG et les sorties sont trois classes dérivées des données PR du TRMM à savoir : non-pluie, pluie modérée et pluie intense. Les résultats de cette deuxième technique sont comparés aux données au sol.

Mots clés : Estimation des précipitations, MSG, TRMM, fusion de données, ANN.

Abstract

In this thesis we present two methods for estimating rainfall by neural networks in northern Algeria. The first technique is based on the blending of the geostationary Meteosat Second Generation (MSG), infrared channel with the low-earth orbiting passive Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). We used two different databases for both steps of the method; learning and validation. The inputs of the neural network are both four parameters calculated from the infrared channels MSG and three parameters derived from microwave data TMI (TRMM Microwave Imager). The outputs of the neural network are used classes (rain, non-rain) radar (PR: Precipitation Radar) onboard TRMM.

The results obtained are compared with the results of the method of Scattering Index (SI), which operates only microwave data. The results show a good correlation between the estimated and measured data.

This first method gave better results, but the problem of temporal resolution of TRMM data allows instantaneous rainfall estimation. To remedy this situation and to achieve monthly rainfall estimation, we have developed a second method, based on the use of another neural network whose inputs are the parameters from the infrared channels of the MSG and three outputs are derived from TRMM PR data classes namely: no rain, moderate rain and heavy rain. The results of this second technique are compared with data on the ground.

Keywords: Rainfall estimation, MSG, TRMM, data fusion, ANN.

ACRONYMES

AIP_i : Algorithm Intercomparison Project.

CCD: Cold Cloud Duration.

CERES: Clouds and Earth's Radiant Energy System.

CST: Convective-Stratiform Technique.

DMSP: Defense Meteorological Satellite Program.

DSD : Drop Size Distribution.

ECST: Enhanced Convective-Stratiform Technique

EFOV: Extended Field-Of-View.

EOS: Earth Observing System.

ESMR-5: Electrically Scanning Microwave Radiometer on the Nimbus 5.

GPCP: Global Precipitation Climatology Project.

GPI: Global Patent Index.

HDF: Hierarchical Data Format.

HRV: High Resolution Visible.

IFOV: Instantaneous Field of View.

IR: Infrared.

IWC : Ice Water Content

LIS: Lightning Imaging Sensor.

LWC : Liquid Water Content

MO: Micro-ondes.

MSG: METEOSAT Seconde Generation.

NASA : National Aeronautics and Space Administration

NIR: Near Infrared.

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration.

PCT: Polarization Corrected Temperature.

PIA : Path Integrated Attenuation.

PR: Precipitation Radar.

RACC: Rain and Cloud Classification.

REM : Rayonnement électromagnétique.

SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager.

SI: Scattering Index.

SMMR: Scanning Multi-channel Microwave Radiometer.

SSM/I : Special Sensor Microwave/Imager.

TIRROS: Television InfraRed Observation Satellite.

TMI: TRMM Microwave Imager.

TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission.

VIRS: Visible and Infrared Scanner.

VIS : Visible.

WV: Water Vapor.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
 CHAPITRE 1 : THEORIE DE LA TELEDETECTION DES NUAGES	
1.1.Préambule	4
1.2. Introduction à la physique du transfert radiatif	5
1.2.1. Le spectre électromagnétique.....	5
1.2.2. Rayonnement et énergie	5
1.2.3. La mesure du rayonnement	6
1.2.4. Les interactions rayonnement- matière	6
1.2.5. Le corps noir.....	7
1.2.6. Le rayonnement thermique	8
1.2.7. Le rayonnement et l'atmosphère	10
1.2.8. Absorption et transmission atmosphérique	11
1.2.9. La diffusion	14
1.3 Formation des nuages et des précipitations	16
1.4. Impact des nuages sur le bilan énergétique de la Terre	18
1.5. Type de précipitations	19
1.6. Echelles des principaux phénomènes météorologiques	20
1.7. Principaux systèmes précipitants	22

1.7.1. Systèmes précipitants convectifs	22
1.7.2. Systèmes précipitants orographiques	22
1.7.3. Systèmes précipitants cycloniques ou frontaux	23
1.8. Télédétection des nuages dans le canal infrarouge	24
1.9. L'interaction des micro-ondes avec les nuages et les précipitations	25
1.10. Discussion	26

CHAPITRE 2 : INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.1. Préambule	27
2.2. Instruments de mesure au sol	28
2.2.1. Le pluviomètre	28
2.2.2. Le pluviographe	28
2.3. Instruments de mesure par télédétection	30
2.3.1. Le radar météorologique	30
2.3.1.1. Principe de fonctionnement	30
2.3.1.2. Equation radar	31
2.3.1.3. Réflectivité Radar	32
2.3.1.4. Intensité de pluie R	33
2.3.1.5. Principaux types d'images radars	34
2.3.2. Satellites météorologiques	34
2.3.2.1. Les satellites METEOSAT	34
2.2.1 Description du satellite MSG	35
2.2.2 Les différents canaux du MSG	36

2.2.3. Principe d'acquisition des images MSG	43
2.2.4. Représentation en niveaux de gris	44
2.3. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)	45
2.3.1. Orbitographie du TRMM	47
2.3.2. TRMM Microwave Imager (TMI)	48
2.3.3. Precipitation Radar (PR)	50
2.3.4. Les produits TRMM	50
2.3.5. Le produit 1B11	53
2.3.6. Le produit 2A25	53
2.4. Discussion	55

CHAPITRE 3 : METHODES D'ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITES

3.1. Préambule	56
3.2. Méthodes Infrarouges / visibles	57
3.2.1. Méthodes d'indices du nuage	57
3.2.2. Méthodes statistiques	58
3.2.3. Méthodes basées sur le suivi des amas nuageux	60
3.2.4. La technique convective stratiforme (CST)	60
3.2.5. Méthodes multispectrales	61
3.2.6. Discussion sur les méthodes infrarouges / visibles	64
3.3. Méthodes microondes	64
3.3.1. Méthodes basées sur le mécanisme d'émission	65

3.3.2. Méthodes basées sur le mécanisme de diffusion	66
• Méthode Scattering Index (SI)	67
3.3.3. Méthode basées sur la dépolarisation	69
• Méthode PCT (Polarization Corrected Temperature)	69
3.3.4. Discussion sur les méthodes micro-ondes	70
3.4. Méthodes combinées	71
3.4.1. La méthode RACC	71
3.4.2. Le produit GPCP	72
3.4.3. Discussion sur les méthodes combinées	72
3.5. Discussion	73

CHAPITRE 4 : ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR MLP

4.1. Préambule	74
4.2. Présentation du site	75
4.3. Données utilisées	76
4.3.1. Données du satellite MSG	76
4.3.2. Données de TMI	79
4.3.3. Données PR	81
4.3.4. Colocalisation des données	82
4.3.5. Données pluviographiques	82
4.4. Les réseaux de neurones	83
4.4.1. Le perceptron multicouche	84
4.4.2. Apprentissage par rétropropagation du gradient	85

4.5. Détection et estimation des précipitations par réseaux de neurones	87
4.5.1. Méthode de détection des précipitations	87
4.5.2. Résultats obtenus et discussion	89
A. Cas d'une seule situation pluviométrique	89
B. Application aux situations pluviométriques observées entre le 1^{er} Octobre 2008 et le 31 mars 2009	91
4.5.3. Estimation des précipitations mensuelles	94
A. Calcul du taux de pluie en utilisant les données PR	95
B. Comparaison avec les données au sol	95
C. Résultats des estimations et validation	96
D. Analyse des résultats	98
 CONCLUSION ET PERSPECTIVES	 99
 ANNEXE A : DESCRIPTION DES NUAGES	
 ANNEXE B : REECHANTILLONNAGE DES IMAGES	
 BIBLIOGRAPHIE	

Liste des figures

Fig.1. Le spectre électromagnétique	5
Fig.2. Interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière	7
Fig.3. la répartition spectrale de l'énergie émise par un corps noir en fonction de sa température.....	9
Fig.4. Comportement du rayonnement électromagnétique lors de sa traversé de l'atmosphère.....	11
Fig.5. Schéma des différents niveaux d'énergie pour une molécule donnée	12
Fig.6. les fenêtres atmosphériques de transmission	13
Fig.7. Les différents processus de formation des gouttelettes de nuages et des gouttes de pluie ...	17
Fig.8. Bilan d'énergie dans l'atmosphère terrestre (en $W.m^{-2}$). Les chiffres ne sont donnés ici qu'à titre indicatif	18
Fig.9. Echelles spatio-temporelles des différents phénomènes météorologiques	20
Fig.10. Différentes phases d'une cellule convective	21
Fig.11. Front chaud et froid	22
Fig.12. Nuages et précipitations associés à un front chaud et froid	23
Fig. 13. Principe du pluviographe à augets	28
Fig.14. Le système Mondial d'Observation Météorologique	34
Fig.15. Zone géographique couverte par les satellites MSG	35
Fig.16. Les bandes spectrales du capteur SEVIRI et transmission atmosphérique	36
Fig.17. Image MSG1 canal VIS 0.6	37
Fig.18. Image MSG1 canal NIR 1.6	38
Fig.19. Image MSG1 canal IR 3.9	38
Fig.20. Image MSG1 canal IR 7.3	39
Fig.21. Image MSG1 canal IR 8.7	40

Fig.22. Image MSG1 canal IR 9.7	40
Fig.23. Image MSG1 canal IR 12.0	41
Fig.24. Image MSG1 canal IR 13.4	41
Fig.25. Principe de prises d'images par le radiomètre SEVIRI	43
Fig.26. Le satellite TRMM et ses instruments	45
Fig.27. Construction des traces de l'orbite de TRMM	47
Fig.28. Représentation de la trace de l'orbite de TRMM sur 1 jour	47
Fig.29. Représentation de la couverture du satellite TRMM sur 2 jours	48
Fig.30. Principe d'échantillonnage de TMI, VIRS et PR	49
Fig .31. Le logiciel Orbit Viewer utilisé pour lire les données TRMM	51
Fig.32. Les différents produits du satellite TRMM	52
Fig.33. Température de brillance dans le canal 10.5 GHz de TMI à partir du produit 1B11	53
Fig.34. Taux de pluies issues du produit 2A25 de TRMM	54
Fig.35. La zone d'étude	74
Fig.36. (a) La trace de l'orbite du TRMM-PR le 17 décembre 2008	80
Fig.36. (b) Taux de précipitations dérivés du produit 2A25 sur la zone d'étude	81
Fig.37. Schéma d'un neurone artificiel	82
Fig.38. Architecture d'un réseau à trois couches	83
Fig.39. Le réseau neuronal utilisé dans la détection de pluie	87
Fig.40. Identification des zones de pluie pour la scène de 12 Janvier 2009	89
Fig.41. Le réseau neuronal utilisé dans l'estimation des précipitations	93

Liste des tables

1. Les 12 canaux du capteur SEVIRI	36
2. Caractéristiques de VIRS, TMI et PR du TRMM	46
3. Résolution spatiale des différents canaux du radiomètre TMI	49
4. Les coefficients de calibration des 12 canaux de SEVIRI	76
5. Valeurs des constantes v_c , A et B en fonction des canaux infrarouges	77
6. Table de contingence pour la discrimination de la pluie	90
7. Résultats d'évaluation des deux méthodes	91
8. Résultats d'évaluation de la méthode MLP	94
9. Erreurs des estimations	96

INTRODUCTION

Le travail que nous présentons dans cette thèse porte sur la détection et l'estimation des précipitations sur le nord de l'Algérie en combinant les données infrarouges du satellite MSG (METEOSAT Seconde Génération) avec les données Micro-ondes du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission).

Le nord de l'Algérie qui fait partie du bassin Méditerranéen est régulièrement soumis à des phénomènes météorologiques violents caractérisés notamment par des pluies intenses et des vents violents. Ce climat particulier trouve son origine dans la configuration spécifique de la mer Méditerranée. En effet, du fait du peu d'échanges avec l'océan Atlantique et du rayonnement solaire intense reçu à sa surface, la mer méditerranée constitue un gigantesque réservoir d'humidité et d'énergie pour les surfaces continentales qui la ceignent. En outre, les nombreux reliefs existant dans le nord algérien créent une circulation complexe dans les basses couches de l'atmosphère. Ce phénomène favorise la formation de systèmes pluvieux intenses qui provoquent souvent des dégâts considérables. Pour répertorier les zones à risque et prévoir des systèmes d'alerte, une connaissance fiable de la présence, de la répartition et de l'intensité des précipitations serait d'une grande utilité.

En Algérie, les instruments de mesure au sol pour la collecte des données pluviométriques restent insuffisants pour une évaluation fiable des précipitations. En effet, actuellement seuls 320 stations pluviométriques, réparties sur l'ensemble du territoire national sont opérationnelles.

La télédétection par radars météorologiques apparaît comme une alternative au manque de données au sol mais exige un coût élevé et un personnel qualifié. De plus, l'Algérie ne

possède qu'un seul radar côtier fonctionnel qui est situé dans la région de Sétif, ce qui ne permet pas de faire des études à l'échelle synoptique car de telles études nécessiteraient l'installation d'un réseau de radars très coûteux.

L'avènement des satellites météorologiques, a permis de palier ces inconvénients. C'est ainsi que de nombreuses méthodes d'estimation des précipitations basées essentiellement sur les données collectées par les canaux infrarouges et visibles de ces satellites ont été développées [Guillot et al, 1994; Bergès et al, 2010 ; Bitew et Gebremichael, 2011 ; Ebert et Manton, 1998 ; Huffman et al. 2007; Xie et Arkin 1996 ; Stephens et Kummerow 2007; Anagnostou 2004; Levizzani et al. 2001; Levizzani 2003; Ferreira et al. 2001; Nauss et Kokhanovsky 2007 ; Lazri et al. 2012 ; 2013 ; Ouallouche et al. 2014]. Remarquons néanmoins, que malgré ces énormes progrès, l'estimation des précipitations par des satellites géostationnaires reste toujours assez grossière, même à de grandes échelles temporelles et spatiales [Adler et al, 2001 ; Berne et al, 2004]. C'est ainsi, que des travaux sur la détection et l'estimation des précipitations ont été menée en utilisant des satellites micro-ondes, tels que le TRMM, capable de mesurer de manière assez fiable le taux de pluie, mais à une faible fréquence temporelle [Kummerow et al, 2000 ; Iguchi et al, 2001 ; Meneghini et al, 2004 ; Chuntao et al., 2007]. Pour palier les inconvénients dus à l'utilisation des données collectées par un seul type de satellites, des techniques basées sur l'utilisation des données fournies par les deux types de satellites ont été développées [Ferreira, F., 2001 ; Ouallouche et al, 2014]. En effet, celles ci sont complémentaires car les données de températures infrarouges nous renseigne sur les structures nuageuses tandis que les températures de brillance micro-ondes permettent de déterminer les contenus intégrés en eau et en glace à l'intérieur de ces structures [Ferreira, F., 2001 ; Ouallouche et al, 2014].

Dans le cadre de cette thèse nous avons utilisé deux types de données à savoir, d'une part, les données multi spectrale fournies toutes les 15 minutes à travers 12 canaux par le satellite MSG (Meteosat Second Generation). La résolution spatiale de ces données est de $1 \times 1 \text{ km}^2$ pour le canal visible à large bande et $3 \times 3 \text{ km}^2$ pour les autres canaux. Et d'autre part les données fournies deux fois par jour par les canaux micro-ondes du satellite TRMM.

Afin d'estimer les précipitations dans le nord de l'Algérie, nous avons développé une première méthode basée sur l'utilisation d'un réseau de neurones perceptron multicouches dont les entrées sont des paramètres « température » calculés à partir des canaux infrarouges du satellite MSG en coïncidence spatiotemporelle avec ceux issus des canaux micro-ondes du

satellite TRMM. Ainsi, l'algorithme développé tient compte à la fois de la température des sommets des nuages dans l'infrarouge et les microondes ainsi que de leurs propriétés optiques et microphysiques. Les sorties de ce réseau de neurones sont les situations pluie et non-pluie dérivées des données Précipitation Radar (PR) de TRMM.

Comparée à la méthode SI (Scattering Index) qui est une méthode prise comme référence, notre technique a donné de meilleurs résultats, mais le problème de la résolution temporelle des données TRMM ne permet qu'une estimation instantanée des précipitations. Pour remédier à cette situation et afin de réaliser une estimation mensuelle des précipitations, nous avons mis au point une deuxième méthode, basée sur l'utilisation d'un autre réseau de neurones dont les entrées sont les paramètres issus des canaux infrarouges du satellite MSG et les sorties sont trois classes dérivées des données PR du TRMM à savoir : non-pluie, pluie modérée et pluie intense. Comparés aux mesures au sol, nos résultats sont très satisfaisants.

Le travail que nous présentons dans cette thèse est structuré en quatre chapitres.

Le premier chapitre porte sur la théorie de télédétection des nuages. Nous nous intéressons aux interactions rayonnement-matière. Puis nous décrivons les étapes de formation des précipitations.

Dans le deuxième chapitre, nous présentons les instruments de mesure des précipitations. Après avoir présenté succinctement le pluviographe et le radar, nous exposons les deux satellites utilisés dans cette thèse qui sont le MSG et le TRMM.

Dans le troisième chapitre nous décrivons les principales techniques d'estimation de précipitations utilisant des données issues de satellites météorologiques.

Dans le dernier chapitre nous présentons dans un premier temps une méthode développée pour la détection de pluie au Nord de l'Algérie. Ensuite, nous présentons les modifications apportées à l'architecture de notre réseau de neurones afin de pouvoir estimer le cumul de pluie.

Nous terminons par une conclusion qui permet de revenir sur les principaux résultats obtenus et propose des perspectives à ce travail.

CHAPITRE 1
THEORIE DE LA TELEDETECTION
DES NUAGES

1.1.Préambule

L'étude des phénomènes atmosphériques de la terre par télédétection consiste à observer le rayonnement électromagnétique de celle-ci tel que mesuré par un capteur. Les signaux électromagnétiques émis, leurs polarisations et leurs propagations sont modulées par la température de l'atmosphère, les différents composants gazeux, la présence ou non d'hydrométéores et d'aérosols. Par ailleurs, les interactions du rayonnement terrestre avec les molécules des divers composants varient grandement avec la longueur d'onde : le sondage détaillé de chaque domaine du spectre électromagnétique permet d'établir les paramètres atmosphériques ayant engendrés le signal reçu.

1.2. Introduction à la physique du transfert radiatif

La télédétection spatiale permet d'observer le système terre / océans / atmosphère en s'appuyant sur des méthodes d'acquisition de l'information à distance basées sur les propriétés du rayonnement électromagnétique. Les capteurs satellitaires permettent de mesurer l'énergie réfléchie et/ou émise par la surface de la Terre, les océans ou par l'atmosphère et donc d'analyser et de suivre l'évolution de ces milieux au cours du temps.

1.2.1. Le spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique représente la répartition des ondes électromagnétiques en fonction de leur longueur d'onde, de leur fréquence ou bien encore de leur énergie. La longueur d'onde confère au rayonnement des propriétés qui sont exploitées selon les besoins et conduit à la division du spectre en plusieurs grands domaines : ondes radio, microondes, infrarouge, visible, ultraviolet, rayons X et rayons gamma (figure 1).

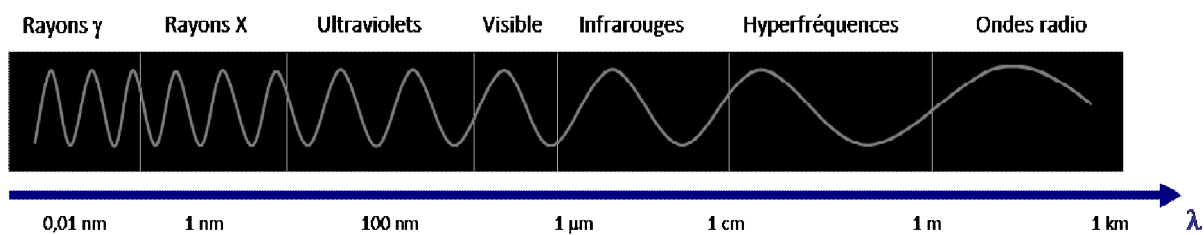


Fig.1. Le spectre électromagnétique

Les parties radiofréquences du spectre sont employées pour le radar et la détection passive. Au-dessus de la radiofréquence le spectre s'étend dans le domaine infrarouge, suivi de la gamme visible, qui est très étroite, et de la gamme ultra-violet. Dans les régions visibles et infrarouges du spectre, des instruments à fréquences multiples sont utilisés intensivement comme outils de télédétection pour une grande variété d'applications.

1.2.2. Rayonnement et énergie

Les échanges d'énergie portée par le rayonnement électromagnétique qui ont lieu entre le soleil et le système terre-océan-atmosphère ne se font pas de manière continue, mais de façon discrète, sous forme de paquets d'énergie, véhiculés par des corpuscules élémentaires immatériels, les photons. Chaque photon transporte ainsi un quantum d'énergie proportionnel à la fréquence de l'onde électromagnétique considérée ; cette énergie est d'autant plus grande que la fréquence est élevée.

La relation suivante exprime la quantité d'énergie associée à un photon en fonction de la fréquence de l'onde:

$$E=h \nu \quad (1.1)$$

Avec :

- E : l'énergie de l'onde électromagnétique.
- ν : la fréquence de l'onde.
- h : la constante de Planck ($6,625.10^{-34}$ J.s).

Ainsi, les rayonnements électromagnétiques de courtes longueurs d'ondes ou de fréquences élevées véhiculent davantage d'énergies que les rayonnements de grandes longueurs d'ondes (basses fréquences).

1.2.3. La mesure du rayonnement

Le rayonnement électromagnétique réfléchi ou émis par la surface terrestre, les océans ou l'atmosphère, est mesuré par le capteur satellitaire lorsque celui-ci lui parvient. Le flux énergétique enregistré au niveau du capteur satellitaire est ce qu'on appelle une luminance. Cette dernière qui s'exprime en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ dépend de plusieurs paramètres :

- La superficie de la source qui émet ou réfléchit le rayonnement (en m^2).
- Le champ de vision du capteur qui observe la source dans un angle solide (en stéradian - sr).
- La bande spectrale (fenêtre étroite de longueurs d'onde) du capteur (en μm).

Les luminances permettent donc de différencier les surfaces sur une image. En revanche, si l'on veut étudier l'évolution d'une surface (couverture végétale par exemple) au cours du temps, on ne pourra pas comparer les luminances d'une image à une autre, car elles dépendent de l'éclairement reçu par la surface. Il faut donc convertir les luminances en une grandeur indépendante de l'éclairement incident, la réflectance. Cette dernière est le rapport entre l'énergie réfléchie par une surface et l'énergie incidente reçue par cette même surface pour une longueur d'onde donnée. C'est une grandeur sans unité comprise entre 0 et 1 ou souvent exprimée en pourcentage.

1.2.4. Les interactions rayonnement- matière

Lorsqu'un rayonnement électromagnétique atteint un objet, certaines longueurs d'onde sont absorbées tandis que d'autres sont réfléchies par l'objet (figure 2). Une partie du

rayonnement peut éventuellement être transmise à travers l'objet si celui-ci est plus ou moins transparent, avec un changement de direction de la propagation dû à la réfraction. La partie du rayonnement qui est absorbée modifie l'énergie interne de l'objet et produit de la chaleur qui sera réémise sous forme d'un rayonnement à une plus grande longueur d'onde [Bonn et Rochon, 1992].

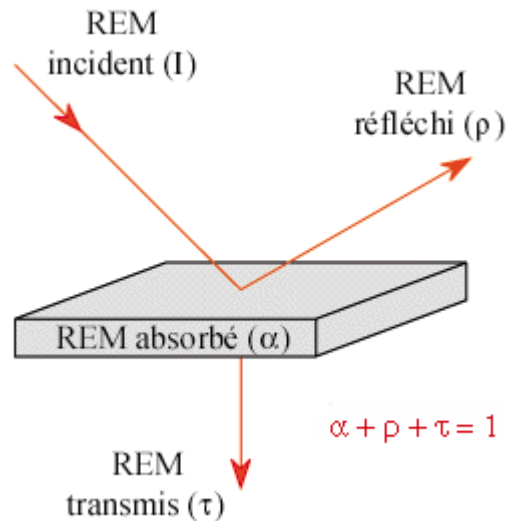


Fig.2. Interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière.

Tous les objets sont caractérisés par un coefficient d'absorption (noté α), un coefficient de réflexion (noté ρ), et un coefficient de transmission (noté τ), qui expriment respectivement la part d'énergie absorbée, réfléchie et transmise. Ces trois coefficients ont des valeurs qui varient entre 0 et 1 et leur somme est toujours égale à 1 selon le principe de conservation de l'énergie.

1.2.5. Le corps noir

Un corps noir est défini comme le corps idéal capable d'absorber en totalité tout rayonnement incident : c'est un absorbeur parfait. La conservation de l'énergie implique, du moins à l'équilibre thermique, que le corps noir soit également un émetteur parfait sur tout le domaine spectral, c'est-à-dire qu'il émet plus que toute autre surface à même température. La puissance qu'il émet est indépendante de la direction d'émission et elle ne dépend que de la température. Autrement dit, pour une température et une longueur d'onde données, il émet un maximum d'énergie rayonnée que tout corps ne peut dépasser. Si une surface atteint ce maximum, on l'appelle corps noir.

Le Soleil peut être considéré en première approximation comme un corps noir à une température de 5800 K auquel il faut ajouter des raies d'absorption dues aux différents éléments chimiques qui composent son atmosphère. Ce rayonnement intervient, en majeure partie, de l'ultra-violet au proche infrarouge. Le maximum d'émission se situe dans le visible. Le rayonnement terrestre quant à lui est semblable à celui d'un corps noir à 288 K. Il est maximum dans l'infrarouge thermique.

1.2.6. Le rayonnement thermique

Le rayonnement thermique est un rayonnement électromagnétique caractérisé non pas par sa nature mais par son origine. Tous les corps dont la température est supérieure au zéro absolu émettent spontanément un rayonnement thermique dû aux transitions énergétiques. Quand la transition est entre le niveau E_1 et E_2 , la fréquence F du rayonnement émis est indiquée par l'équation de Bohr :

$$F = \frac{E_1 - E_2}{h} \quad (1.2)$$

Où h est la constante de Planck.

La distribution spectrale de l'émission d'un corps noir dépend uniquement de sa température et obéit à la loi de Planck [Lillesand et Kieffer, 1987] :

$$B_f = \frac{2hf^3}{c^2} \frac{1}{e^{\left(\frac{hf}{kT}\right)} - 1} \quad (1.3)$$

Où h est la constante de Planck égale à $6.63 \cdot 10^{-34}$ Joules, k la constante de Boltzmann égale à $1.38 \cdot 10^{-23}$ Joules K^{-1} , c la vitesse de la lumière égale à $3 \cdot 10^8$ ms^{-1} , f la fréquence du rayonnement en Hz et T la température absolue en Kelvin. Les seules deux variables sont f et T . Une courbe de B_f en fonction de la fréquence est donnée par la figure 3.

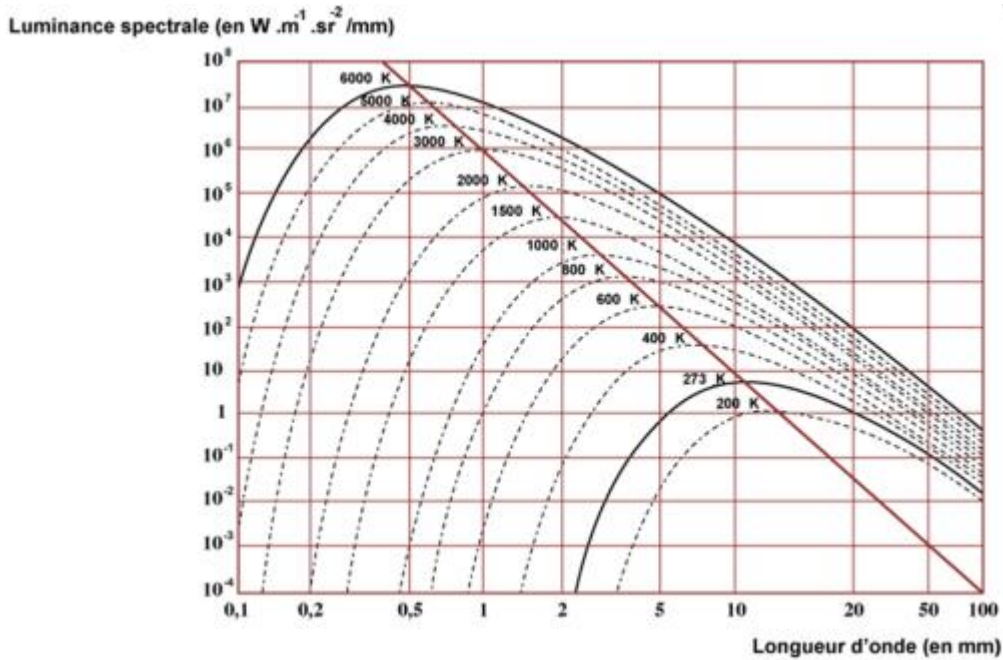


Fig.3. la répartition spectrale de l'énergie émise par un corps noir en fonction de sa température

Deux caractéristiques essentielles peuvent être dégagées de la figure ci-dessus :

- L'énergie émise par un corps noir est d'autant plus importante que la température de ce dernier est élevée. Ce phénomène est décrit par la loi de Stefan – Boltzmann.
- l'énergie émise par un corps noir passe par un maximum d'émission. La loi de Wien décrit la relation entre la longueur d'onde du maximum d'émission (λ_{max}) et la température du corps noir.

Loi de Stefan-Boltzmann

La brillance B d'un corps noir à la température T est obtenue en intégrant B_f sur toutes les fréquences f :

$$B = \int_0^\infty B_f df = \frac{2h}{c^2} \int_0^\infty \left(\frac{f^3}{e^{\frac{hf}{kT}} - 1} \right) \quad (1.4)$$

En introduisant $x = \frac{hf}{kT}$ on obtient :

$$B = \frac{2}{c^2 h^3} (kT) \int_0^\infty \frac{x^3}{e^x - 1} dx \quad (1.5)$$

$$\text{Sachant que : } \frac{1}{e^x - 1} = \sum_{n=1}^{\infty} e^{-nx} \quad (1.6)$$

$$\text{On aura : } \int_0^{\infty} \frac{x^3}{e^x - 1} dx = \sum_{n=1}^{\infty} \int_0^{\infty} x^3 e^{-nx} dx \quad (1.7)$$

La nouvelle intégrale définie en 1-7 est disponible dans la table standard des intégrales où elle est donnée comme $\int_0^{\infty} x^3 e^{-nx} dx = \frac{6}{n^4}$, puis nous obtenons :

$$B = \frac{12}{c^2 h^3} (kT)^4 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^4} \quad (1.8)$$

La somme peut être évaluée et a une valeur de $\pi^4/90 = 1.08$. on combine cette valeur avec les valeurs des autres constantes et on obtient la relation suivante :

$$B = \frac{\sigma T^4}{\pi} \quad Wm^{-2}sr^{-1} \quad (1.9)$$

Ce qui est connu comme la loi de Stefan-Boltzmann. On appelle σ la constante Stefan-Boltzmann et sa valeur est $5.67 \times 10^{-8} Wm^{-2}sr^{-1}$.

D'après la relation (1.9), la luminance B d'un corps noir augmente en fonction de la quatrième puissance de sa température T.

Loi de Wien

Cette loi stipule que la longueur d'onde du maximum d'émission est inversement proportionnelle à sa température. Plus la température du corps noir augmente, plus le maximum de brillance se déplace vers les courtes longueurs d'onde.

$$\lambda_{max} = \frac{hc}{4.9651 kT} = \frac{2.898 \cdot 10^{-3}}{T} \quad (1.10)$$

1.2.7. Le rayonnement et l'atmosphère

Lors de son trajet depuis la source (le soleil) vers la cible (surface terrestre), puis de la cible vers le capteur, le rayonnement électromagnétique subit des interactions avec les molécules gazeuses et les particules (aérosols, gouttelettes d'eau, poussières) présentes dans l'atmosphère. Deux phénomènes essentiels se produisent : l'absorption et la diffusion atmosphériques (figure ci-dessous). Les molécules gazeuses et particules présentes dans

l'atmosphère vont provoquer un blocage et/ou une déviation du rayonnement, diminuant ainsi l'énergie transportée par le rayonnement électromagnétique.

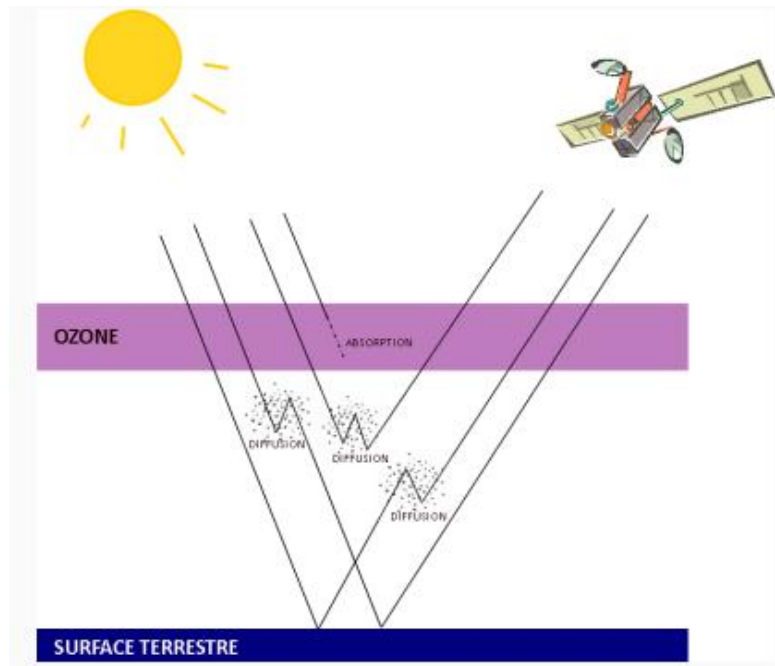


Fig.4. Comportement du rayonnement électromagnétique lors de sa traversé de l'atmosphère.

Lorsque l'on s'intéresse à l'observation spatiale de la surface terrestre, il est impératif de prendre en compte les interactions rayonnement-atmosphère puisque le signal qui parvient au capteur satellitaire est perturbé par la traversée atmosphérique. Mis-à-part dans le domaine de la météorologie spatiale, où l'on cherche à mesurer la composition et à comprendre les propriétés de l'atmosphère, cet effet perturbateur de l'atmosphère doit être pris en considération dans l'interprétation du signal mesuré par le satellite.

1.2.8. Absorption et transmission atmosphérique

Lorsque le rayonnement traverse la couche atmosphérique, il entre en collision avec les molécules et les particules présentes dans l'atmosphère. Il peut être en totalité ou en partie absorbé. Ainsi, il y a transfert d'énergie entre le rayonnement et les molécules avec lesquelles il entre en collision. L'absorption du rayonnement qui cède tout ou partie de son énergie conduit par conséquent à une atténuation du signal dans la direction de propagation du rayonnement. La molécule change de configuration électronique. L'énergie absorbée modifie l'énergie interne de la molécule en la faisant passer d'un niveau d'énergie E_1 à un niveau d'énergie E_2 supérieur. Une quantité précise d'énergie est nécessaire à la molécule pour

passer d'un état à un autre. La Figure 5 présente les différents niveaux d'excitation d'une molécule.

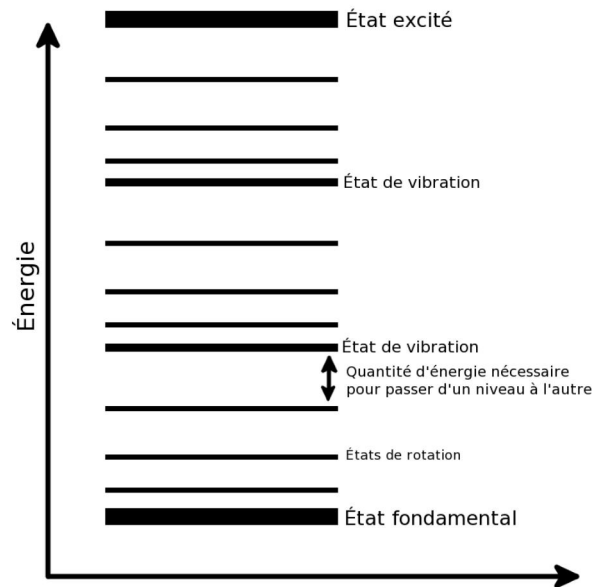


Fig.5. Schéma des différents niveaux d'énergie pour une molécule donnée.

L'échange d'énergie se traduit par une absorption de photon. Le processus qui est engendré dépend de l'énergie du photon incident. L'énergie E d'un photon se propageant à la fréquence f vaut $h \cdot f$ où h est la constante de Planck. Le rayonnement dans le micro-onde contient donc une faible énergie, il ne peut qu'engendrer des rotations de la molécule. Dans l'infrarouge, l'énergie transportée est plus importante, le rayonnement incident peut donc engendrer des vibrations en plus des rotations. Les rayonnements dans le domaine visible et ultra-violet, transportent plus encore d'énergie et peuvent engendrer des changements de l'état électronique des molécules, voire des dissociations ou des ionisations.

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

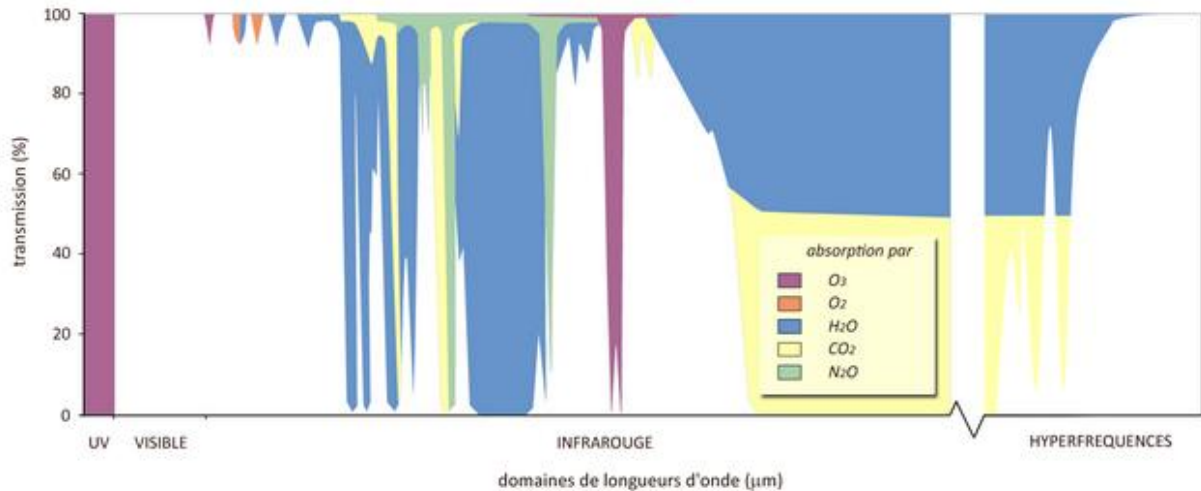


Fig.6. les fenêtres atmosphériques de transmission.

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

- Les rayonnements ultraviolets ($\lambda \sim 0,29\mu\text{m}$) sont totalement absorbés par l'ozone.
- Les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge présentent une très bonne transmission et sont par conséquent très largement utilisés par les capteurs satellitaires dédiés à l'observation de la terre.
- Dans le moyen infrarouge et l'infrarouge thermique, seules quelques bandes spectrales permettent la transmission du rayonnement.
- La vapeur d'eau et le dioxyde de carbone présents dans l'atmosphère absorbent la quasi-totalité du rayonnement dans l'infrarouge lointain.
- Dans le domaine des hyperfréquences, le phénomène d'absorption est inexistant et l'atmosphère est totalement transparente au rayonnement.
- Dans l'atmosphère, l'absorption est essentiellement due à la présence de la vapeur d'eau, d'oxygène, d'ozone, de gaz carbonique et de divers polluants. De façon générale, l'absorption de l'énergie électromagnétique par une molécule a pour effet d'exciter cette dernière d'un niveau d'énergie à un niveau supérieur. C'est ce mécanisme qui provoque la transformation de l'énergie électromagnétique en énergie thermique ou en énergie chimique au sein des différents constituants de l'atmosphère. Dans les gammes de fréquence utilisées en télédétection, l'absorption la plus forte est principalement due à l'ozone et à la vapeur d'eau.

1.2.9. La diffusion

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

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

La diffusion de Rayleigh correspond à la diffusion d'une onde par une particule largement inférieure en taille à la longueur d'onde du rayonnement incident. Cela correspond au phénomène d'absorption et d'émission décrit précédemment. C'est donc une diffusion élastique car sans changement de longueur d'onde. De façon nettement plus faible en intensité, la molécule diffusante peut émettre un rayonnement légèrement différent en longueur d'onde.

La diffusion de Rayleigh est une diffusion considérée comme isotrope (les particules émettent dans toutes les directions de façon égale). L'intensité lumineuse diffusée est proportionnelle à l'inverse de la longueur d'onde puissance quatre ($1/\lambda^4$). Un rayonnement dans le bleu sera plus diffusé (par les fines particules) qu'un rayonnement dans le rouge car $\lambda_{\text{bleu}} < \lambda_{\text{rouge}}$. Le ciel paraît bleu, car la partie bleue du rayonnement solaire est plus diffusée par l'atmosphère.

Lorsque la taille des particules est de l'ordre de grandeur ou plus grande que la longueur d'onde du rayonnement, la diffusion de Rayleigh ne se produit plus et laisse la place à la diffusion de Mie [Mie, 1908; van de Hulst, 1981]. Les gouttelettes d'eau, les cristaux de glace, ou les aérosols présents dans l'atmosphère (poussières, fumées, pollens) sont les principaux vecteurs de la diffusion de Mie. Beaucoup moins sélective que la diffusion de Rayleigh, la diffusion de Mie est inversement proportionnelle à la longueur d'onde du rayonnement incident ($1/\lambda$). Plus la taille des particules augmente, plus la diffusion sera directionnelle et vers l'avant. Cette diffusion a lieu au niveau des nuages. Le fait qu'elle varie nettement moins en fonction de la longueur d'onde du rayonnement fait que, dans le visible, toutes les longueurs d'onde sont diffusées de la même manière. On voit donc les nuages blancs

(mélange de tous les rayonnements aux différentes couleurs du Soleil). La directionnalité de cette diffusion explique les dégradés de gris de certains nuages car dans certaines directions, le rayonnement est moins diffus et donc moins fort. On le voit alors moins brillant et plus terne.

1.3 Formation des nuages et des précipitations

L'air atmosphérique contient une certaine quantité de vapeur d'eau. Pour que cette vapeur d'eau se condense et qu'un nuage se forme, il faut refroidir l'air [Yates, 2006]. C'est ce même phénomène qui provoque la buée dans une voiture par exemple : la nuit, la température diminuant, la vapeur d'eau de l'air se condense sur les vitres. Dans le cas d'un milieu ouvert comme l'atmosphère, le refroidissement peut être provoqué par un déplacement:

- horizontal : l'arrivée d'air chaud et humide sur une surface froide provoque la formation de brouillard.
- vertical, la température diminuant avec l'altitude dans les 8-10 premiers kilomètres de l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air peut par exemple être forcée par un relief. On forme ainsi des nuages « orographiques » comme des nuages d'orage.

Outre la vapeur d'eau, l'air atmosphérique contient un grand nombre de poussières en suspension que l'on regroupe sous le nom générique de particules d'aérosol. Ces dernières sont particulièrement importantes car elles vont servir de support sur lequel la vapeur d'eau va pouvoir venir se condenser pour former des gouttes de nuage. Les hydrométéores qui se forment dans les nuages sont à des températures très froides, souvent au-dessous de 0 °C. C'est pour cette raison que presque toutes les précipitations qui arrivent au sol (liquide ou solide) proviennent de la formation de cristaux de glace. Ces précipitations solides tombent et fondent en cours de route si la température de l'air atteint plus de 0 °C et arrivent sous forme liquide au sol (sinon elles restent sous forme solide).

Pour donner lieu à des précipitations, il faut que les gouttelettes nuageuses grossissent suffisamment (diamètre supérieur à 80–100 μm). Le processus de condensation est la première étape à la formation de la pluie mais à mesure que se poursuit l'ascendance, d'autres phénomènes entrent en jeu dans la croissance des gouttes. Le phénomène de précipitation est donc dû essentiellement à l'accroissement de la taille des éléments dont la masse devient

suffisante pour vaincre les forces d'agitation. Le grossissement de ces gouttelettes se fait par deux mécanismes (Figure 7):

- **L'effet Bergeron :** dans la partie du nuage où la température est négative mais supérieure à -41°C , coexistent cristaux de glace et gouttelettes d'eau surfondues (eau liquide avec une $T^{\circ} < 0^{\circ}\text{C}$). Physiquement, pour une masse d'air donnée, la saturation autour d'un cristal de glace intervient à un taux d'humidité plus bas qu'autour d'une gouttelette d'eau surfondue. Il y a donc transfert de la vapeur d'eau des gouttelettes vers les cristaux, c'est à dire qu'il y a condensation autour du cristal avec évaporation des gouttelettes. On dit aussi qu'à la même température, le cristal présente une affinité à la vapeur d'eau plus grande que l'eau surfondue. Lorsque la masse du cristal est suffisante après transfert, il précipite ; s'il traverse une région à température positive suffisamment épaisse (souvent à partir de 300 m dans les nuages stables) et si la durée de chute le permet, il fond et c'est la pluie. Le même processus de grossissement a lieu entre deux gouttelettes à des températures différentes (la plus froide grossit au détriment de la plus chaude) et entre deux gouttelettes de taille différente (la plus grosse grossit au détriment de la plus petite).
- **L'effet de coalescence ou de captation :** Il y a grossissement par choc et fusionnement avec d'autres particules. Du fait de la dispersion des vitesses, le cristal en se déplaçant, soit en chute libre, soit par turbulence, entre en collision avec les gouttelettes surfondues ; la congélation de celles-ci augmente le volume du cristal. Il en est de même pour les gouttelettes de diamètre supérieur à 30 microns qui entrent en collision avec des gouttelettes de diamètre inférieur. Ce processus provoque un accroissement rapide de leur dimension et donc de leur masse augmentant leur vitesse de chute.

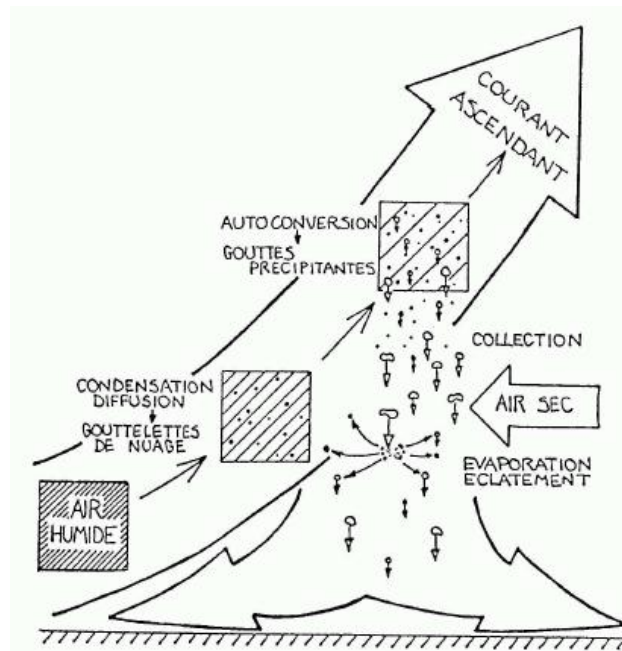


Fig.7. Les différents processus de formation des gouttelettes de nuages et des gouttes de pluie [Roux, 1991].

Enfin, on pourra noter que lorsque deux cristaux entrent en collision, de fins cristaux se retrouvent éjectés et ainsi servent de noyaux de condensation qui augmenteront la densité des cristaux. On comprend pourquoi, avec l'effet Bergeron en plus, 97% des nuages donnant lieu à des précipitations présentent des températures négatives à leur sommet.

1.4. Impact des nuages sur le bilan énergétique de la Terre

Nous présentons une illustration du bilan radiatif de l'atmosphère terrestre à l'aide de la figure 7. Le rayonnement solaire est la principale source d'énergie du système climatique avec en moyenne un flux total au sommet de l'atmosphère généralement estimé à environ 342 W.m^{-2} [Loeb, 2009]. Cette énergie contribue principalement à l'évaporation de l'eau en surface (70% de la surface terrestre est constituée d'océan). La vapeur d'eau est transportée par les vents et peut se condenser pour former des nuages. Lors de la formation des nuages, l'énergie solaire stockée sous forme de chaleur latente est libérée dans l'atmosphère et contribue à son réchauffement. La précipitation des nuages en revanche, contribue à refroidir l'atmosphère et permet d'équilibrer le bilan hydrologique. Les nuages, qui transportent des quantités considérables d'énergie et d'humidité, assurent donc un rôle majeur dans la circulation atmosphérique. Les nuages ont également un fort impact sur le bilan radiatif global. Ils contribuent d'une part à refroidir la Terre en réfléchissant et diffusant le rayonnement solaire incident. D'autre part, ils contribuent au réchauffement de l'atmosphère

en absorbant et réémettant une partie du rayonnement provenant de la surface et de la basse atmosphère qui dans le cas contraire se serait échappé vers l'espace. L'équilibre entre ces deux effets dépend de plusieurs paramètres, notamment de la hauteur, de l'épaisseur et des propriétés microphysiques des nuages. On estime toutefois que les nuages augmentent l'albédo planétaire en réfléchissant 50 W.m^{-2} du rayonnement solaire et en absorbant environ 30 W.m^{-2} du rayonnement terrestre. Dans le climat actuel, les nuages exercent donc un forçage radiatif de l'ordre de -20 W.m^{-2} .

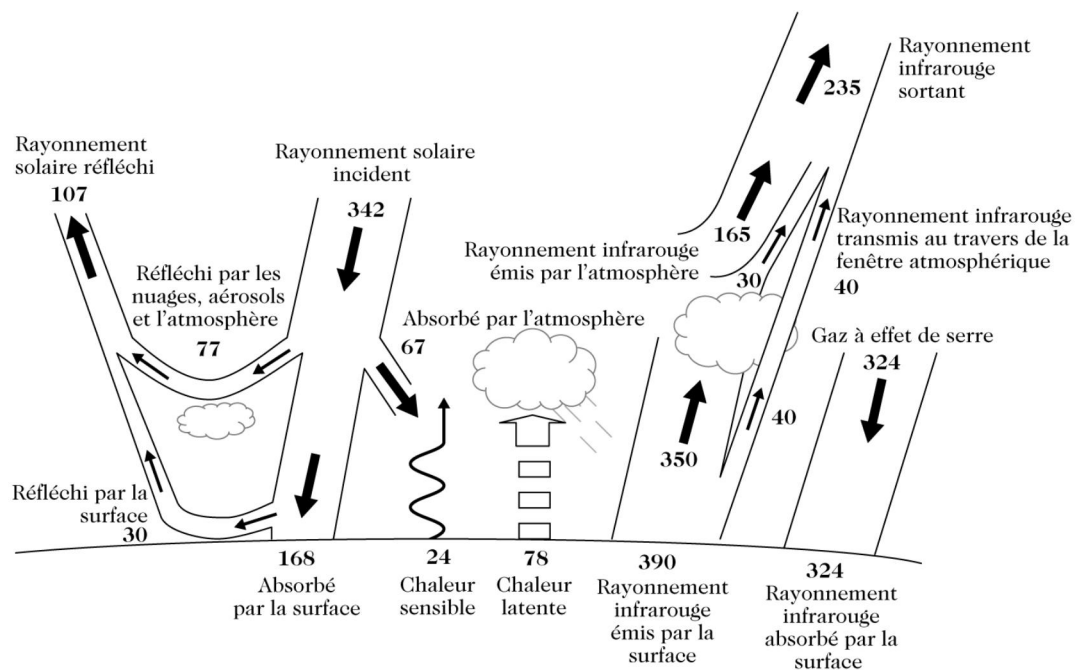


Fig.8. Bilan d'énergie dans l'atmosphère terrestre (en W.m^{-2}). Les chiffres ne sont donnés ici qu'à titre indicatif. Source : [Delmas, 2005].

1.5. Type de précipitations

En fonction de l'intensité des mouvements verticaux, on peut séparer la pluie en une composante convective lorsque ces mouvements verticaux sont intenses et une composante stratiforme lorsqu'ils sont plus faible.

Ainsi, les précipitations convectives résultent d'une ascension rapide des masses d'air chargées d'humidité. Ces événements sont généralement associés à des nuages à fort développement vertical où la phase glace est prédominante. Les précipitations résultantes sont : i) très localisées, isolées ou organisées, ii) de courte durée et surtout iii) de fortes intensités. Ce type de précipitation est très commun proche de l'équateur (sous forme d'orages) et des

zones tropicales (à l'origine des cyclones). Aux latitudes moyennes, ces précipitations sont synonymes de l'arrivée d'un front froid où de l'air froid avance rapidement vers de l'air plus chaud et plus lent qui est alors contraint de s'élever.

Les précipitations stratiformes trouvent leur origine dans le soulèvement lent et à grande échelle de l'humidité qui se condense de façon uniforme. De faibles intensités, ces événements couvrent une large zone et sont souvent persistants dans le temps. Ces pluies annoncent l'arrivée d'un front chaud où de l'air chaud avance vers de l'air plus froid et plus dense pour finalement le surmonter. Ce type de précipitation se retrouve également lors du soulèvement d'une masse d'air chaude et humide à l'abord d'un massif montagneux, c'est le phénomène de pluie orographique.

Ces deux types de précipitations ne sont pas mutuellement exclusifs. En effet, il est possible de trouver des zones convectives au sein d'un nuage stratiforme précipitant ce qui donnera lieu à des averses plus fortes localement.

1.6. Echelles des principaux phénomènes météorologiques

Il existe une classification usuelle des phénomènes atmosphériques en fonction de leur échelle spatio-temporelle.

On range dans l'échelle planétaire des circulations dont la dimension spatiale de référence est 10 000 km (ordre de grandeur du rayon de la Terre), et la dimension temporelle est supérieure à la semaine, pouvant aller jusqu'à plusieurs années. Circulations mises en évidence en filtrant les circulations de plus petite échelle par un traitement mathématique ou statistique approprié.

Dans l'échelle synoptique la taille caractéristique est le millier de kilomètres et la durée quelques jours. Cette classe contient en particulier les dépressions et les anticyclones qui se développent surtout aux moyennes latitudes.

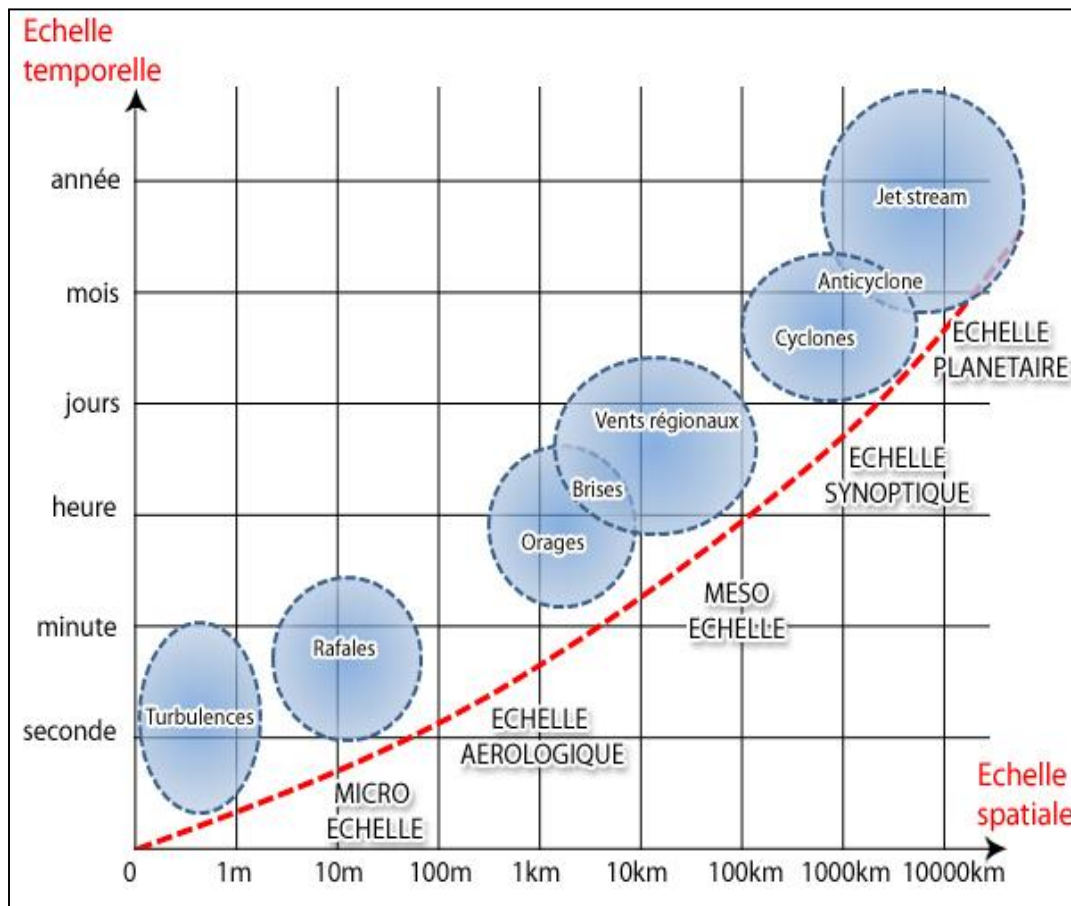


Fig.9. Echelles spatio-temporelles des différents phénomènes météorologiques.

La méso-échelle est définie pour les phénomènes dont la dimension est comprise entre 100 km et 10 km et pour des temps caractéristiques d'une heure à une journée, on trouve des phénomènes comme les vents régionaux, les brises, les cellules convectives, le passage d'une barrière montagneuse.

Entre 10 km et quelques centaines de mètres, on est dans l'échelle aérologique, échelle des orages isolés, des tornades.

Les phénomènes de l'ordre du mètre comme les tourbillons de poussière et les rafales sont classés dans la micro-échelle.

1.7. Principaux systèmes précipitants

On distingue trois systèmes précipitants associés aux mécanismes déclenchant les mouvements verticaux, ils sont présentés par ordre croissant des échelles spatiales et temporelles qu'ils affectent

1.7.1. Systèmes précipitants convectifs

Ces systèmes se retrouvent lorsque deux masses d'air de températures différentes entrent en contact, et plus particulièrement lorsqu'une masse d'air froid recouvre un sol plus chaud ou lorsque les basses couches sont suffisamment chauffées par les radiations solaires. L'air des basses couches se dilate, s'allège, et s'élève sous l'effet de la poussée d'Archimède. Il s'élève en se refroidissant jusqu'au niveau de condensation, altitude à laquelle se forme la base du nuage. L'air continue de s'élever en se condensant ainsi jusqu'au niveau d'équilibre thermique, altitude du sommet du nuage. Le sommet du nuage peut atteindre des altitudes de l'ordre de 12 Km pour les situations les plus convectives. On schématise le cycle de vie de la cellule convective ainsi décrite par trois phases : développement, maturité et dissipation (figure 10).

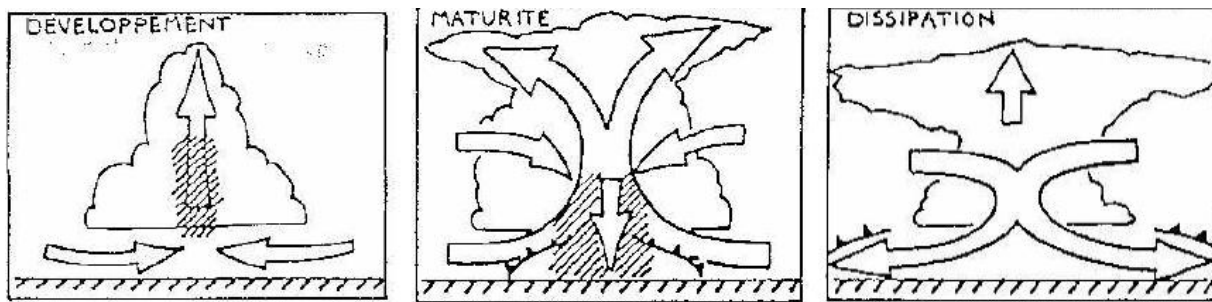


Fig.10. Différentes phases d'une cellule convective [Roux, 1991]. Les flèches représentent les mouvements d'air au sein d'une cellule.

1.7.2. Systèmes précipitants orographiques

La présence d'un relief (une chaîne de montagne par exemple) sur la trajectoire d'une masse d'air provoque l'élévation de celle-ci. Le refroidissement induit peut entraîner la formation d'une couverture nuageuse et déclencher des précipitations (figure 11). Ce type de système est relié aux perturbations cycloniques de plus grande échelle.

Ces précipitations, d'intensité et d'extension variables, touchent principalement le versant situé au vent. Le versant sous le vent est au contraire plus sec, car l'humidité relative de la masse d'air et donc la pluie est moindre voire nulle lorsqu'elle redescend sur le versant sous le vent [Thillet, 1997].

1.7.3. Systèmes précipitants cycloniques ou frontaux

Ces systèmes sont engendrés au voisinage des surfaces de contact entre deux masses d'air de température et d'humidité différentes, que l'on appelle un front. La masse d'air chaud

est toujours soulevée en altitude par la masse d'air froid. Suivant que la masse d'air chaud suive ou précède la masse d'air froid, on trouve un front chaud ou froid (figure 13).

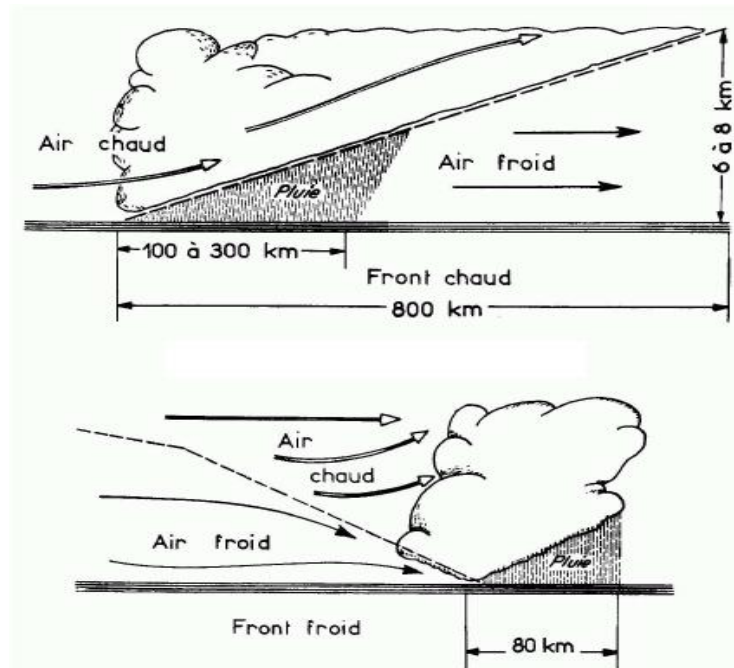


Fig.11. front chaud et froid (Sanchez-Diezma et al., 2000).

Dans le cas d'un front froid, les nuages ont un développement vertical important et les précipitations sont intenses. Dans le cas d'un front chaud, les nuages ont une extension horizontale plus importante et les précipitations sont plus faibles que pour le front froid (figure 12).

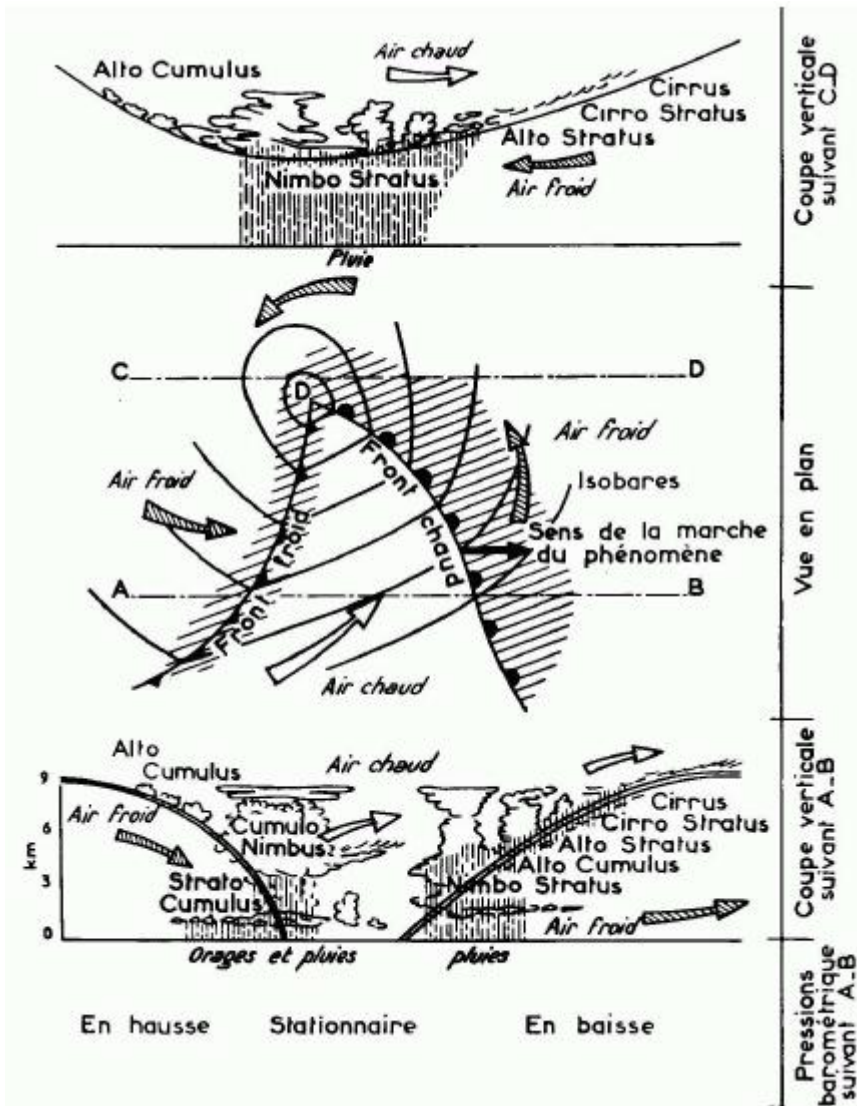


Fig.12. Nuages et précipitations associés à un front chaud et froid (Réméniéras, 1965).

1.8. Télédétection des nuages dans le canal infrarouge

Les instruments infrarouges ou visibles ne peuvent détecter qu'une faible partie des particules nuageuses puisqu'ils n'ont qu'une vue de dessus des nuages et ne voient rien à l'intérieur. Dans la région infrarouge du spectre, le rayonnement émis par les nuages dépend principalement de leur température. Si l'on suppose que l'émissivité d'un nuage est égale à 1 (corps noir), le rayonnement émis vers le haut est fonction de la température de son sommet. Un nuage froid (d'altitude élevée), émet moins qu'un nuage plus chaud, donc plus bas. En réalité, certains nuages sont semi transparent, et ils ont une émissivité inférieure à 1.

[Gagin et al., 1985] ont trouvé des relations liant la hauteur du sommet des échos radar avec l'intensité et la durée des précipitations. Ainsi, on peut trouver un lien entre la

température mesurée par satellite et les pluies, puisque la température est reliée à la hauteur des nuages [Houze et Betts, 1981; Houze, 1989].

Ceci s'explique en supposant que la production de pluie d'un nuage est fonction de son activité convective et que l'activité convective peut être représentée par la hauteur du sommet du nuage. Ainsi, la température au sommet du nuage, qui est reliée à sa hauteur, peut être un indice de sa productivité de pluie.

1.9. L'interaction des micro-ondes avec les nuages et les précipitations

La température moyenne observée à la surface de la Terre est de l'ordre de 15 degrés Celsius, soit 288 K. Dans ce cas là, et pour le domaine des micro-ondes, le rapport $h\nu/kT$ devient inférieur à 10^{-3} ce qui justifie une expansion au premier ordre de l'équation 1.3. On obtient alors la formule suivante, dite approximation de Rayleigh-Jeans :

$$B_f = \frac{2hf^3}{c^2} \frac{kT}{hf} = \frac{2f^2}{c^2} kT = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (1.11)$$

Dans cette approximation, la brillance spectrale devient une fonction linéaire de la température du corps noir et l'on parle alors de température de brillance pour les données micro-ondes. Tant que la fréquence est inférieure à 117 GHz, l'erreur commise avec cette approximation par rapport à la loi de Planck est inférieure à 1% [Montroty, 2008].

Quand on utilise les instruments micro-ondes pour détecter les paramètres de l'atmosphère, l'activité des constituants atmosphériques sur la diffusion, l'absorption et l'émission permet de remonter à un certain nombre d'informations. Le spectre micro-ondes fournit une grande gamme des conditions de transmission (figure 6).

L'atmosphère gazeuse est responsable de l'absorption résonante à certaines fréquences : la vapeur d'eau absorbe à 22 GHz et à 183 GHz et l'oxygène absorbe entre 50 et 70 GHz et à 118 GHz. Le choix des fréquences utilisées en radiométrie passive pour la détection des précipitations, se fait dans les "fenêtres atmosphériques". Ainsi, les canaux des radiomètres micro-ondes (MO), qui sont dédiés à la mesure de la pluie, sont aux fréquences 18,7 GHz, 36,5 GHz et 89 GHz et présentent une transmission élevée en ciel clair. À ces canaux s'ajoute un canal à 23,8 GHz pour la mesure de la vapeur d'eau atmosphérique.

Les micro-ondes actives (radars) permettent de mesurer l'altitude des nuages ou des précipitations et la quantité d'eau correspondante. Il existe en effet une relation entre la réflectivité et la quantité de l'eau du nuage. Aux longueurs d'ondes radar appropriées

(sensibles aux grosses particules de précipitations), on peut lier la quantité d'eau détectée par le radar au taux de précipitations.

Les micro-ondes passives (émises et modifiées par le milieu naturel) sont également sensibles aux particules nuageuses et aux précipitations. Leur mesure permet donc également de remonter à ces paramètres, moyennant certaines hypothèses.

L'avantage du sondage dans le micro-onde est la faculté qu'a le rayonnement, à cette fréquence, de traverser en partie les nuages. Ainsi, des mesures peuvent être réalisées sous les nuages et donner accès à des zones inaccessibles aux rayonnements visibles ou infrarouges. Certains sondeurs utilisent également des régions spectrales "fenêtres" afin d'avoir accès aux caractéristiques du sol, mais également des précipitations et des nuages, ou pour mesurer la quantité totale d'eau dans la colonne atmosphérique sondée.

1.10. Discussion

Les nuages ont un impact important sur le bilan radiatif de la Terre. Le processus de formation, la diversité d'aspect, la mobilité et les changements de morphologie des précipitations, font que l'estimation de ces derniers nécessite d'utilisation d'instruments qui seront présentés dans le prochain chapitre.

CHAPITRE 2

INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.1. Préambule

La mesure des précipitations est l'une des plus complexes en météorologie car on observe une forte variation spatiale selon le déplacement de la perturbation, le lieu de l'averse, la topographie et les obstacles géographiques. On exprime généralement les précipitations en hauteur ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm où $1\text{mm}=1\text{ l/m}^2$). Si on rapporte cette hauteur d'eau à l'unité de temps, il s'agit d'une intensité (mm/h).

Afin de mesurer les précipitations, les météorologues ont deux types de moyens à leur disposition : stations au sol ou à distance par télédétection active (radars météorologiques) ou passive (satellites météorologiques).

Dans ce chapitre, nous présenterons les instruments de mesure directe des précipitations (pluviographe et radar) et les instruments de mesures indirectes (le satellite). Dans ce dernier cas, nous présenterons les deux satellites utilisés dans le cadre de cette thèse : MSG et TRMM.

2.2. Instruments de mesure au sol

Les principaux instruments de mesure des précipitations au sol sont les pluviomètres et les pluviographes. Ces derniers sont considérés comme des instruments de référence en météorologie.

2.2.1. Le pluviomètre

C'est l'instrument de mesure le plus utilisé notamment de part ses faibles coûts d'investissement. Il donne la quantité de pluie précipitée cumulée dans l'intervalle de temps séparant deux relevés. La hauteur de pluie, lue le jour j , est attribuée au jour $j-1$ et constitue la quantité de "pluie journalière". L'eau collectée par la surface réceptrice est conservée dans un 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.

2.2.2. Le pluviographe

Le pluviographe diffère du pluviomètre en ce sens que la précipitation, au lieu de s'écouler directement dans un récipient collecteur, passe d'abord dans un dispositif particulier (réservoir à flotteur, augets, etc.) qui permet l'enregistrement automatique de la hauteur instantanée de précipitation. L'enregistrement est permanent et continu, et permet de déterminer non seulement la hauteur des précipitations, mais aussi sa répartition dans le temps donc son intensité. Les pluviographes fournissent des diagrammes de hauteurs de précipitations cumulées en fonction du temps.

Aujourd'hui, le plus commun est le pluviographe à augets basculants.

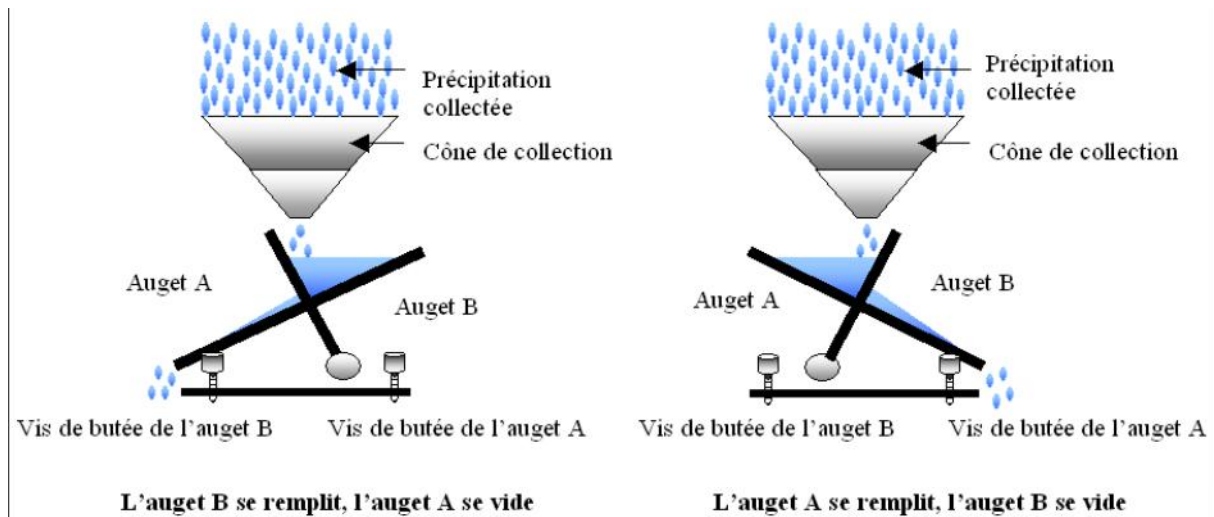


Fig. 13. Principe du pluviographe à augets.

Leur principe est simple : la pluie est recueillie par un collecteur terminé par un entonnoir qui dirige l'eau vers une pièce basculante composée de deux compartiments (ou augets). Un premier auget se remplit jusqu'à ce qu'une certaine quantité d'eau y soit accumulée (Figure 13). Sous son poids, l'auget bascule pour se vider ce qui provoque la fermeture brève d'un circuit électronique. Dès lors, le deuxième auget se place en position de remplissage jusqu'au moment de se vider dès que la quantité limite est atteinte.

Les impulsions sont 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 ($1 \text{ litre m}^{-2} = 1 \text{ mm}$) et obtenue *via* le rapport du volume de l'auget sur la surface de collecte du pluviomètre ;
- ✓ Le flux massique de pluie (ou intensité, exprimé en mm.h^{-1}) déduite de la fréquence des basculements sur une période de temps donnée et la contenance des augets.

Malgré tous leurs avantages, les pluviomètres et les pluviographes ne sont pas exempts d'erreurs de mesure. L'Organisation Mondiale de la Météorologie [WMO, 2012] dresse une liste non-exhaustive des erreurs possibles, accompagnée d'une estimation de l'erreur faite sur un basculement. Parmi lesquelles on peut citer :

- ✓ Déviation de la pluie par le vent, les turbulences créées par le collecteur ou les obstacles voisins (selon la force du vent, incertitude entre 0 et 30%) ;

- ✓ En cas de – très – forte pluie : perte d'eau lors du basculement des augets (selon le pluviomètre et l'intensité des pluies, incertitude entre 0.5 et 10%).

2.3. Instruments de mesure par télédétection

La mesure des précipitations à distance est réalisée par des radars et satellites météorologiques en utilisant des techniques de télédétection active et passive. Nous décrivons ci après le principe de fonctionnement du radar météorologique et du satellite météorologique.

2.3.1. Le radar météorologique

Un radar, terme adopté par l'US Navy pour « *RADio Detection And Ranging* », est un dispositif qui consiste à émettre une onde électromagnétique radiofréquence à l'aide d'une antenne, puis à capter et analyser l'écho produit par la réflexion de cette onde sur un obstacle.

Le radar a d'abord été utilisé à partir des années 1930 pour la détection des avions. L'amélioration des équipements fit apparaître sur les écrans des échos parasites qui correspondent aux précipitations. Le radar météorologique résulte d'un développement dans lequel l'écho parasite du radar classique devient l'objet de la mesure.

Le radar constitue un outil indispensable à l'observation de l'atmosphère (surveillance et détection des zones pluvieuses) et à l'élaboration des prévisions météorologiques à courte échéance. Il peut apporter également des informations nécessaires aux services d'annonce des crues puisqu'il permet de fournir, après traitement approprié, une estimation des cumuls de précipitations. Il permet de localiser les précipitations (pluie, neige, grêle) et de mesurer leurs intensités en temps réel.

Selon sa configuration électronique, un radar à impulsion est cohérent ou non. Le signal produit par un radar non cohérent, permet de déterminer la nature de la cible, la distance à laquelle elle se trouve et sa position angulaire dans l'espace. Par contre, un radar cohérent donne, en plus des informations données par un radar non cohérent, la vitesse de déplacement de la cible par mesure de l'effet Doppler dû à son mouvement [Sauvageot, 1992].

2.3.1.1. Principe de fonctionnement

Un radar est constitué d'une antenne parabolique, d'un système d'émission-réception et d'un ordinateur. L'antenne est équipée de plusieurs moteurs destinés à l'orienter

verticalement et horizontalement. L'ordinateur assure le traitement du signal et permet la visualisation des échos et l'animation de plusieurs images successives.

L'antenne parabolique du radar tourne et émet un faisceau d'ondes électromagnétiques. Ces ondes sont, à la fois, puissantes, très brèves et de fréquences élevées. Elles se déplacent à la vitesse de la lumière puis elles sont rétrodiffusées par les gouttes de pluie, les grêlons ou la neige. Le radar calcule alors la distance qui le sépare de ces précipitations. L'orientation de l'antenne et le temps écoulé entre l'émission de l'impulsion et la réception du signal permettent de localiser la région diffusante, en direction et en distance. Le radar localise ainsi les zones de précipitations et mesure leur intensité à des distances atteignant 200 à 300 km.

L'image radar est perturbée par des obstacles fixes comme les montagnes ou les constructions au voisinage immédiat de l'antenne, qui renvoient des échos parasites et masquent les zones situées au-delà. La méthode généralement employée pour éliminer ces échos est de prendre une image en ciel clair, puis d'éliminer dans les observations par ciel nuageux, les zones contaminées qui correspondent à la carte préenregistrée prise en ciel clair.

2.3.1.2. Equation radar

L'équation radar est un bilan des puissances sur le trajet aller-retour d'une onde émise. Cette équation, exprime la relation entre la puissance de l'onde émise par le radar et celle rétrodiffusée par les précipitations. Comme elle révèle les propriétés du volume diffusant d'une cible située à une distance r , en fonction des caractéristiques du radar et des conditions météorologiques. Soient P_t , la puissance totale émise par le radar, G_m le gain maximum de son antenne et σ , la section efficace de rétrodiffusion de la cible. La distance entre l'émetteur et le récepteur est déduite du décalage de temps entre émission et réception. Si on néglige l'atténuation atmosphérique, le rapport entre la puissance reçue et celle transmise est égal à [Sauvageot, 1992] :

$$\frac{P_r}{P_t} = \sigma G_m^2 \lambda^2 / (4\pi)^3 r^4 \quad (2.1)$$

La cible interceptée par le radar est aussi caractérisée par la réflectivité radar qui est donnée par :

$$\eta = \sum \sigma_i / V \quad (2.2)$$

Où V est le volume d'impulsion contenant une multitude de centres diffuseurs de section efficace σ_i .

En tenant compte de l'atténuation atmosphérique (L_a) et de l'affaiblissement (L_r) dans le récepteur, l'équation du radar prendra la forme générale qui est [Sauvageot, 1992] :

$$\frac{P}{P_t} = \frac{G_m^2 \cdot \lambda^2 \cdot \theta_0 \cdot \varphi_0 \cdot c \cdot \tau \cdot L_a^2 \cdot L_r \cdot \eta}{1024 \cdot \pi^2 \cdot L_n^2} \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (2.3)$$

Avec θ_0 , φ_0 sont des angles d'ouvertures à 3db en site et en azimut, c est la vitesse de propagation des ondes, et τ la durée de l'impulsion radar. L'équation peut se mettre sous la forme suivante:

$$P = A \cdot L_a^2 \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (2.4)$$

A est la constante du radar considéré, est obtenue par la mesure des caractéristiques de ce dernier.

2.3.1.3. Réflectivité Radar

L'écho de retour réfléchi par les cibles est analysé pour son intensité afin d'établir le taux de précipitation dans le volume sondé. On utilise une longueur d'onde radar entre 1 et 10cm afin que le retour agisse selon la loi de Rayleigh (intensité proportionnelle à une puissance du diamètre de la cible en autant que le diamètre des cibles soit beaucoup plus petit que la longueur d'onde du faisceau radar). C'est ce qu'on nomme la réflectivité (Z) exprimé usuellement en mm^6/m^3 .

Cette intensité varie en fait comme la 6^{ième} puissance du diamètre D des cibles et le carré de leur constante diélectrique. La distribution des gouttes ($N[D]$) est donnée [Sauvageot, 1992] :

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (2.5)$$

Où $N(D)dD$ exprime le nombre de particules de dimensions comprises entre D et $D+dD$. Dans le cas de spectre discret, le facteur de réflectivité est donné par [Sauvageot, 1992] :

$$Z = \sum_i \Delta Z_i = \sum_i [N_i(D_i) \Delta D_i] D_i^6 = \sum_i n_i(D_i) D_i^6 \quad (2.6)$$

Le facteur Z est une caractérisation de la répartition moyenne de la population des diffuseurs dans le volume V . Z est donné par :

$$Z = \frac{1}{V} \sum_i D_i^6 \quad (2.7)$$

Une échelle logarithmique définie par comparaison avec un niveau de référence de $1 \text{ mm}^6 / \text{m}^3$ exprime le facteur de réflectivité en dbZ [Sauvagoet, 1992] :

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log [Z(\text{mm}^6 / \text{m}^3)] \quad (2.8)$$

2.3.1.4. Intensité de pluie R

L'intensité de pluie notée R exprimée par unité de temps et de surface est la quantité d'eau traversant une unité de surface pendant un intervalle de temps; en d'autres termes c'est la hauteur d'eau / temps. Elle est donnée selon la relation suivante [Sauvageot, 1992]:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 V_t(D) N(D) dD \quad (2.9)$$

$V_t(D)$ représente la vitesse terminale de chute d'une goutte de pluie de diamètre D en l'absence de courant d'air vertical. Elle est fonction de son diamètre et peut être approchée par la relation suivante [Sauvageot, 1992]:

$$V_t(D) = k.D^\alpha \quad (2.10)$$

Où K et α sont des coefficients.

En posant certaines hypothèses sur le comportement de la pluie (son homogénéité, sa répartition, la constance de son intensité dans le volume traité) [Quéré, 2004], une relation semi empirique entre la réflectivité radar et l'intensité de la pluie a été proposée [Marshall et Palmer, 1948] ; elle est de la forme :

$$Z = aR^b \quad (2.11)$$

Où a et b sont des coefficients qui dépendent de la nature des précipitations. Z et R sont respectivement exprimées en mm^6/m^3 et mm/h .

2.3.1.5. Principaux types d'images radars

Si une image radar est formée à partir d'un scan de 360° à angle d'élévation constant, on parle de PPI (Plan Position Indicator), alors que si elle est formée à azimuth constant pour différents angles d'élévation, on parle de RHI (Range Height Indicator).

2.3.2. Satellites météorologiques

Les estimations de pluie peuvent être aussi obtenues à partir de données satellitaires. Dans ce cas, la couverture spatiale est beaucoup plus vaste que le radar et ces données sont particulièrement utiles là où ni pluviomètres ni radar météorologiques au sol ne sont disponibles (sur les océans par exemple). Les radiomètres embarqués fournissent des mesures de radiances microondes, visibles ou infrarouges.

Les Satellites météorologiques sont divisés en deux catégories: les satellites géostationnaires et les satellites à basse altitude. Dans ce qui va suivre, nous présentons le satellite géostationnaire MSG et le satellite à basse altitude TRMM.

2.3.2.1. Les satellites METEOSAT

Le programme METEOSAT s'insère dans le système mondial d'observation de l'atmosphère mis en place par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) dans les années 1970. Il représente la contribution de l'Europe à la veille météorologique mondiale (figure 14).

Ce système qui comprend à la fois des satellites géostationnaires espacés régulièrement autour de l'équateur et quelques satellites défilants en orbite quasi-polaire permet d'assurer un suivi météorologique global de la planète. La Terre est ainsi divisée en six secteurs, observés continuellement par les satellites météorologiques américains, européens, russes, indiens, chinois et japonais.



Fig.14. Le système Mondial d'Observation Météorologique (Copyright 2008 © EUMETSAT).

2.2.1 Description du satellite MSG

Le 28 août 2002 à 22h45 UTC, le premier satellite météorologique européen de la série des METEOSAT Seconde Génération (MSG-1) était mis sur son orbite géostationnaire à 35800 km d'altitude par un lanceur Ariane 5 (vol 155). D'abord placé sur une orbite de transfert (périgée de 580 km et apogée de 35994 km), il a ensuite été positionné sur son orbite géostationnaire définitive, dans le plan équatorial à la verticale du golfe de Guinée (figure 14). Stabilisé par un mouvement de rotation autour de son axe principal, comme tous ses prédécesseurs, le satellite effectue un "balayage" continu du disque terrestre dans sa totalité, à l'exception des régions polaires. Sa position nominale à l'intersection du méridien 3,4° Ouest et de l'Equateur, en fait un instrument particulièrement adapté à l'étude de l'Europe, l'Afrique et les mers adjacentes (figure 15). Le satellite MSG-1 est devenu METEOSAT 8 le 28 janvier 2004, lors de sa mise en œuvre opérationnelle. Deux mises à jour ont été nécessaires :

- La première était de mettre à jour la largeur de bande pour supporter une transmission à 2 Mbit/s.
- La seconde était d'étendre la couverture sur l'Afrique.

Le satellite MSG a permis d'améliorer grandement les services offerts par la flotte des satellites METEOSAT de première génération, en apportant une information à la fois plus riche, plus précise et plus fréquente que leurs prédécesseurs.

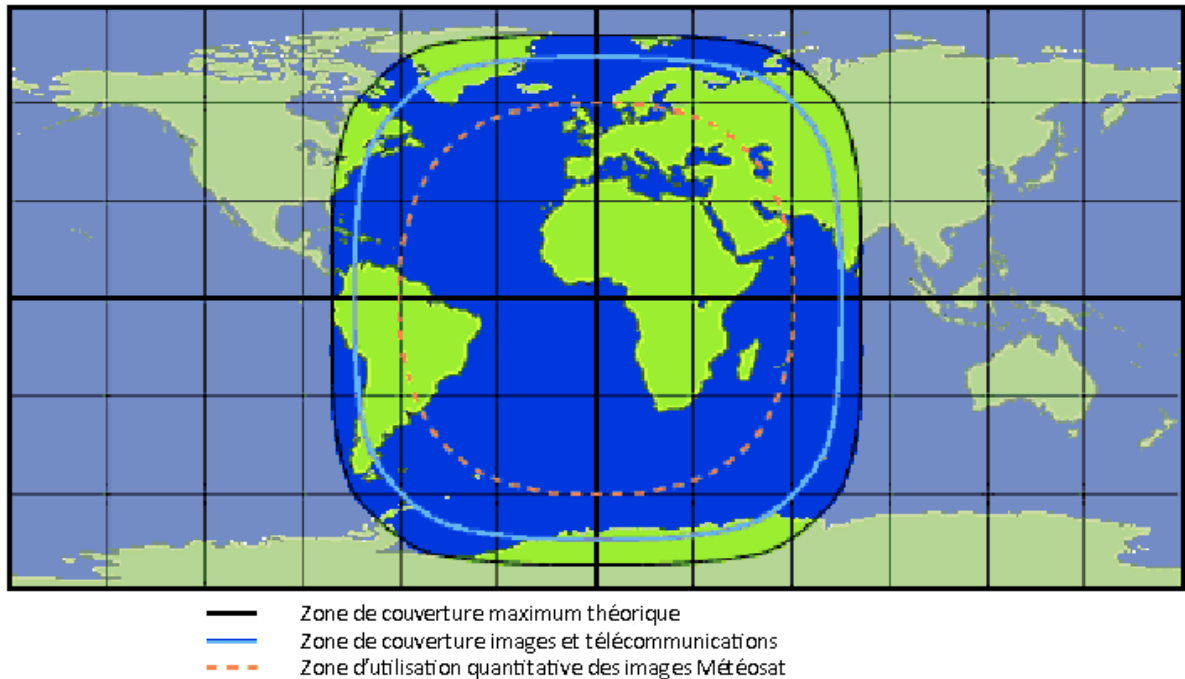


Fig.15. Zone géographique couverte par les satellites MSG (Copyright 2008 © EUMETSAT).

Les principales améliorations de MSG tiennent aux deux instruments qu'ils emportent : le radiomètre SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager) et l'instrument géostationnaire de détermination du bilan radiatif de la Terre GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) [Lacaze et Bergès, 2005].

La fréquence de son cycle de vue rapide, avec une nouvelle image toutes les 15 minutes, permet de suivre les phénomènes météorologiques à évolution rapide, ce qui s'avère d'une grande utilité pour les prévisionnistes qui peuvent ainsi reconnaître et prévoir les phénomènes météorologiques dangereux, orages, pluies violentes, brouillards ou le développement de dépressions aussi petites qu'intenses susceptibles d'aboutir à des tempêtes dévastatrices.

2.2.2 Les différents canaux du MSG

Le choix des bandes spectrales résulte de l'objectif de la mission METEOSAT. Les satellites METEOSAT de seconde génération ont donc été équipés d'un capteur SEVIRI à

douze canaux opérant dans les domaines du visible, de l'infrarouge moyen et de l'infrarouge thermique (figure 16). Une scène SEVIRI comporte donc douze fichiers-images.

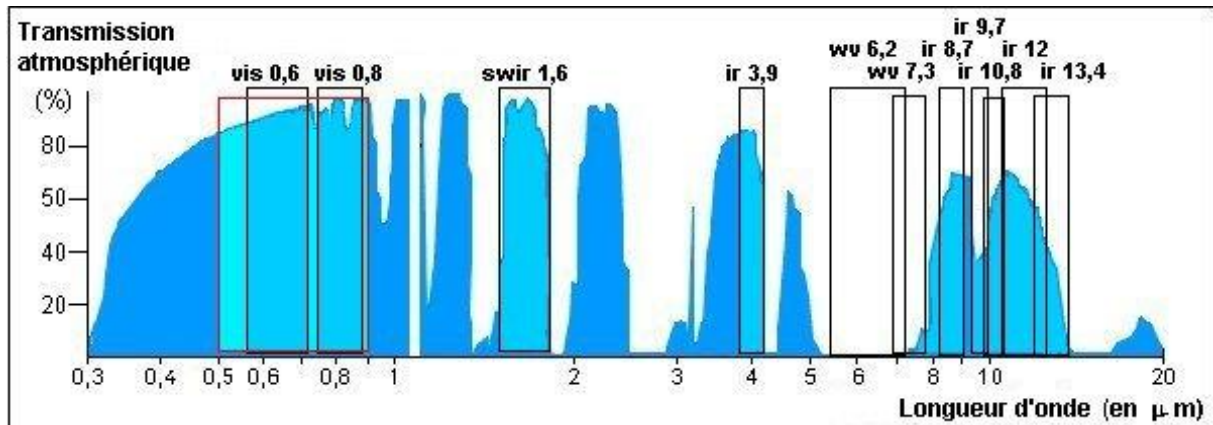


Fig.16. Les bandes spectrales du capteur SEVIRI et transmission atmosphérique.

Le tableau ci-dessous donne les principales caractéristiques du capteur SEVIRI :

paramètres	Bandes spectrales (longueur d'onde exprimée en μm)											
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 de longueur d'onde	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 au point sous-satellite	1 km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km
nombre de lignes par image	11136	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712
nombre de pixels par ligne	5568	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712
champ total d'observation	11200 * 5600 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km

Table 1 : Les 12 canaux du capteur SEVIRI.

- **Les canaux visibles**

MSG1 possède deux canaux visibles : VIS 0.6 et VIS 0.8. Les images visibles représentent la quantité de lumière visible rétro diffusée par les nuages ou la surface de la terre. Les nuages et la neige apparaissent en blanc et les zones sans nuages en noir. Les nuages épais sont plus brillants que les nuages fins. Il est difficile de distinguer les nuages bas des nuages élevés. Pour cela, il faut utiliser les images infrarouges. Les images visibles sont complètement noires pendant la nuit, et ne peuvent ainsi être utilisées.

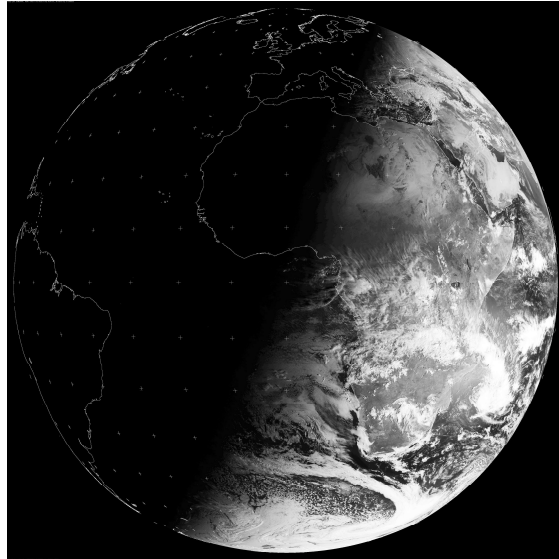


Fig.17. Image MSG1 canal VIS 0.6 du 09/01/2012 à 6h00 (source EUMETSAT).

Ces canaux sont indispensables pour la détection et le suivi des masses nuageuses, 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.

MSG1 possède aussi un canal visible de haute résolution dénommé HRV (High Résolution Visible) qui permet de distinguer la texture des nuages.

- **Le canal proche infrarouge NIR 1.6**

Ce canal est situé dans la partie dite proche infrarouge du spectre électromagnétique. Il aide à faire la différence entre surfaces nuageuses et surfaces neigeuses et entre nuages de glace et d'eau. Il apporte aussi des informations sur la présence d'aérosols atmosphériques.

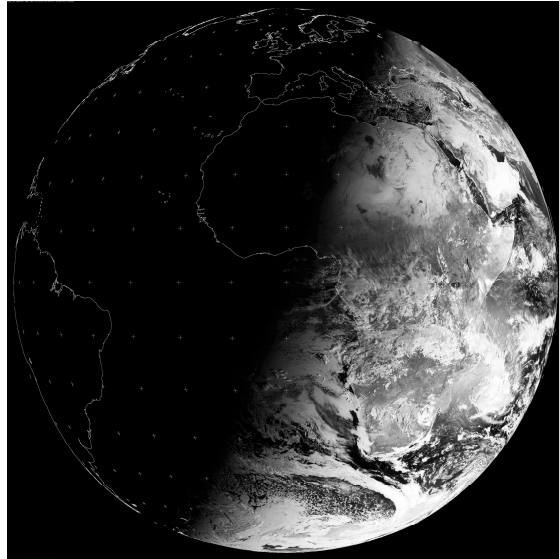


Fig.18. Image MSG1 canal NIR 1.6 du 09/01/2012 à 6h00 (source EUMETSAT).

- **Le canal IR 3.9**

Il est situé dans une partie du spectre électromagnétique où la lumière du soleil influe sur le rayonnement reçu. Ainsi, il s'agit partiellement d'un canal d'émission thermique et il est aussi partiellement sensible à la réflexion du rayonnement solaire. De ce fait, l'interprétation des images provenant de ce canal nécessite quelques précautions. En effet, durant le jour, l'énergie solaire réfléchie domine pour donner l'apparence d'une image dans la partie visible du spectre, tandis que la nuit, l'énergie ne provient que de la Terre avec les caractéristiques de la partie infrarouge du spectre.

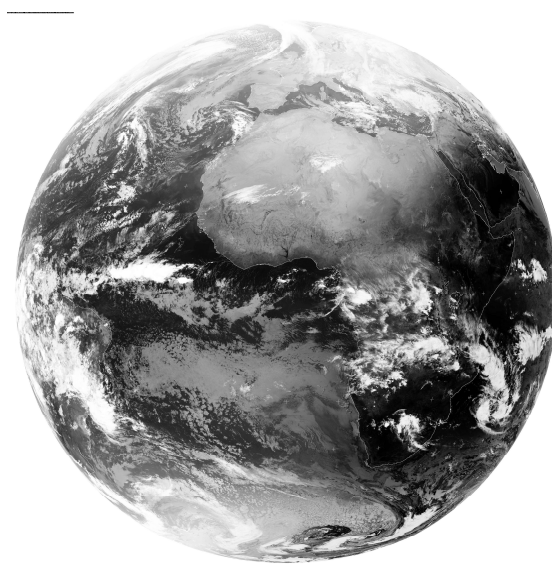


Fig.19. Image MSG1 canal IR 3.9 du 09/01/2012 à 6h00 (source EUMETSAT).

Ce canal est utilisé principalement pour la détection des nuages bas, des brouillards nocturnes et des incendies de forêts. Il sert aussi à mesurer les températures à la surface de la Terre et de la mer.

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

Les images «vapeur d'eau» représentent une mesure du rayonnement infrarouge influencée par la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cela permet de déterminer les zones sèches et les zones humides.

Les canaux vapeur d'eau, permettent de mesurer la vapeur d'eau dans la mésosphère, de fournir des traceurs pour les vents atmosphériques et d'affecter une altitude aux nuages semi-transparents.

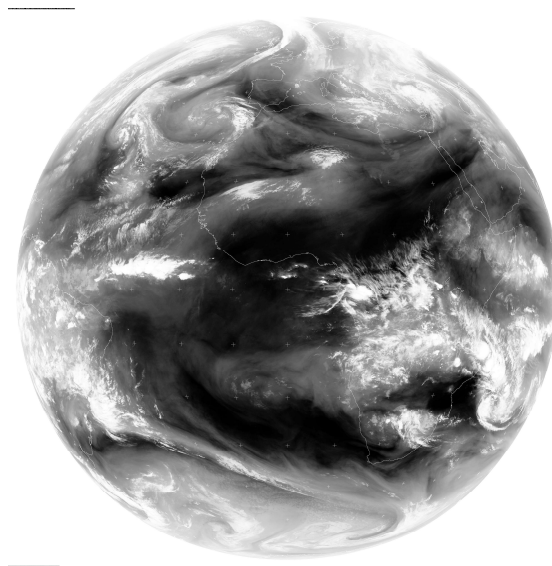


Fig.20. Image MSG1 canal IR 7.3 du 09/01/2012 à 6h00 (source EUMETSAT).

- **Le canal IR 8.7**

Il apporte essentiellement des informations sur les masses nuageuses minces des cirrus et permet de faire la différence entre les nuages de glace et d'eau.

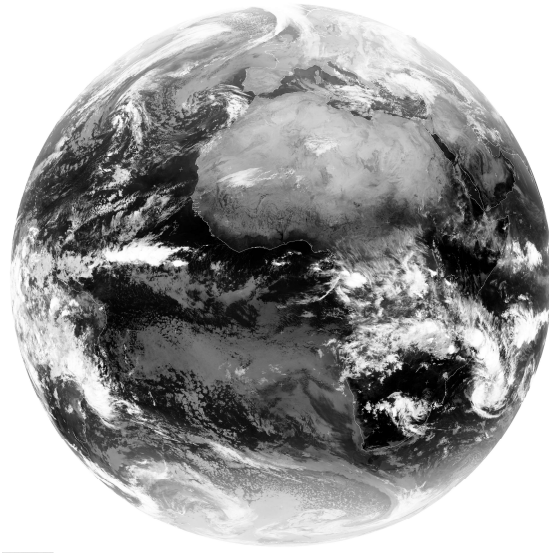


Fig.21. Image MSG1 canal IR 8.7 du 09/01/2012 à 6h00 (source EUMETSAT).

- **Le canal IR 9.7**

Ce canal est sensible à la concentration d’ozone dans la partie basse de la stratosphère. Il sert à mesurer l’ozone total et à évaluer sa variabilité diurne. Il peut aussi servir à établir les configurations d’ozone comme indicateurs des champs de vents à ce niveau.

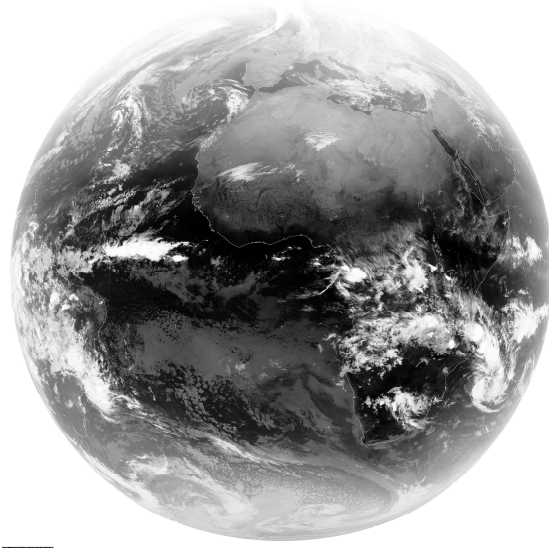


Fig.22. Image MSG1 canal IR 9.7 du 09/01/2012 à 6h00 (source EUMETSAT).

- **Les canaux IR 10.8 et IR 12.0**

Ils sont situés dans l’infrarouge thermique et sont semblables à ceux de METEOSAT première génération. Chaque canal réagit à la température des nuages et de la surface

terrestre. Ensemble, ces canaux permettent de réduire les effets atmosphériques en mesurant les températures de la surface de la Terre et du sommet des nuages. Ils servent aussi au suivi des nuages pour déterminer les vents atmosphériques et estimer l'instabilité atmosphérique.

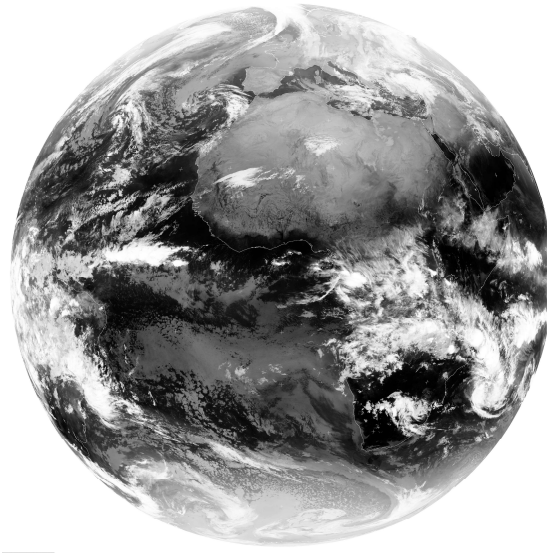


Fig.23. Image MSG1 canal IR 12.0 du 09/01/2012 à 6h00 (source EUMETSAT).

- **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 (CO₂). Il sert à estimer l'instabilité atmosphérique et contribue à fournir des informations sur la température de la basse troposphère.

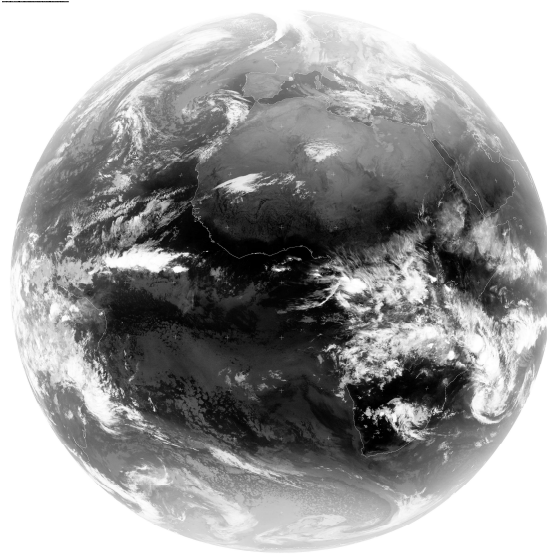


Fig.24. Image MSG1 canal IR 13.4 du 09/01/2012 à 6h00 (source EUMETSAT).

2.2.3. Principe d'acquisition des images MSG

Le satellite tourne à 100 tours par minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la Terre. Le télescope du radiomètre de METEOSAT 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, de 18° , est décrit en 30 ms. Pendant les 570 ms suivantes, le télescope vise l'espace et cette durée est mise à profit pour modifier l'orientation du miroir, de façon qu'au tour suivant, il balaie au sol une bande contigüe à la précédente, mais plus au nord. L'acquisition complète de 3712 lignes d'image à l'aide de 3 détecteurs exige environ 1250 révolutions du satellite, accomplies en 12 minutes 30 s. Les 2 minutes 30 s suivantes sont consacrées au retour du miroir à sa position initiale. La phase de non-acquisition de données est mise à profit pour calibrer les détecteurs.

La stabilité du satellite sur son orbite est assurée par sa rotation propre autour d'un axe parallèle à l'axe de rotation de la Terre à la vitesse de 100 tours/minute. La région observée à chaque instant est appelée pixel et correspond à une tache au sol de l'ordre de 5 km au point subsatellite pour les canaux infrarouges et vapeur d'eau et de 2,5 km pour le canal visible des METEOSAT première génération. En ce qui concerne les satellites de seconde génération, la résolution des pixels au point subsatellite est de l'ordre de 1 km pour le canal HRV et de 3 km pour les canaux IR et WV et les trois canaux visibles restant. A chaque rotation, le radiomètre balaye la zone d'observation selon une ligne. L'inclinaison de l'optique de mesure est modifiée après chaque rotation.

L'ensemble des lignes ainsi acquises forme l'image METEOSAT. Dans le cas de MSG, la zone d'observation est composée de $11\ 136 \times 11\ 136$ pixels pour le canal HRV, et de $3\ 712 \times 3\ 712$ pixels pour les canaux IR, WV et les 3 autres canaux visibles.

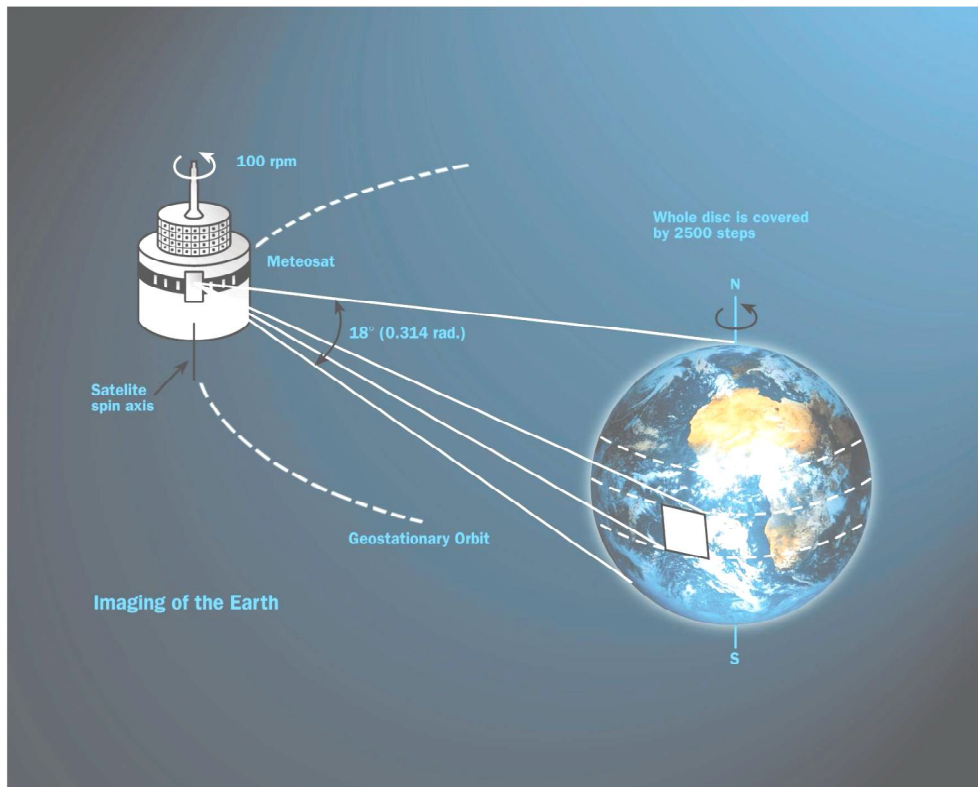


Fig.25. Principe de prises d'images par le radiomètre SEVIRI.

Le MSG produit deux sortes de fichiers images : image 1.0 et image 1.5. La première est l'image telle acquise brute par le satellite et aucun prétraitement n'a encore été appliqué. Quant à la deuxième, elle est corrigée géométriquement de toutes les perturbations introduites par le satellite [Lacaze et Bergès 2005].

2.2.4. Représentation en niveaux de gris

L'intensité des informations captées par le satellite MSG est codée numériquement à l'origine sur 10 bits. Pour des raisons de commodités, elle est codée sur l'ordinateur soit sur 8 bits (dégradation de l'information de départ) ou sur 16 bits.

L'affichage en niveaux de gris se fait par correspondance entre ces derniers, ordonnés le long d'une échelle allant du noir au blanc, et entre les valeurs enregistrées par le satellite allant d'une valeur minimale à une autre maximale. Par conséquent, lors de l'affichage d'un canal d'une image, la hiérarchie des niveaux de gris correspond à celle de l'intensité des pixels.

Contrairement à l'affichage en niveaux de gris, aucun ordre parmi celles-ci ne peut être utilisé en correspondance avec la hiérarchie des valeurs des pixels. La couleur est donc principalement utilisée, dans ce cas, pour améliorer la distinction visuelle des valeurs. Elle est

donc purement arbitraire et ne peut être source d'interprétation. Dans un tel contexte on parle de «pseudo couleur».

2.3. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)

Le satellite TRMM [Kummerow et al., 1998; Simpson et al., 1996] a été développé et construit au Goddard Space Flight Center, (GSFC). C'est un projet commun entre le Japon (Japan National Space Development Agency, NASDA) et les Etats-Unis (U.S. National Aeronautics and Space Administration (NASA) Office of Earth Sciences) qui a pour but d'observer les précipitations dans les régions tropicales. Il a été lancé le 27 novembre 1997, sur une fusée H-II de la Japan National Space Development Agency, NASDA, au centre spatial de Tanegashima au Japon.

En fonction des objectifs de la mission, le satellite devait comporter à l'origine un radar à double fréquences; un instrument multicanal à micro-ondes passif, à double polarisation et balayage conique (semblable à SSM/I); un radiomètre à canaux visibles et infrarouges semblable au radiomètre Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR. Le but de l'instrument visible et infrarouge était de permettre à TRMM d'établir le lien entre TRMM et les plate-formes géostationnaires opérationnelles et de servir ainsi de "station météorologique de mesure de la pluie en vol". La combinaison du radar à double fréquence et du radiomètre devait permettre de reconstituer des profils de précipitation de haute qualité. Les nuages de petites dimensions qui jouent un rôle intégral dans le processus de dégagement de la chaleur latente, cependant, ne seraient pas observables avec une précision suffisante pour construire des profils verticaux. Il a donc été décidé dès le début d'employer les résultats d'un modèle numérique de nuage fractionnel pour rechercher les profils de la chaleur latente. Finalement, deux changements ont été décidés. Le premier est de compléter le radiomètre micro-ondes passif en incluant un canal à 10 GHz. Cette addition était importante pour éviter la saturation des fortes précipitations tropicales. La seconde devait ajouter deux instruments du système d'observation de la terre. Ils s'appellent le capteur d'image d'éclairs (Lightning Imaging Sensor, LIS) et le système de mesure de l'énergie radiative de la terre et des nuages (Clouds and Earth's Radiant Energy System, CERES) qui mesure l'énergie rayonnante totale au sommet de l'atmosphère. Ainsi les trois instruments finaux de TRMM contribuant à la mesure de précipitations sont le TRMM Microwave Imager (TMI), le radar de précipitation (Precipitation Radar, PR) et le module de balayage visible et infrarouge (Visible and Infrared Scanner, VIRS). Bien que la deuxième fréquence de radar n'ait pas été incluse, le canal

10GHz supplémentaire était inclus sur le radiomètre multifréquences, renforçant les produits micro-onde passifs.

Nous présentons brièvement CERES, LIS et VIRS dans cette section, puis nous présentons plus précisément les deux instruments de mesure de la précipitation, TMI et PR, dans les prochaines sections en raison de l'utilisation de leurs données dans notre étude. La Figure 26 présente le satellite de TRMM et la position des cinq instruments.

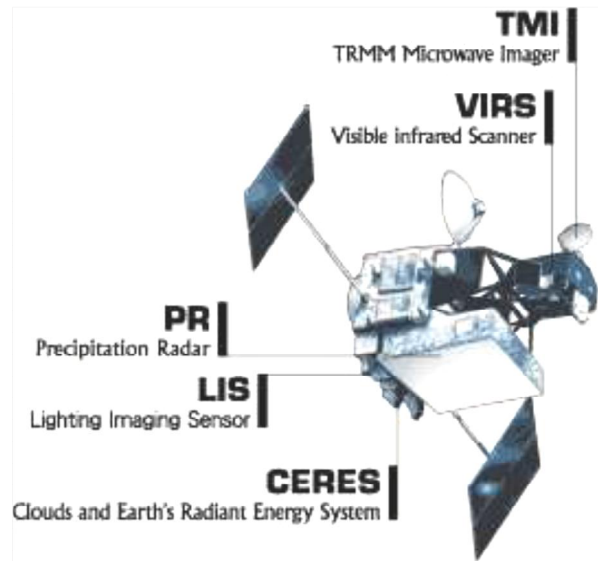


Fig.26. Le satellite TRMM et ses instruments. Source [<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>].

- Le scanner VIRS (Visible and Infrared Scanner). Il s'agit d'un radiomètre Visible-Infrarouge comportant 5 canaux aux longueurs d'ondes $0,63 \mu\text{m}$, $1,6 \mu\text{m}$, $3,75 \mu\text{m}$, $10,8 \mu\text{m}$ et $12 \mu\text{m}$ [Wielicki, 1996 ; Priestley et al, 2000].
- L'instrument CERES (Cloud and Earth's Radiant Energy System) est un radiomètre VISIR bandes larges dédié à l'étude du bilan radiatif [Wielicki et al, 1996].
- Le LIS (Lightning Imaging Sensor) est un imageur dédié à l'observation des éclairs [Goodman et al., 1996].

Les caractéristiques des instruments TRMM sont données par le tableau suivant :

	Balayeur infrarouge visible	Imageur à hyperfréquences TRMM	Radar de précipitations
Fréquence/ Longueur d'onde	0.63, 1.6, 3.75, 10.8, 12 μ m	10.65, 19.35, 37.0, 85.5 GHz en polarisation double et 22.23 GHz en polarisation verticale	13.8 GHz en polarisation horizontale
Mode de balayage	Transversal	Conique	Transversal
Résolution au sol	2.1 Km	5 Km à 85.5 GHz 45 Km à 10.65 GHz	4.3 Km au nadir
Largeur de la fauchée	833 Km	878 Km	247.25 Km

Table 2. Caractéristiques de VIRS, TMI et PR du TRMM.

2.3.2. Orbitographie du TRMM

Dix ans avant le lancement de TRMM, était lancé le premier radiomètre SSM/I. Ces microondes embarqués sur les satellites DMSP suivent une orbite héliosynchrone, c'est à dire que chacun des points du globe est observé par ce type de satellite à la même heure locale à chaque revisite. Ce type d'orbite est alors problématique pour l'observation du cycle diurne des systèmes convectifs et des précipitations dans les tropiques. De plus, la pluie est une variable atmosphérique difficile à mesurer du fait, en particulier, de sa concentration dans quelques nuages. Les précipitations montrent ainsi de fortes fluctuations dans l'espace et dans le temps. Afin de prendre en compte cette problématique, l'orbite de TRMM a été fixée dans un premier temps à 350 km puis à 403 km d'altitude suivant une orbite inclinée de 35 degrés par rapport à l'équateur de manière à observer un point donné situé entre la latitude 38°S et 38°N. Cet angle de 35 degrés par rapport à l'équateur, permet d'observer un lieu donné à des heures locales variables, contrairement à un satellite sur une orbite héliosynchrone (son axe de rotation est perpendiculaire à l'axe Terre-Soleil). Un point donné de la ceinture subtropicale est revu à la même heure avec une période de 46 jours. Cette période est appelée précession.

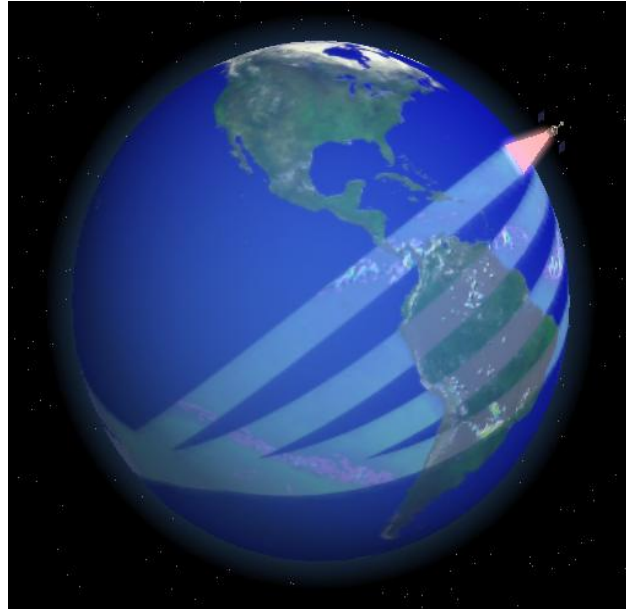


Fig.27. Construction des traces de l'orbite de TRMM.

La période de révolution du satellite autour de la Terre est de 92,39 minutes. Le choix de l'altitude constitue un compromis entre les résolutions des observations micro-ondes actives et passives et la largeur de la fauchée des observations micro-ondes passives. En effet, pour obtenir une résolution spatiale des données du radar micro-ondes comparable à celle des radars-sols, il est nécessaire que le satellite soit suffisamment bas. Cependant, plus l'altitude du satellite est basse, plus la fauchée du radiomètre micro-ondes est étroite.

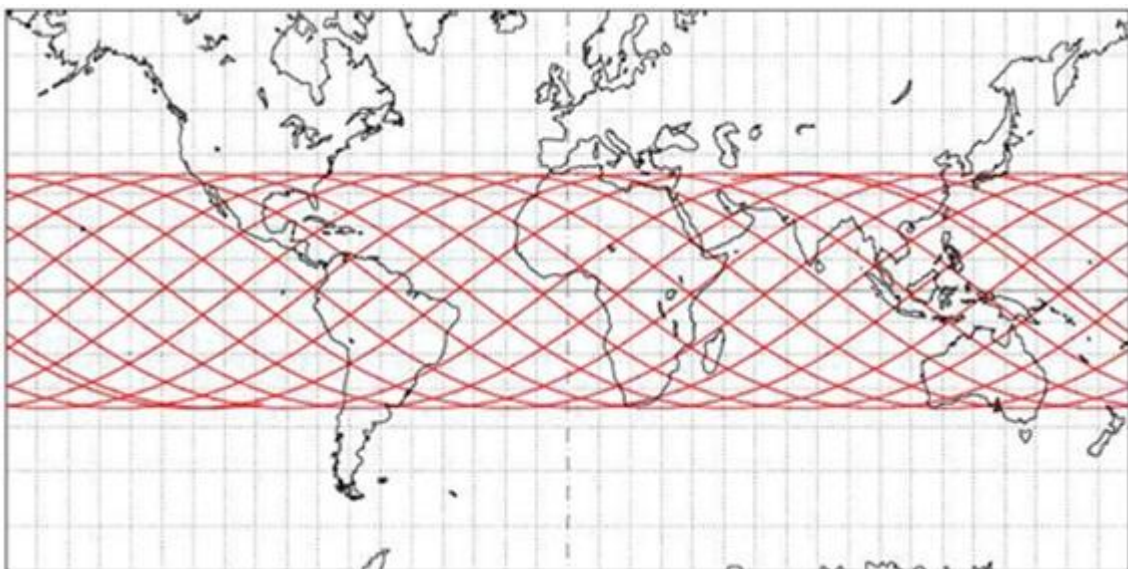


Fig.28. Représentation de la trace de l'orbite de TRMM sur 1 jour.

Les figures 28 et 29 représentent respectivement les couvertures du satellite TRMM au cours d'une journée et de 2 jours.

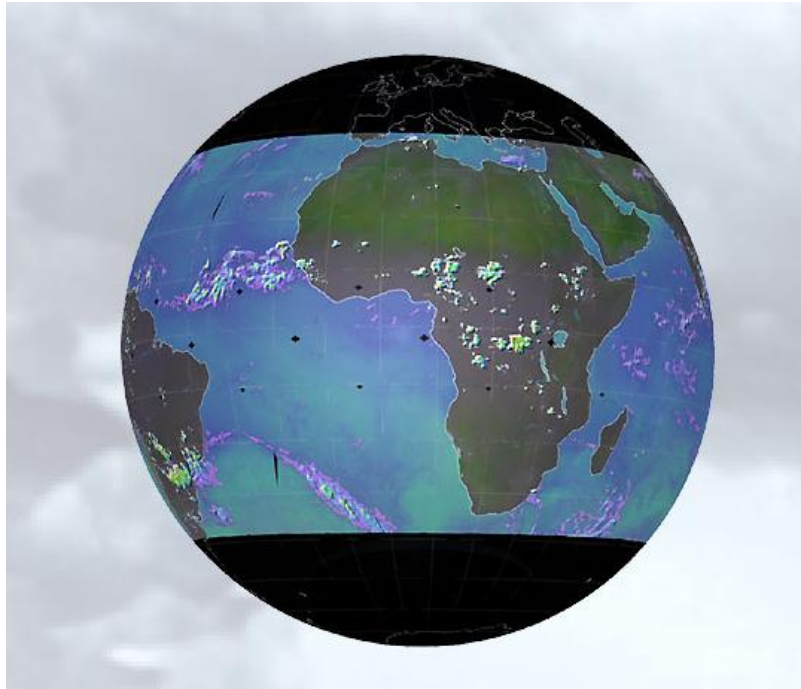


Fig.29. Représentation de la couverture du satellite TRMM sur 2 jours.

2.3.3. TRMM Microwave Imager (TMI)

L'instrument TMI est un capteur passif micro-onde. Il mesure le rayonnement micro-ondes émis par la Terre et l'atmosphère dans 9 canaux, 5 fréquences, des polarisations linéaires. Les fréquences sont 10.7, 19.35, 21.3, 37.0 et 85.5 GHz. Chaque fréquence a un canal polarisé vertical et horizontal, sauf pour le canal 21.3 GHz, qui a la polarisation verticale seulement.

L'antenne du radiomètre TMI, d'un diamètre de 50,8 cm vise la surface suivant un angle de 49° par rapport à un axe parallèle à la direction du nadir, formant un angle d'incidence entre le faisceau de l'antenne et la surface de $52,8^\circ$. L'antenne tourne autour de son axe à une vitesse constante de 31,6 tours par minute, observant ainsi un cercle sur la surface terrestre [Ramage, 2002].

Les observations du radiomètre TMI se limitent dans ce cercle au secteur de 130° situé à l'avant du satellite. Compte tenu de l'altitude du satellite, le secteur de 130° correspond à une fauchée effective de 878km au sol. Pendant chaque révolution de l'antenne, le point subsatellite avance d'une distance de 13,9 km. Le mode de balayage conique utilisé permet

d'une part de garder une résolution spatiale constante des pixels observés dans chaque canal le long d'un scan, et d'autre part de considérer toujours la même direction d'observation, et donc le même angle d'incidence par rapport aux polarisations verticale et horizontale quelque soit le pixel considéré dans chaque scan.

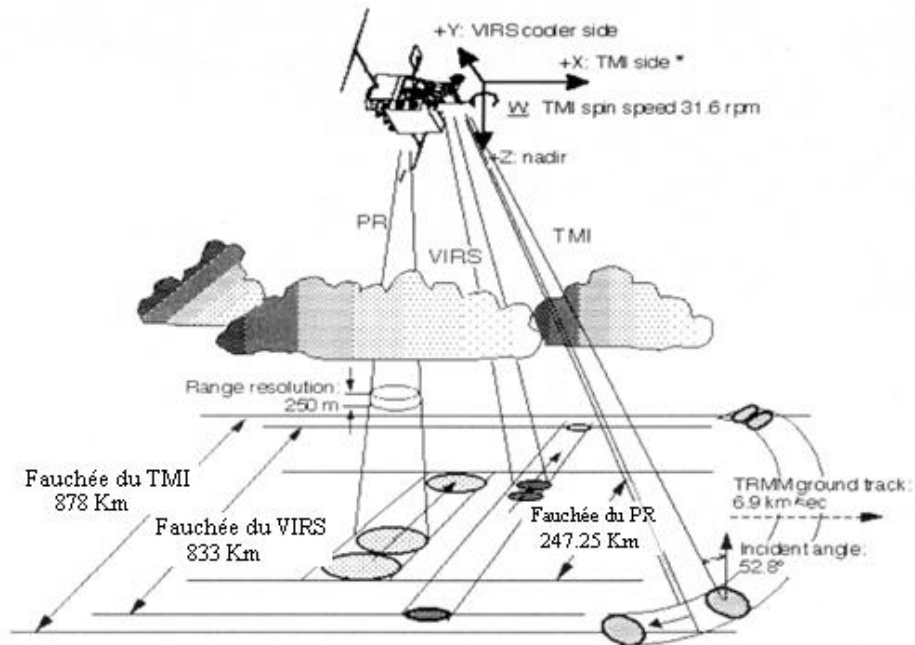


Fig.30. Principe d'échantillonnage de TMI, VIRS et PR (Kummerow et al., 1998).

Les résolutions spatiales des différents canaux de TMI sont données par le tableau suivant :

Fréquence (GHz)	Résolution spatiale (Km ²)
10,65	9,1 x 63,2
19,35	9,1 x 30,4
21,30	9,1 x 22,6
37,00	9,1 x 16,0
85,5	4,6 x 7,2

Table 3. Résolution spatiale des différents canaux du radiomètre TMI.

2.3.4. Precipitation Radar (PR)

Le PR est le premier radar météorologique spatial permettant une mesure tridimensionnelle de la distribution du taux précipitant au dessus des terres et des océans. C'est un radar à balayage électronique, qui fonctionne à 13.8 GHz. Sa résolution spatiale

élevée (4.3 km) lui permet de caractériser les cellules convectives typiques de l'environnement tropical mais sa fréquence le rend sensible à l'atténuation [Iguchi et al., 2000 ; Ferreira et al., 2001]. L'une de ses caractéristiques les plus importantes est sa capacité à fournir des profils verticaux de la pluie et de la neige de la surface jusqu'à une altitude d'environ 20 km. Le radar peut détecter des taux de pluie assez faibles [Kummerow et al., 1996 ; Kummerow et al., 2001].

2.3.5. Les produits TRMM

Différents produits sont fournis par le TSDIS (TRMM Science Data and Information System) à partir des données des instruments de TRMM. La dénomination de ces produits suit la nomenclature adoptée par la NASA. Les produits de niveau 1 correspondent à des produits orbitaux des mesures spectrales des radiomètres VIRS et TMI et du radar PR. Les produits de niveau 2 sont également des produits orbitaux et comprennent les estimations des paramètres géophysiques instantanées à la résolution des instruments. Les produits de niveau 3 constituent les moyennes spatiales et/ou temporelles des paramètres géophysiques [Simpson et al., 1996 ; Ramage, 2002].

Le niveau auquel appartient un produit est indiqué par le premier chiffre dans son nom. La lettre suivant le numéro indique les données brutes des instruments spectraux navigués. Les produits de niveau 1A correspondent aux comptes numériques non corrigés des erreurs de navigation alors que les données 1B consistent en des mesures spectrales calibrées et naviguées. Pour les produits de niveau 2 et 3, les lettres A et B indiquent si le produit est un produit respectivement mono-source ou combiné. Enfin chaque instrument est associé à un numéro, correspondant au premier chiffre après la lettre dans le nom des produits et permettant d'identifier le type de données utilisées dans chacun des produits. Le chiffre 0 correspond au radiomètre VIRS, le numéro 1 au radiomètre TMI, le numéro 2 au PR, le numéro 3 à la combinaison des données du TMI et du PR, et le numéro 4 à la combinaison des données TRMM avec des sources externes.

Dans le cadre de cette thèse, les deux produits TRMM utilisés sont 1B11 et 2A25. Tous les produits du TRMM sont au format HDF (*Hierarchical Data Format*). Ce dernier est un ensemble de formats de fichiers permettant de sauvegarder et de structurer des fichiers contenant de très grandes quantités de données. Un fichier HDF est un conteneur de fichiers.

Pour lire et traitée les données TRMM, nous avons utilisées le logiciel « Orbit Viewer » téléchargeable gratuitement sur le site web de la NASA (Figure 31).

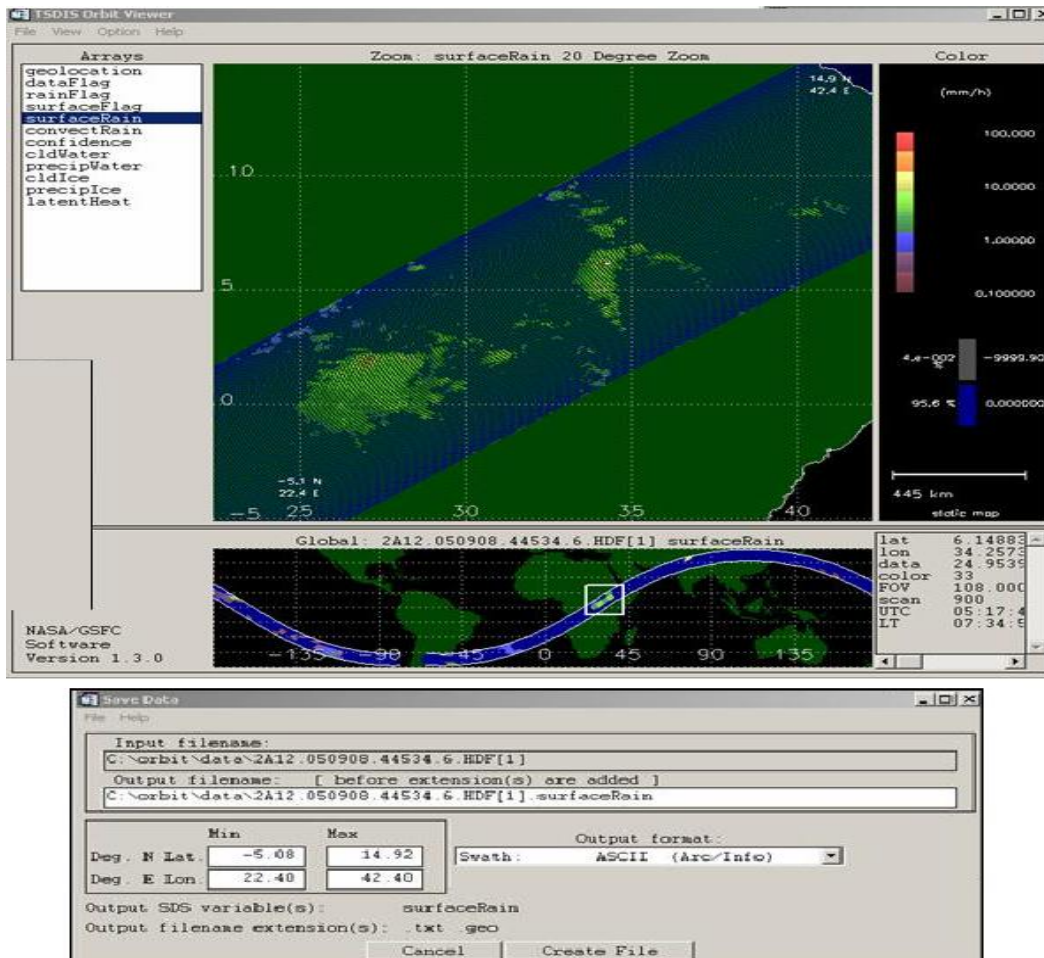


Fig. 31. Le logiciel Orbit Viewer utilisé pour lire les données TRMM.

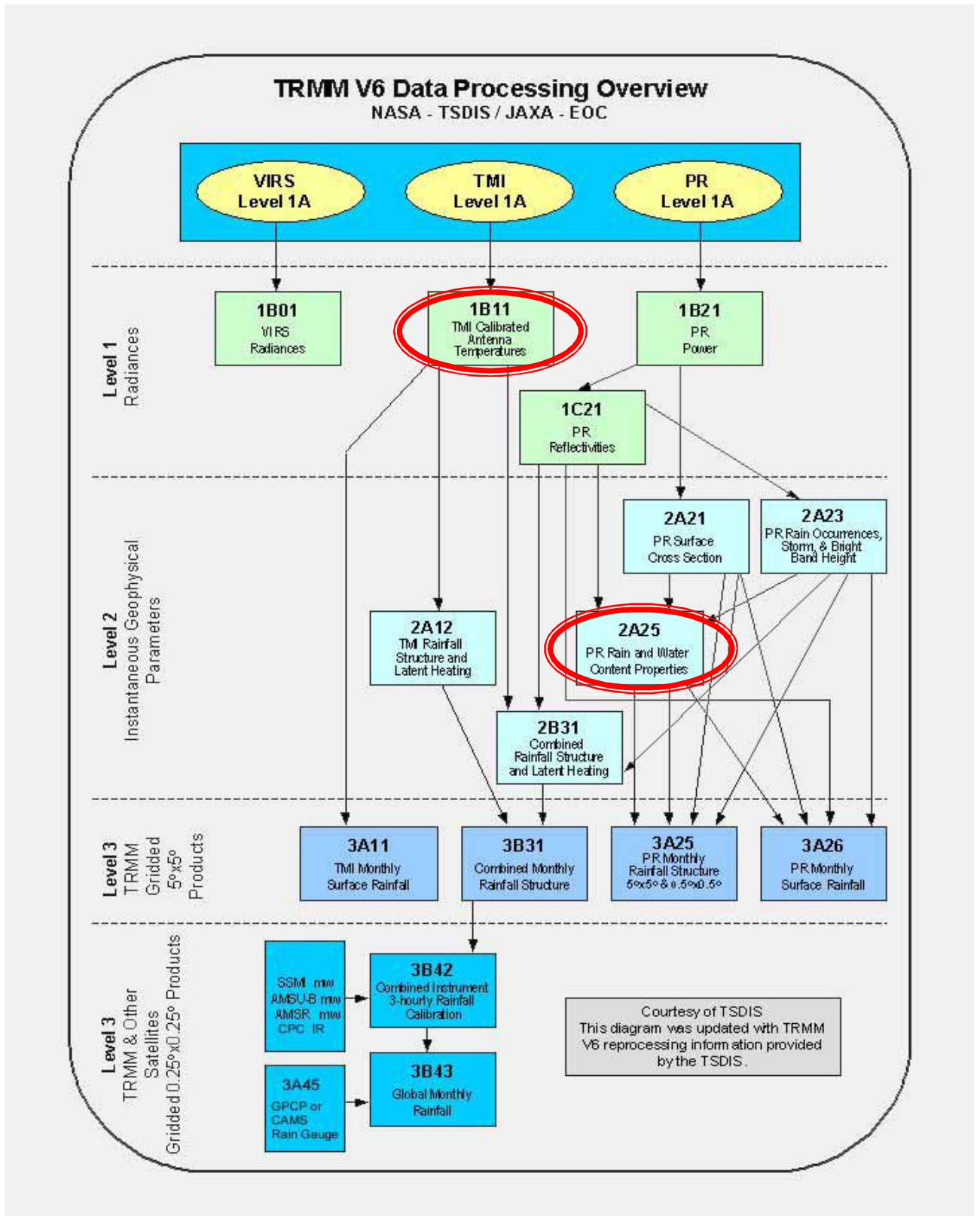


Fig.32. Les différents produits du satellite TRMM.

2.3.6. Le produit 1B11

Le TRMM-1B11 est un produit qui utilise les données de température de brillance calibrées à partir du niveau 1A du TMI. L'algorithme de calibration de TMI convertit les comptes radiométriques en températures de brillance en appliquant la forme linéaire $TB=c1+c2 \times \text{compte}$. Les coefficients sont fournis par des mesures instrumentales.

La résolution spatiale au nadir est de 4.6 km à 85.5 GHz et la fauchée est de 878 km.

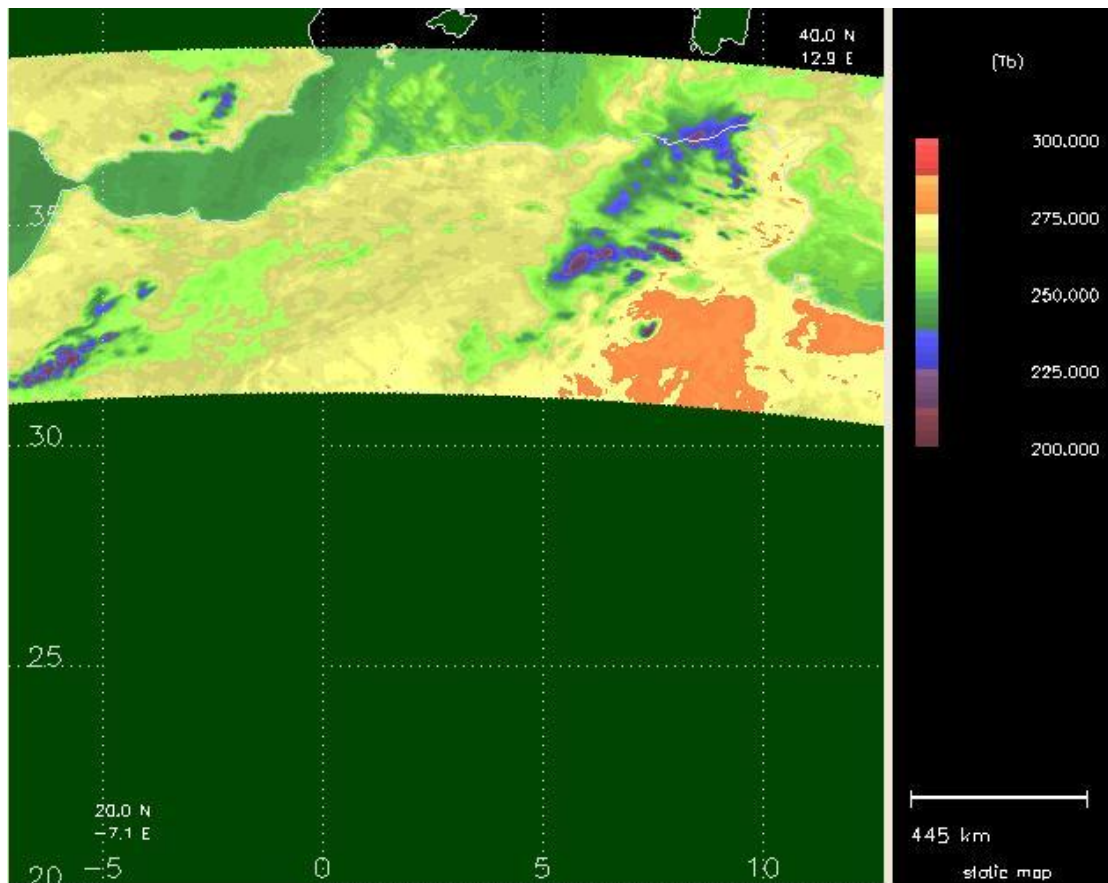


Fig.33. Température de brillance dans le canal 10.5 GHz de TMI à partir du produit 1B11.

2.3.7. Le produit 2A25

Le 2A25 est le produit de niveau 2 du radar de précipitation (PR) de TRMM. Les objectifs de 2A25 sont, en corrigeant l'atténuation de la pluie dans la réflectivité mesurée du radar, d'estimer la distribution tridimensionnelle de la pluie instantanée à partir des données de PR. Les estimations du facteur de réflectivité radar corrigé de l'atténuation et du taux de précipitations sont données à chaque cellule avec une résolution de $5\text{km} \times 5\text{km}$. D'autre part, le produit 2A25 fournit deux taux de pluie moyen, le taux de précipitations proche de la

surface et les précipitations moyennes entre les deux altitudes prédéfinies (2 km et 4 km) sont également calculés pour chaque position de faisceau. Par conséquent, les produits sont fournis sur 80 couches d'atmosphère de 250 m de hauteur à une résolution horizontale de 4.3 km au nadir et sur une fauchée de 247.25 km.

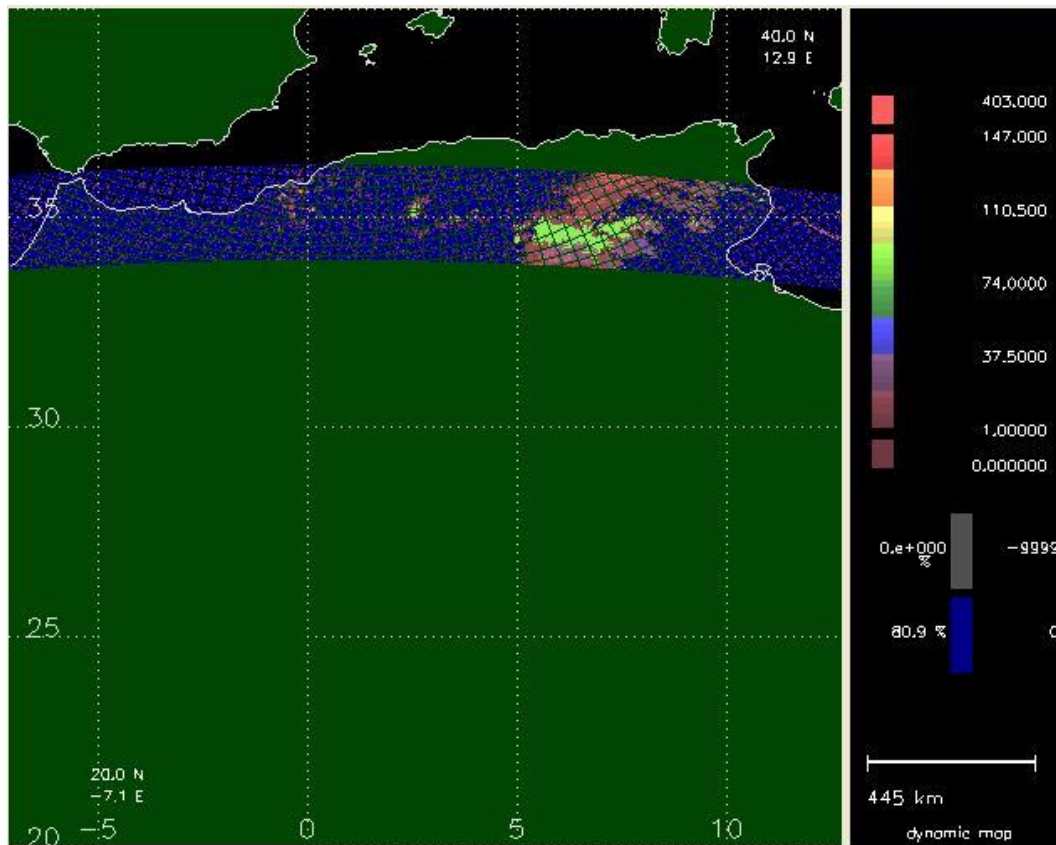


Fig .34. Taux de pluies issues du produit 2A25 de TRMM.

A partir des profils de réflectivité mesurée Z_m en estimant l'atténuation du signal radar due aux précipitations, le facteur de réflectivité effective Z pour chaque petite zone d'échantillonnage dans l'atmosphère a été estimé par l'algorithme 2A25. Pour le taux de précipitation, le Z et R ont un rapport $R=aZ^b$, a et b sont déterminés à partir du type de pluie et de l'altitude au niveau de congélation, de la distribution en taille des gouttes (DSD) et d'un paramètre de non-uniformité (ζ) [Haddad et al, 1997, Iguchi et al, 2000].

2.4. Discussion

Compte tenu, que MSG et TRMM sondent l'atmosphère dans des bandes de fréquences différentes, les nuages sont vus différemment par ces deux satellites. Par conséquent, l'utilisation conjointe des données issues respectivement du MSG et du TRMM nous permettra de comprendre, de détecter et d'estimer de manière plus fine les précipitations.

CHAPITRE 3

METHODES D'ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITES

3.1. Préambule

La détection des zones de précipitations est fondamentale dans l'analyse des situations météorologiques. Comme nous l'avons mentionné dans le chapitre précédent, pour estimer les précipitations sur une région très étendue (exemple le nord de l'Algérie) il faut un réseau radar et plusieurs mesures au sol pour les calibrer. Ce qui représente un investissement très lourd. Pour y remédier, on utilise un autre moyen d'estimation des précipitations qui est l'observation de l'atmosphère par satellite météorologique.

Dans ce chapitre, nous abordons les méthodes d'estimation des précipitations par satellite, regroupées selon la relation entre la longueur d'ondes des données utilisées : infrarouges et microondes [Barrett et Martin, 1981; Arkin et Ardanuy, 1989 ; Lee *et al.*, 1991 ; Liberti, 1993 ; Ebert, 1995 ; Adler et Negri, 1988; Amorati et al. 2000; Thies et al. 2008a; 2008b; 2010; Feidas et Giannakos 2010 ; 2011; Feidas et al. 2008; Levizzani et al. 2001; Levizzani, 2003; Lazri et al. 2013 ; Ouallouche et al. 2014].

L'estimation par satellite du taux de précipitation consiste à trouver une relation entre les précipitations et les caractéristiques des nuages telles que leurs épaisseurs ou bien la température de leurs sommets...etc.

3.2. Méthodes Infrarouges / visibles

Depuis les années 1950, des observations par avion ont suggéré une relation entre la pluie et le rayonnement visible réfléchi par les nuages. En effet, les nuages ayant un albédo élevé sont potentiellement épais et ont une probabilité plus forte d'être précipitants que les nuages à albédo faible et peu épais.

La température du sommet des nuages est un indicateur de leurs altitudes et potentiellement de leurs épaisseurs. L'utilisation de l'infrarouge comme indicateur de présence de pluie fut conjointement utilisé avec le visible.

Les méthodes infrarouges / visibles sont dites indirectes car il n'existe pas de relations directes entre le taux de pluie et le paramètre mesuré qui est la température aux sommets des nuages dans l'infrarouge thermique ou la réflectivité des nuages dans le visible.

3.2.1. Méthodes d'indices du nuage

Ces méthodes sont fondées sur une classification des nuages suivant la température de leurs sommets ou bien suivant leurs altitudes. Parmi ces méthodes, on cite celle qui a été développée par Barret en 1970 [Guillot, 1995]. L'indice de précipitation utilisé par Barret est l'altitude du nuage. La région d'études est divisée en mailles de 2.5° de coté. Dans chaque maille, on extrait l'indice de précipitations choisi à partir des images infrarouges. Ainsi, pour chaque type de nuage C localisé, on lui associe un indice de précipitations $A(C)$. Sur une maille donnée, on établit une relation entre le taux de précipitations R causées par le nuage C d'indice $A(C)$ et de surface S .

Cet indice est calculé à partir des images infrarouges, du satellite défilant NOAA, obtenues à raison de deux images par jour. L'insuffisance de cette résolution temporelle de ce satellite affecte la résolution spatiale. Les résultats d'application de cette méthode montrent que celle-ci donne une bonne estimation de taux de précipitation dans le cas des nuages convectifs. Mais elle conduit à de mauvais résultats quand elle est appliquée à des régions où les pluies proviennent de systèmes frontaux telles que les régions côtières.

3.2.2. Méthodes statistiques

Les méthodes statistiques sont habituellement utilisées pour une estimation mensuelle, saisonnière, ou annuelle. On calcule d'abord la fraction d'apparition d'un nuage pluvigène, dans une maille donnée, qu'on désigne généralement par fréquence d'occurrence du nuage.

Puis, on construit une relation entre cette fréquence d'occurrence et le taux de précipitation. Le nuage pluviogène est alors identifié soit en fonction de la température de son sommet, soit en fonction de son altitude. Les nuages sont considérés précipitants lorsque la température de leurs sommets est inférieure à un seuil. Beaucoup de méthodes de ce type ont été développées ces dernières années, mais elles diffèrent peu, du point de vue de leurs principes et reposent sur la méthode initialement élaborée par Arkin en 1979 [Arkin P.A. et al, 1981].

La méthode de Arkin permet de lier la hauteur des précipitations à la fraction de nuages dont le sommet est plus froid qu'un seuil de température déterminé empiriquement. Lorsque Arkin avait développé cette méthode, il avait utilisé des images infrarouges du satellite SMS1 de NOAA pour le calcul de la fréquence d'occurrence des nuages précipitants. Pour ce faire, chaque zone étudiée était subdivisée en mailles de 0.5° de côté. Ensuite, la fraction moyenne des nuages froids était calculée, donnant lieu à une relation statistique entre la fréquence d'occurrence et la hauteur correspondante de précipitations enregistrées dans cette zone. Toutefois, l'utilisation d'un seul indice pour identifier les nuages pluviogènes n'a pas conduit à des résultats satisfaisants.

Une autre méthode statistique de l'université de Reading (Angleterre) est la méthode TAMSAT (Tropical Applications in Meteorology using SATellite data) qui a été largement décrite par [Dugdale et al., 1986 ; Mc Dougall *et al.*, 1988 ; Torrè *et al.*, 1993].

TAMSAT consiste à estimer les précipitations (mm) sur des aires climatologiquement homogènes [Touré *et al.*, 1989] à partir des durées des nuages froids CCD (Cold Cloud Duration). Pour ce faire, une régression linéaire établie, dans chaque zone et pour les différents seuils de température, entre les données au sol de pluie d'une part et les CCD d'autre part, permet de déterminer les coefficients a_1 et a_0 respectivement pente et ordonnée à l'origine de la ligne de régression. Les valeurs médianes (ou moyennes) de pluies de chaque classe et les valeurs centrales des classes de CCD correspondantes [Flitcroft et al., 1986] ont été utilisées en considérant l'ensemble des trois décades de chacun des mois analysés.

La ligne de régression jugée la meilleure pour chaque zone est alors utilisée pour produire des cartes décennales, mensuelles et annuelles montrant la répartition de la pluie sur la région d'études selon la relation suivante :

$$\text{Pluie} = a_1 \cdot \text{CCD} + a_0 \quad \text{pour CCD} > 0 \quad (\text{sinon Pluie} = 0) \quad (3.1)$$

Une autre méthode statistique d'estimation des pluies appelée EPSAT (Estimation Par Satellite), a été élaborée par Carn et Lahuec (1987) et appliquée sur l'ensemble des pays du Sahel pour une estimation mensuelle et saisonnière des pluies. Cette méthode, repose sur l'étude simultanée des nuages précipitants (source de pluie) et de la surface du sol (cible de pluie) [CARN, 1987]. En effet, une régression linéaire multiple est appliquée entre les pluies mesurées au sol et la fréquence d'occurrences des nuages froids (F_{OC}) qui est comptabilisés par une méthode de seuillage à $-40^{\circ}C$ ainsi que le champ thermique radiatif maximum de la surface T_{max} .

Néanmoins pour des périodes plus courtes, les décades, les résultats obtenus sont peu satisfaisants à la résolution du pixel et l'application dans ce cas d'ajustements linéaires n'est acceptable que pour le calcul de lames d'eau sur des surfaces suffisamment importantes (supérieures à $10\,000\text{ km}^2$). Il est donc illusoire, pour ce type de procédure, de vouloir réaliser à de tels pas de temps une validation au pixel près.

La quantité de pluie estimée tient compte de la température maximale enregistrée durant la période d'étude et de la latitude de la région considérée, elle est donnée par la formule suivante :

$$Pluie = a * CCN + b * T_{max} + c * Lat + d \quad (3.2)$$

Avec :

CCN : nombre d'occurrences des nuages à sommet froid inférieur à $-40^{\circ}C$;

T_{max} : température maximale déterminée à partir du canal infrarouge de Météosat ;

Lat : latitude ;

A, b, c et d : des coefficients déterminés par la régression linéaire multiple.

3.2.3. Méthodes basées sur le suivi des amas nuageux

Les techniques d'estimation des précipitations basées sur le suivi des amas nuageux ont pour objectif l'étude et le suivi de la durée de vie totale de cet amas qui peut prendre quelques heures pour un système convectif, pour atteindre quelques jours pour le non convectif.

Parmi ces méthodes, la technique élaborée par Stout et al [J.E. Stout et al, 1979] qui consiste à identifier et à suivre l'évolution des amas nuageux de type cumulonimbus à chaque instant (résolution temporelle). La surface des nuages précipitants est déterminée soit par le

seuil de température de 245 °K dans le canal infrarouge, soit par une luminance supérieure à 200 W/m² dans le canal visible. Stout et al. (1979) ont mis au point une relation linéaire pour déterminer l'intensité volumique des pluies R_V entre deux images successives prises à intervalle de temps dt , qui est la suivante :

$$R_V = a_0 A_C + a_1 \frac{dA_C}{dt} \quad (3.3)$$

Où A_C est la surface du nuage en m^2 , et dA_C/dt , la différence de surface du nuage entre deux images successives, en $m^2 s^{-1}$.

Les coefficients a_0 et a_1 sont déterminés à partir d'une relation de régression entre la pluie mesurée par radar et les surfaces calculées à partir des images satellitaires

Cette méthode présente des erreurs liées au décalage temporel qui existe entre le maximum de précipitations et le maximum de développement nuageux.

3.2.4. La technique convective stratiforme (CST)

La presque totalité des méthodes décrites jusqu'ici estiment les précipitations dues seulement aux processus convectifs. Néanmoins, plusieurs études ont montré [Garnache et Houze, 1983 ; Houze, 1997] que les précipitations stratiformes peuvent contribuer à 40 ou 50% du total observé pour certains systèmes. Adler et Negri (1988) ont proposés une méthode intitulée CST, capable d'identifier et d'estimer les précipitations dues aux deux processus. Cette méthode exploite les données infrarouges issues du satellite géostationnaire GOES pour la localisation de tous les minima de température locaux présents dans l'image infrarouge. Puis, une relation empirique est utilisée pour éliminer les minima correspondant à des cirrus. Un seuil T_s de 208° K est appliqué pour caractériser les zones stratiformes. Dans ces zones, tous les minima qui ne font pas partie d'une cellule convective sont associés à un taux de pluie empirique égal à 2mm/h.

La technique CST a été appliquée avec succès dans les régions tropicales sur des systèmes convectifs [Bendix 1997 ; 2000]. Cette méthode produit une meilleure représentation du cycle de vie des cellules convectives, et une séparation entre les composantes stratiformes et convectifs des précipitations. Cependant, elle ne permet pas de discriminer d'une façon fiable les cirrus qui sont également froids mais qui ne produisent pas de pluie.

Reudenbach et al (2001) ont amélioré cette technique en ajoutant la différence positive de température de brillance entre le canal vapeur d'eau WV et le canal infrarouge IR de Météosat 7 afin d'éliminer les cirrus non précipitant. Cette différence positive de température de brillance ΔT_{WV-IR} est due à la présence de nuages dans la basse stratosphère transportés en altitude par la convection profonde [Fritz et Laszlo 1993; Tjemkes et al. 1997]. Cette méthode rebaptisée « Enhanced CST (ECST) » a été appliquée à des systèmes convectifs en moyennes latitudes [Reudenbach et al. 2001] et a permis d'améliorer sensiblement les résultats.

3.2.5. Méthodes multispectrales

Les propriétés radiatives des nuages dans les longueurs d'onde visible VIS, proche infrarouge (NIR) et infrarouge IR ont depuis longtemps été étudiées (e.g. Arking and Childs, 1985). Ces propriétés sont directement liées à la probabilité qu'un nuage soit précipitant et peuvent donc être utilisées comme un délimiteur entre les nuages précipitants et non précipitants [Nauss et Kokhanovsky 2006, 2007].

Plusieurs méthodes ont donc été développées pour l'extraction des informations sur les nuages à partir des données satellitaires utilisant ces propriétés radiatives des nuages. Pour ce faire, ce type de méthode utilise des données multispectrales des satellites à orbite polaire ou à partir des satellites géostationnaires [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]. Nous citons ci-après quelques méthodes exploitant les données multispectrales :

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 μm) et (11.5-12.5 μm) pour la détection de cirrus non-précipitant et de cumulus dans les basses couches de l'atmosphère.

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.

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.

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 μm), canal3 (3,7 μm), canal4 (10,8 μm), et canal5 (12,0 μm) du radiomètre AVHRR.

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.

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

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).

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.

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.

Inoue et Aonashi (2000) ont utilisé les données multispectrales de TRMM 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.

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

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.

Lazri et al (2013) ont présenté une nouvelle méthode pour identifier les nuages précipitants durant le jour et la nuit à partir des données multispectrales du SEVIRI. Ils ont utilisés deux réseaux de neurones ; l'un pour la nuit et l'autre pour le jour. Les sorties de ces deux réseaux sont les données du radar de Sétif (Algérie).

3.2.6. Discussion sur les méthodes infrarouges / visibles

L'analyse des images obtenues avec les canaux IR ou VIS ont montré très tôt la possibilité d'associer ces données aux précipitations observées au sol. Néanmoins, la réflectivité des nuages (dans le VIS) et la température de leurs sommets (dans l'IR) ne sont pas associées directement à une quantité de pluie mais plutôt à une probabilité de production de la pluie. Les premières études utilisant ces données étaient donc purement qualitatives. Néanmoins, des méthodes statistiques utilisant ces indices nuageux ont été développées aussitôt, permettant l'évaluation des pluies intégrées sur des périodes plus longues. Ces méthodes sont basées sur l'analyse des caractéristiques spectrales des nuages. Les taux de pluie sont attribués ensuite empiriquement en fonction d'une classification des nuages observés. Les canaux IR et VIS ont été utilisés séparément ou combinés pour l'obtention de ces classifications. Bien que l'information du canal VIS soit mieux corrélée à la pluie que

celle du canal IR, l'utilisation continue de ces données est impossible parce qu'elles ne sont disponibles que pendant la journée.

Les méthodes multispectrales présentent l'avantage de pouvoir être appliquées aussi bien pour identifier les nuages précipitants 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.

3.3. Méthodes microondes

Contrairement aux algorithmes IR et VIS que nous venons de décrire, les méthodes utilisant les données Microondes fournissent des relations directes entre les observations et les taux de pluie. Ces méthodes MO sont fondées sur des mécanismes physiques comme l'émission, la diffusion et la dépolarisation du rayonnement électromagnétique due à la présence des hydrométéores dans les nuages. Chacun de ces mécanismes physiques sera plus ou moins important selon le type de surface observée et la fréquence MO utilisée [Wilheit, 1986].

Le développement des méthodes MO a été plus tardif que celui des méthodes IR/Vis, d'une part à cause des problèmes techniques des premiers satellites portant des instruments MO, et d'autre part à cause de la résolution de ces premiers instruments. Malgré cela, et à l'aide des modèles théoriques, de nombreux algorithmes ont été développés depuis les années 70. L'avènement de l'instrument SSMII, le premier capteur équipé d'un canal haute fréquence à 85 GHz, a servi comme support à un grand nombre d'études MO à la fin des années 80. Les divers projets d'inter-comparaison d'algorithmes d'estimation des précipitations organisés par le GPCP ont permis d'analyser quelques-unes des techniques MO [Ebert, 1995].

3.3.1. Méthodes basées sur le mécanisme d'émission

Dans le cas des micro-ondes, la variabilité des émissivités selon les types de sol ou de végétation observés et les températures élevées de ces surfaces ne permettent pas de distinguer le signal dû à l'émission par les hydrométéores. Par conséquent, ces méthodes sont appliquées sur les océans.

Le deuxième problème est que, dans ce régime, la relation entre les taux de pluie et les températures MO est fortement non-linéaire [Spencer *et al.*, 1986]. Ce mécanisme étant surtout associé aux particules d'eau liquide, il peut avoir une certaine ambiguïté entre l'émission due aux précipitations et l'émission due à l'eau nuageuse non-précipitante.

Les difficultés directement liées à la mesure des températures MO sont dues à l'hétérogénéité du signal à l'intérieur du pixel observé et produisent une sous-estimation significative des taux de pluie. Elles ont été analysées par Smith and Kidder (1978) et par Austin and Geotis (1978). Les premières approches utilisées des données mono-fréquences qui présentaient des limites liées au fait que les taux de pluie les plus forts ne peuvent pas être estimés [Wilheit et Chang, 1980].

Prabhakara *et al.* (1983 et 1986) ont utilisés les canaux 6,6 GHz et 10,7 GHz de l'instrument SMMR pour estimer les précipitations cumulées mensuelles sur les océans. Ces fréquences ont été choisies à cause de leur relative insensibilité à la vapeur d'eau atmosphérique. Le canal à 6,6 GHz est utilisé pour corriger les mesures à 10,7 GHz des effets de rugosité de la surface océanique. Leur méthode permet d'estimer le contenu d'eau liquide atmosphérique pendant des périodes d'un mois. Ils suggèrent que ces valeurs puissent être reliées aux précipitations mensuelles par une relation (empirique) linéaire. Cette relation a été testée durant l'événement El-Nino de 1982-1983. Une version utilisant les canaux 37 GHz de l'instrument SSM/I a été proposée par Prabhakara pour la première expérience d'inter-comparaison d'algorithmes (AIP1, 1991).

Ferraro and Grody proposent, dans AIP2 [Grody et Ferraro, 1992], deux algorithmes pour estimer les taux de pluie sur les océans en fonction du contenu en eau liquide atmosphérique (Q). Ce paramètre peut être estimé à partir des données MO dans les canaux basses fréquences (qui sont moins sensibles que le 85 GHz à la diffusion par les cristaux de glace). L'un des algorithmes utilise le canal 19 GHz et l'autre le canal 37 GHz. Ils essaient de minimiser un possible effet des vents de surface par l'utilisation des polarisations verticales dans chaque canal. Ils essaient aussi de supprimer la contribution due à la vapeur d'eau en utilisant le canal 22 GHz. Ferraro and Grody (1992) utilisent un seuil empirique obtenu à partir d'un examen de plusieurs ensembles de données pour séparer les pluies des nuages non-précipitants. Ils considèrent que les nuages sont précipitants si $Q > 0,40$ mm. L'équation des taux de pluies pour le canal à 37 GHz présente un terme quadratique utilisé pour compenser

les effets de saturation dans les valeurs élevées de Q . Les coefficients des équations de taux de pluie ont été obtenus après un étalonnage réalisé à partir des données de AIP1.

Pour le projet AIP3, ces coefficients ont été revus [Ferraro and Marks, 1994] et le seuil appliqué pour le canal 37 GHz est maintenant de $Q > 0,30$ mm. Un taux de pluie maximal de 35 mm/h est aussi défini.

3.3.2. Méthodes basées sur le mécanisme de diffusion

Les méthodes fondées sur le mécanisme de diffusion ne donnent pas de réponse à toutes les difficultés observées par les algorithmes fondés sur l'émission mais peuvent apporter des améliorations sur certains points. Des formulations différentes de ces méthodes peuvent être utilisées sur la terre ou sur la mer. Il n'y a pas d'ambiguïté concernant l'eau nuageuse non-précipitante parce que ce sont les hydrométéores de dimensions plus importantes qui occasionnent un effet significatif de diffusion.

Sur la terre, les caractéristiques spectrales des différents types de surface sont très variables. Certaines surfaces comme les déserts ou comme les surfaces couvertes par la neige ou par la glace diffusent aussi le rayonnement MO. Leurs signatures spectrales peuvent être proches de celle observée en présence de la pluie, dans les approches mono-fréquence. Kunzi *et al.*, (1976) proposent l'utilisation des mesures à 22 et 31 GHz, en suggérant que la différence entre ces deux canaux permettrait d'identifier la diffusion due aux surfaces couvertes par la glace ou par la neige. Grody (1991) observe que, le mécanisme de diffusion étant encore plus prononcé pour les fréquences plus hautes que 31 GHz, le canal 85 GHz (SSM/I) pourrait être un indicateur beaucoup plus sensible de cet effet.

- **Méthode Scattering Index (SI)**

L'étude de Grody (1991) montre que la différence de mesure entre les canaux 19 GHz ou 22 GHz et le canal 85 GHz en polarisation verticale semble optimale pour identifier les particules diffusantes. Puisque les basses fréquences sont moins affectées que les fréquences élevées par la diffusion et l'absorption, elles répondent plus fortement à l'émission de la surface, qui est plus grande pour la polarisation verticale qu'horizontale. Grody (1991) considère que l'utilisation de la polarisation verticale est plus appropriée à cause des plus grands écarts entre les températures de brillance des fréquences utilisées, et à cause de la plus

petite sensibilité aux effets de discontinuité, tels que la transition terre-océan, lorsque l'on combine des mesures avec des résolutions spatiales différentes.

Cette méthode utilise essentiellement le canal 22 GHz pour estimer la contribution des mécanismes d'émission dans les mesures à 85 GHz. Cependant, pour obtenir une identification plus précise des matériaux diffusants, des canaux additionnels devraient être considérés, comme pour obtenir une meilleure évaluation de la mesure 85 GHz en absence d'éléments diffusants. Ainsi les mesures 85 GHz ont été corrélées avec des canaux à plus basse fréquence pour obtenir une relation de régression pour différentes combinaisons de canaux [Grody, 1991].

Grody (1991) introduit la notion d'indice de diffusion (SI : Scattering Index) avec une expression combinant les canaux 19, 22 et 85 GHz de l'instrument SSM/I. L'indice SI est donné par :

$$SI = F - TB_{85V} \quad (3.4)$$

Les valeurs de SI supérieures à $10^\circ K$ sont utilisées par Grody (1991) pour identifier les constituants ou les surfaces susceptibles de diffuser le rayonnement MO. Le facteur F est défini comme suit :

$$F = A + B \cdot TB_{19V} + C \cdot TB_{22V} + D \cdot (TB_{22V})^2 \quad (3.5)$$

TB_{fV} est la température de brillance polarisée verticalement à la fréquence f et les coefficients A , B , C et D sont dérivés empiriquement par régression linéaire.

Pour séparer la diffusion due aux précipitations de celle due aux surfaces couvertes de neige, Grody (1991) a mis au point les conditions suivantes :

Condition 1: la condition qui permet d'identifier les "diffuseurs"

$$SI > 10^\circ K \quad (3.6)$$

Condition 2 : Identification des surfaces couvertes de neige

$$TB_{22V} < 257 \text{ et } TB_{22V} < 158 + 0,49 \cdot TB_{85V} \quad (3.7)$$

Condition 3 : Identification des précipitations

$$TB_{22V} > 257 \text{ ou } TB_{22V} > 158 + 0,49 \cdot TB_{85V} \quad (3.8)$$

Grody (1991) a proposé une relation empirique entre les taux de pluie et l'indice SI. Les taux de pluie sont donnés par :

$$RR=0.385 + 0.785998*SI + 0.00285303* SI^2 \quad (3.9)$$

Ferraro dans [Ferraro *et al.*,1992] obtient différents coefficients A, B, C et D de l'équation (3.5) en fonction du type de surface observée. Il appelle indice SI_G l'indice qui peut être utilisé globalement sur la terre et sur la mer. SI_T et SI_M sont des indices applicables respectivement sur terre et sur mer. Ferraro propose aussi trois expressions linéaires pour les taux de pluie en fonction de chaque SI :

$$RR = -1.65 + 0.289*SI_G \quad (3.10)$$

$$RR = -2.71 + 0.362*SI_T \quad (3.11)$$

$$RR = -1.05 + 0.149*SI_M \quad (3.12)$$

[Yang, 2005] a appliqué les données TMI-1B11 au lieu de SSM/I. Il a utilisé les températures de brillance à la polarisation verticale dans les canaux 85 GHz, 19.35 GHz et 21.3 GHz. L'indice SI est le même que celui donné par l'équation (3.4). F est calculé selon l'équation (3.5) en remplaçant TB_{22V} par TB_{21V} . Les valeurs des coefficients A, B, C et D sont calculés par la méthode de régression linéaire avec les températures de brillances du canal 85 GHz des pixels non précipitant. Les deux conditions de pluie sont ($SI > 10$) et ($TB_{21V} > 257$ ou $TB_{21V} > 158 + 0,49 \cdot TB_{85V}$).

3.3.3. Méthode basées sur la dépolarisation

Les premières études faites à partir des données ESMR-5 (Allison *et al.* 1974) avaient montré que les zones inondées sur la terre présentent des températures basses à cause de la faible émissivité de l'eau. En analysant uniquement l'information fournie par les températures de brillance, il était très difficile de distinguer ces surfaces des zones de forte pluie. Savage (1976) observe que ce type d'ambiguïté peut être résolu par l'information de la polarisation. Ceci est dû au fait que le rayonnement MO émis par les zones inondées (et aussi par la mer)

est uniformément polarisée, tandis que les hydrométéores présents dans les nuages précipitants émettent et diffusent sans une orientation privilégiée.

Spencer (1986) utilise la différence de polarisation obtenue avec les canaux 37 GHz (V et H) de l'instrument SMMR pour déterminer une relation entre ces températures et les taux de pluie observés. La dépendance entre $TB_{37\text{GHz}}$ et les taux de pluies est considérée par Spencer (1986) comme étant linéaire, d'après les résultats d'une étude précédente. Ce modèle requiert aussi une estimation des températures de brillance de la surface de l'océan et des températures des nuages non-précipitants.

- **Méthode PCT (Polarization Corrected Temperature)**

Avec les mesures de l'instrument SSM/I, Spencer et al. (1989) proposent l'utilisation des données du canal 85 GHz, plus sensible à la diffusion due aux précipitations. Ils définissent une "Température Corrigée par la Polarisation" (PCT) donnée par :

$$PCT = (\beta * TB_H - TB_V) / (\beta - 1) \quad (3.13)$$

$$\text{Avec } \beta = (TB_{V\text{clair}} - TB_{V0}) / (TB_{H\text{clair}} - TB_{H0}) \quad (3.14)$$

$TB_{V\text{clair}}$ et $TB_{H\text{clair}}$ sont les températures de brillance polarisées de l'océan sur un ciel clair (sans nuages). TB_{V0} et TB_{H0} sont les températures de la surface de l'océan sans aucune interaction avec l'atmosphère. TB_H et TB_V sont les températures polarisées observés après les interactions avec les nuages et les précipitations. β est alors le rapport entre les augmentations de TB_V et TB_H dues seulement à l'absorption gazeuse. Après une analyse des résultats obtenus sur différentes situations, Spencer *et al.* (1989) proposent une valeur empirique pour β de 0,45. Avec cette valeur, l'équation pour PCT devient :

$$PCT = 1.818 * TB_V - 0.818 * TB_H \quad (3.15)$$

Spencer et al. (1989) indiquent que les valeurs de $PCT \leq 255^\circ\text{K}$ peuvent être utilisées pour délimiter les zones de pluie sur la terre ou sur l'océan. Ils suggèrent aussi l'utilisation du canal 19 GHz comme complément de l'information fournie par le canal 85 GHz. La combinaison de ces deux données permet d'évaluer le rapport entre les hydrométéores liquides

et les cristaux de glace dans les grandes structures verticales des systèmes précipitants océaniques.

Plusieurs variantes de la méthode PCT ont été utilisés par la suite [Kidd et Barrett, 1990 ; Petty et Katsaros, 1990 ; Kidd, 1998 ; Fujita, 1986 ; Holton, 2004].

3.3.4. Discussion sur les méthodes micro-ondes

L'avantage de ce type de méthode est que l'information utilisée pour l'estimation des précipitations, contenue dans les données MO, est directement reliée à la pluie. Néanmoins, l'utilisation des basses fréquences pour identifier les précipitations est limitée aux surfaces de faible émissivité, comme les océans. Sur la terre, la grande variabilité de l'émissivité des différentes surfaces observées ne permet pas d'identifier le signal dû aux précipitations. Dans le but de diminuer l'effet de la variabilité de la vapeur d'eau sur l'estimation des faibles taux de pluie, des combinaisons des canaux basses fréquences et l'effet de dépolarisation du signal, observé due à la présence des particules précipitantes (sur la mer), ont été suggérées.

Cependant, avec les méthodes MO, il est difficile de distinguer entre les gouttelettes nuageuses non précipitantes et les précipitations. Des chercheurs ont proposé l'utilisation des données hautes fréquences pour l'estimation des précipitations sur la terre, ces longueurs d'onde étant plus sensibles au mécanisme de diffusion. Les relations entre les mesures MO et les taux de pluie seront cependant moins directe que celles obtenues avec les basses fréquences parce que le mécanisme de diffusion est dû principalement aux grosses particules de glace situées dans les couches supérieures des nuages convectifs. Plus récemment, l'acquisition des données hautes et basses fréquences sur un même satellite a permis le développement des méthodes s'appuyant sur les propriétés de ces différents mécanismes.

Avec l'évolution des modèles de transfert radiatif et des instruments embarqués, les algorithmes MO obtiennent des résultats intéressants pour ce qui concerne les taux de pluie instantanés. Néanmoins, les principaux problèmes de ces méthodes restent la résolution temporelle des satellites quasi-polaires et la résolution spatiale observée.

3.4. Méthodes combinées

Ces techniques reposent sur la combinaison des données fournies par des instruments différents ou par plusieurs satellites, citons par exemple, les méthodes qui combinent l'IR des satellites géostationnaires et les données MO des satellites à orbite basse. Les auteurs exploitent les avantages respectifs des techniques IR et MO, en utilisant la bonne résolution

spatio-temporelle des images IR et l'information directement reliée à la pluie contenue dans les données MO. Parmi les techniques les plus utilisées, on peut citer la méthode de Jobard et Desbois (1994) et la méthode de Berg (1994).

3.4.1. La méthode RACC

Jobard et Desbois (1994) ont développés la méthode (RACC - Rain and Cloud Classification) fondée sur une technique de classification automatique. La méthode RACC tente de tirer un avantage des techniques IR et MO, en exploitant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et la relation directe reliée à la pluie contenue dans les données MO. Elle utilise une technique de classification automatique [Desbois et al., 1982] basée sur la méthode des nuées dynamiques qui permet de partitionner les données en classes naturelles en considérant plusieurs paramètres, sans avoir aucune connaissance à priori de ces classes. Ceci permet d'avoir un certain nombre de classes homogènes que l'on associe à différents types de nuages, précipitants ou non. Trois paramètres sont utilisés ; pour l'IR, il s'agit d'un paramètre spectral (la température de brillance) et d'un paramètre spatial, obtenu à partir de la variance locale de chaque pixel dans l'image IR. Ce paramètre « Variance-IR » est important pour caractériser la structure spatiale des nuages. Pour les MO, le paramètre est obtenu à partir d'un canal ou d'une combinaison des canaux MO.

Pour la phase d'apprentissage, la méthode RACC utilise les images MO et IR coïncidentes temporellement pour obtenir une classification caractérisant différents types de nuages. Dans la seconde étape de la méthode (phase d'application), l'ensemble complet des données IR est utilisé. Chaque pixel de chaque image IR est associé à une classe de nuages (dans la classification obtenue précédemment). Jobard et Desbois (1994) obtiennent ainsi des images "classifiées" horaires. Ensuite, des taux de pluie obtenus en fonction de la valeur du paramètre MO de chaque classe sont attribués à ces images.

3.4.2. Le produit GPCP

Le GPCP (Global Precipitation Climatology Project) est une base de données de précipitations obtenue à partir de données infrarouges, micro-ondes et de mesures à la surface. Il fournit le taux de pluie mensuel (produit de combinaison de version 2) obtenu à partir d'une analyse combinée basée sur des mesures de pluviomètres au sol et des évaluations multi-satellites. Les données mensuelles sont fournies dans une grille de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ en mm/jour. L'algorithme est construit avec un produit multi-satellites utilisant le AGPI pour la région

tropicale et subtropicale avec des estimations micro-ondes obtenues par le « Goddard Scattering Algorithm ». Les estimations au sol sont ensuite introduites dans le calcul pour pondérer chaque estimation par l'inverse de l'erreur relative associée à la variance [Huffman, 1997]. Ensuite des informations additionnelles sur les niveaux bas sont ajoutées : Elles incluent les données du sondeur opérationnel vertical de TIROS (TIROS Operational Vertical Sounder, TOVS) et les données d'Indice de Précipitation OLR (OLR Precipitation Index, OPI) venant des satellites de la série de NOAA pour renseigner les régions non-couvertes par les satellites géostationnaires.

Diverses applications nécessitent des estimations de pluie à une échelle plus fine. Un produit est proposé pour les données quotidiennes de taux de pluie à 1-Degré (1DD Combination product) appuyé sur les données de précipitation mensuelles. Il est fourni sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ en mm/jour. Les données principales utilisées sont les images IR géostationnaires, par l'intermédiaire du GPI avec les images IR géostationnaires et AVHRR, appuyées également par des données SSM/I traitées avec l'algorithme GPROF et le GPCP version-2 qui est une combinaison des observations de satellites et de mesures au sol.

3.4.3. Discussion sur les méthodes combinées

Les méthodes combinées utilisent très souvent des méthodes purement IR étalonnés avec les données MO. D'autres algorithmes continuent à utiliser l'information MO pour corriger les estimations IR. Compte tenu de la variabilité spatio-temporelle des précipitations, la faible résolution temporelle des données MO affecte le calcul de l'estimation de la pluie cumulée durant un intervalle de temps. En effet, entre deux mesures MO, la période est élevée pour rendre compte de l'intermittence de la pluie et l'intégration temporelle d'estimations instantanées est une source d'erreur importante.

3.5. Discussion

Diverses méthodes d'estimation des précipitations à partir des données satellite ont été développées et en particulier au cours des dernières années, celles utilisant les données MO. Il a été rappelé que l'avantage primordial des méthodes qui utilisent l'IR est leur très bonne résolution temporelle et spatiale et leur défaut est le manque de relation physique directe avec les précipitations. L'avantage des méthodes qui utilisent les micro-ondes est lié au fait que les données MO sont des mesures directes de l'absorption et de l'émission ou de la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau et les cristaux de glace à l'intérieur des nuages. Ces

interactions entre le rayonnement MO et les hydrométéores sont utilisées pour évaluer les taux de pluie. Cependant, la faible résolution spatiale et l'échantillonnage temporel insuffisant des données MO provenant des satellites à orbite basse, rendent difficile l'estimation des précipitations cumulées dans le temps.

Nous présenterons dans le prochain chapitre une nouvelle méthode combinée (IR/MO) basée sur les réseaux de neurones. Cette méthode sera appliquée sur le nord de l'Algérie.

CHAPITRE 4

ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UN RESEAU DE NEURONES MLP

4.1. Préambule

Dans ce chapitre, nous présentons dans un premier temps une méthode développée pour la détection de pluie au Nord de l'Algérie. Celle-ci est basée sur l'utilisation d'un réseau de neurones dont les entrées sont conjointement les données infrarouges du satellite géostationnaire MSG et les données microondes du satellite à défilement TRMM. Les résultats de notre approche sont comparés aux résultats de la méthode de détection de pluie par indice de diffusion (SI). Ensuite, nous présentons les modifications apportées à l'architecture de notre réseau de neurones afin de pouvoir estimer le cumul de pluie. Les résultats obtenus par cette deuxième méthode sont confrontés aux mesures au sol.

Après une présentation du site d'étude et les données utilisées, nous détaillons les deux méthodes développées : la première pour identifier les nuages précipitant, quant à la deuxième, elle détermine les taux de pluie à assigner à chaque type de précipitations (modérée et intense). Enfin, nous présentons et analysons les résultats obtenus dans les deux cas.

4.2. 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 saison des pluies s'étend d'Octobre à Mars, avec des précipitations maximum se produisant au cours des mois de novembre et décembre. Le nord de l'Algérie, qui couvre environ 20% du territoire, possède à l'instar de la région méditerranéenne une structure orographique et des caractéristiques côtières mer-terre particulières. En raison de ces propriétés géographiques, son climat présente des caractéristiques spatio-temporelles très complexes (Lionello et al. 2006). En effet, il est influencé à la fois par le climat subtropical et le climat des systèmes de moyenne latitude (Trigo et al., 2006 ; Alpert et al., 2006).

La zone d'étude choisie couvre le nord de l'Algérie. Elle est délimitée par les latitudes 34 ° nord et 37 ° nord et par les longitudes 2 ° ouest et 9 ° est. Cette zone s'étend sur environ 1014 km de long et 334 km de large, comme indiqué sur la figure 35.

Concernant les stations au sol, cette zone est couverte par environ 187 pluviomètres sur les 320 implantés sur le territoire algérien.

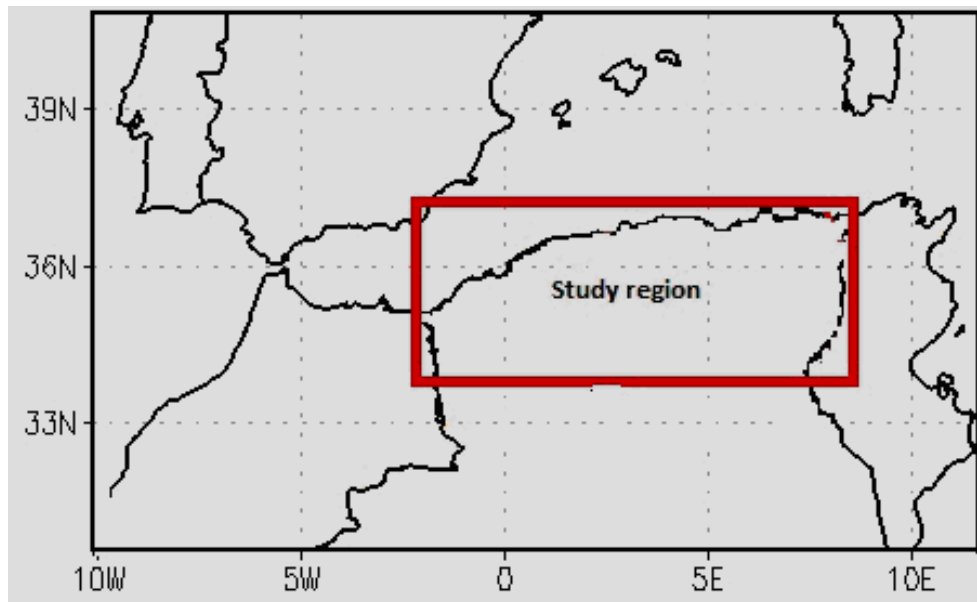


Fig.35. La zone d'étude.

4.3. Données utilisées

Les données satellitaires utilisées dans cette étude comprennent les paramètres issus des images infrarouges de SEVIRI et des images micro-ondes de TMI et PR en coïncidence spatiotemporelle pour la région du nord de l'Algérie.

Deux bases de données ont été utilisées. Une première recueillie au cours de la période d'octobre 2007 à mars 2008 a été utilisée pour l'apprentissage du modèle neuronal. La deuxième d'octobre 2008 à mars 2009, est exploitée pour valider les méthodes développées.

4.3.1. Données du satellite MSG

Parmi les douze canaux du capteur SEVIRI du satellite MSG, nous avons sélectionné les canaux sensibles aux propriétés optiques et microphysiques des nuages (l'épaisseur optique, la taille des gouttelettes, la phase thermodynamique des nuages) ainsi qu'à la température du sommet des nuages, et ceux situés dans les bandes spectrales d'absorption affectées principalement par la vapeur d'eau. Ces canaux correspondent aux bandes *WV7.3*, *IR8.7*, *IR10.8* et *IR12.0*.

Nous avons stocké les données (Level 1.5), c'est-à-dire les valeurs des 3712×3712 pixels de l'image, ainsi que les coefficients de calibration pour en déduire la radiance à chaque pixel. Pour notre cas, nous avons prédéfini une zone de l'image, elle correspond à notre région d'étude (fig.35).

La valeur d'un pixel aussi appelée « count », est convertie en radiance (exprimée en $\text{mWm}^{-2} \text{sr cm}^{-1}$) à l'aide d'une relation linéaire donnée par l'équation (4-1) [Eumetsat 2004] :

$$Ra(i, ch) = CN(i, ch) * slope(ch) + offset(ch) \quad (4.1)$$

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 $\text{mWm}^{-2} \text{sr cm}^{-1}$ utilisés pour calculer la radiance à chaque pixel d'un canal ch , dont les valeurs sont données à l'entête de chaque image [Schmetz et al., 2002]. La table (4) donne les coefficients de calibration des différents canaux de SEVIRI :

Canal N°	CAL_slope	CAL_offset
1	0.0229502	-1.17046
2	0.0292159	-1.49001
3	0.0232793	-1.18724
4	0.00365867	-0.186592
5	0.00831811	-0.424224
6	0.0386220	-1.96972
7	0.126744	-6.46392
8	0.103961	-5.30202
9	0.205034	-10.4568
10	0.222311	-11.3379
11	0.157607	-8.03795
12	0.0313764	-1.60020

Table 4. Les coefficients de calibration des 12 canaux de SEVIRI.

Cette radiance peut ensuite être convertie en température de brillance dans les canaux infrarouge et en réflectance dans les canaux visibles (Eumetsat, 2004). Pour un pixel donné, la température de brillance (kelvin) dans les canaux infrarouge est calculée à partir de la formule de Planck (Eq. 2) :

$$Tb = \frac{c_2 v_c}{\left(\log\left(\frac{c_1 v_c^3}{Ra} + 1\right) - B\right) * A} \quad (4.2)$$

Où Ra est la radiance du pixel calculée par l'Equation (4.1) pour les canaux infrarouge ; Tb est la température de brillance correspondante en Kelvin ; 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 $1.43877K(cm^{-1})^{-1}$; vc est le nombre d'onde central du canal d'observation par cm. A et B sont deux paramètres d'ajustement dépendant du canal (voir Table 5).

N° de canal	Canal	v_c	A	B
4	IR3.9	2569.094	0.9959	3.471
5	WV6.2	1598.566	0.9963	2.219
6	WV7.3	1362.142	0.9991	0.485
7	IR8.7	1149.083	0.9996	0.181
8	IR9.7	1034.345	0.9999	0.060
9	IR10.8	930.659	0.9983	0.627
10	IR12.0	839.661	0.9988	0.397
11	IR13.4	752.381	0.9981	0.576

Table 5. 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), non utilisés dans notre cas, à partir de l'expression suivante :

$$Re = \frac{\pi * Ra * d^2(t)}{I * \cos(\theta(t,x))} * 100 \quad (4.3)$$

Où Ra est la radiance du pixel calculée par l'Equation (4.1), $d(t)$ est la distance terre-soleil à l'instant t (calculée en fonction de la date), I est une constante dépendant du canal d'observation, et $\theta(t,x)$ est l'angle zénithale solaire (calculé en fonction de la date, temps, latitude et longitude).

Les données issues du satellite MSG que nous avons utilisées sont :

➤ **IR 10.8**

La température de brillance $TB_{IR10.8}$ fournie par le canal $IR_{10.8}$, pour avoir des informations sur l'extension verticale des nuages. Cependant, cette température dans l'infrarouge ne permet pas de distinguer entre les cirrus froid non précipitant et les nuages convectifs.

➤ **Différence de température entre IR10.8 et IR 12.0**

La différence de température $\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$ est un bon indicateur de l'épaisseur optique des nuages et permet la détection des nuages élevés semi transparent [Feidas et Giannakos, 2011 ; Thies et al., 2008]. Cette différence est positive pour de faibles épaisseurs optiques.

Ceci est dû à l'augmentation de l'absorption de la vapeur d'eau dans le canal 12,0 par rapport au canal 10,8.

➤ **Différence de température entre le WV7.3 et IR 12.0**

Le $\Delta T_{WV7.3 - IR12.0}$ est efficace dans la distinction entre l'altitude des nuages [Lutz et al., 2003]. Le canal WV7.3 est dominé par l'absorption atmosphérique en vapeur d'eau. En conséquence, $\Delta T_{WV7.3 - IR12.0}$ est négatif pour les nuages à basse altitude. En revanche, d'épais nuages de niveau supérieur produisent des températures au canal 7.3 proche de leur température du sommet des nuages réels. Dans ce cas, $\Delta T_{WV7.3 - IR12.0}$ prend très petites valeurs négatives. Nuages de glace semi-transparents, comme les cirrus, constituent une exception à cette règle depuis leur transmission différentielle cause de différences négatives plus importantes. Les différences positives peuvent se produire lorsque la vapeur d'eau est présente dans la stratosphère au-dessus du sommet des nuages, ce qui est un signe de sommet des nuages convectifs [Fritz et Laszlo, 1993 ; Schmetz et al., 1997] par opposition à de simples nuages cirrus.

➤ **La différence de température $\Delta T_{8.7-10.8}$**

Cette différence de température est utilisée pour avoir des informations sur la phase des nuages (glace ou eau). Les propriétés radiatives des nuages dans les deux canaux sont fonction de la taille des particules. Les processus de diffusion et de la dépendance à la taille des particules sont plus forts dans le canal 8,7 que dans 10,8 [Strabala et al., 1994]. Par conséquent, pour les grosses particules les $\Delta T_{8.7-10.8}$ augmente. L'absorption de la vapeur d'eau dans le canal de 8,7 est plus élevée par rapport au canal de 10,8 [Soden et Bretherton, 1996 ; Schmetz et al., 2002].

4.3.2. Données de TMI

Les données TMI utilisées sont issues du produit TRMM-1B11. Ce dernier représente les températures de brillance calibrées à partir du niveau 1A du TMI. L'algorithme de calibration de TMI convertit les comptes radiométriques en températures de brillance en

appliquant la forme linéaire $TB=c_1+c_2 \times \text{compte}$. Les coefficients sont fournis par des mesures instrumentales.

La résolution spatiale du produit 1B11 est de $10 \times 16 \text{ km}^2$ dans le canal 37GHz et $7 \times 5 \text{ Km}^2$ dans le canal 85 GHz.

➤ **Température corrigée de la polarisation à 85 GHz**

L'utilisation simultanée des polarisations V et H pour observer la pluie permet de dissocier partiellement l'atténuation et la diffusion et d'offrir ainsi la possibilité d'avoir deux indices indépendants de l'activité des précipitations. A cet effet, Spencer et al. (1989) ont montré que la différence de polarisation présente à 85 GHz permet la discrimination entre les températures de brillance les plus basses dues aux surfaces de l'eau de celles dues à des précipitations.

On peut ainsi définir une température corrigée de la polarisation (PCT, Polarisation Corrected Temperature), pour isoler l'effet des précipitations. Un seuil de PCT de 255 K est suggéré pour la délimitation des précipitations [Mugnai et al., 1993].

Le paramètre PCT est calculé à partir des températures de brillances à 85GHz dans les deux polarisations horizontale et verticale selon la formule suivante [Mugnai et al., 1993] :

$$PCT = 1.818 * TB_{85V} - 0.818 * TB_{85H} \quad (4.5)$$

➤ **Différence de polarisation (DP)**

La différence de polarisation (DP) à 85 GHz est calculée par la soustraction de la température de brillance à la polarisation horizontale de celle obtenue à la polarisation verticale. D'après Ferraro et al.(1998), la DP à 85 GHz est fonction de type de surfaces. La surface terrestre est très polarisée tandis que la pluie est presque non-polarisée. Par conséquent, la DP de la surface de la terre est plus élevée que celle de la pluie.

➤ **Différence de température $\Delta T_{85V.37V}$**

La différence de température de brillance entre les canaux 85GHz et 37GHz de polarisation verticale est un autre indicateur des précipitations. Sous condition de non-pluie, l'émissivité de la surface terrestre augmente dans les longueurs d'ondes de fréquences élevées.

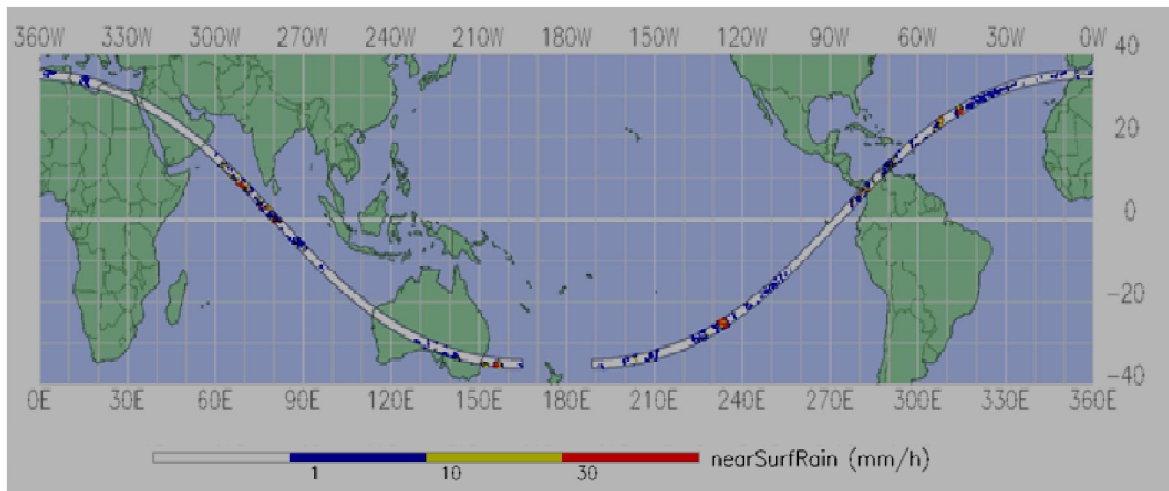
Il en résulte, que la TB de canal 85GHz est toujours plus élevés que la TB au canal 37GHz [Neale et al., 1998]. Mais dans des conditions de pluie, le rayonnement micro-onde à 85GHz est beaucoup plus sensible aux gouttes de pluie et des particules de glace dans les nuages, et la TB de 85GHz diminue et deviens inférieure à celle au canal 37GHz.

Dans le but d'avoir une même résolution spatiales des données issues du TMI, cette différence de température est calculée à la résolution du canal 85 GHz.

4.3.3. Données PR

Les données PR utilisées sont prises comme données de références. Nous avons utilisés le produit 2A25 qui permet d'attribuer pour chaque pixel de $5 \times 5 \text{ km}^2$ un taux de précipitation à la surface.

La figure (36-a) représente l'orbite TRMM-PR et la figure (36-b) montre la couverture du TRMM-PR sur la région d'étude.



(a)

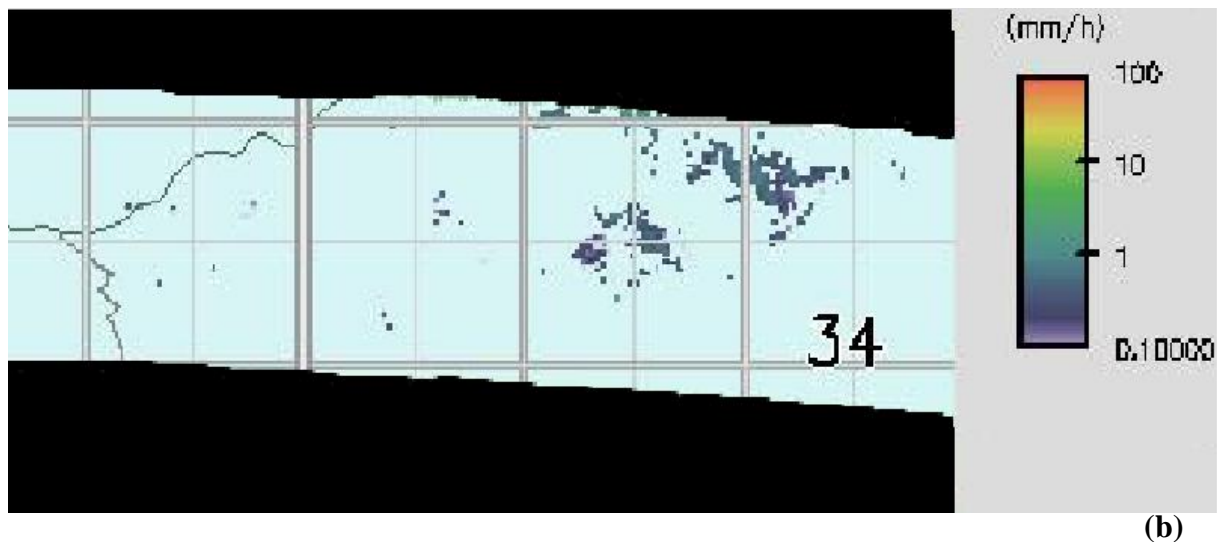


Fig. 36. (a) La trace de l'orbite du TRMM-PR le 17 décembre 2008 **(b)**Taux de précipitations dérivés du produit 2A25 sur la zone d'étude[source : <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov>].

4.3.4. Colocalisation des données

L'utilisation des données satellitaires issues de plusieurs instruments nécessitent de travailler sur une grille ou une représentation géographique commune à ces données. Cette coordination spatio-temporelle est réalisée à l'aide des coordonnées (latitude, longitude) des différentes données et de leur date et heure d'acquisition.

Par conséquent, avant d'utiliser les images de SEVIRI et PR nous avons réduit leurs résolutions spatiales à la résolution des données TMI de basse résolution (10x16) Km². Donc, la grille TMI sert en fait de grille de référence : les données SEVIRI et PR sont projetées dans cette grille, suivant une méthode basée sur le principe des plus proches voisins. Pour chaque pixel de TRMM 1B11, la mesure la plus proche TRMM 2A25 ainsi que celles de SEVIRI, autour de ce pixel, sont sélectionnés comme point de correspondance [Kummerow et al., 1998]. Si aucune mesure de TRMM 2A25 n'est trouvée, ce pixel est abandonné [Ramage, 2002].

4.3.5. Données pluviographiques

Les données utilisées sont collectées par 187 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 Nationale de Météorologique (O.N.M.). 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.

Les données pluviographiques sont utilisées pour valider la méthode développée pour estimer le cumul de pluie.

4.4. Les réseaux de neurones

Les réseaux de neurones artificiels (RNA) sont issus de la combinaison entre la neurobiologie comme idée de base, la physique comme champs d'application et les mathématiques avec l'informatique en tant que moyens de réalisation. Ce sont des modèles statistiques inspirés de l'observation des vrais neurones biologiques et sont basés sur le principe de l'apprentissage par l'expérience [Rosenblatt, 1958].

Un neurone artificiel reçoit l'information provenant des entrées x_i ($i=1, 2, \dots, n$) par l'intermédiaire des connexions dont on affecte à chacune d'elles un poids w_i pondérant l'information reçue, appelée aussi poids synaptique. La valeur de la sortie résulte du calcul de la somme des entrées, pondérées par les poids synaptiques et du calcul d'une fonction non linéaire (dite fonction d'activation) de cette somme pondérée.

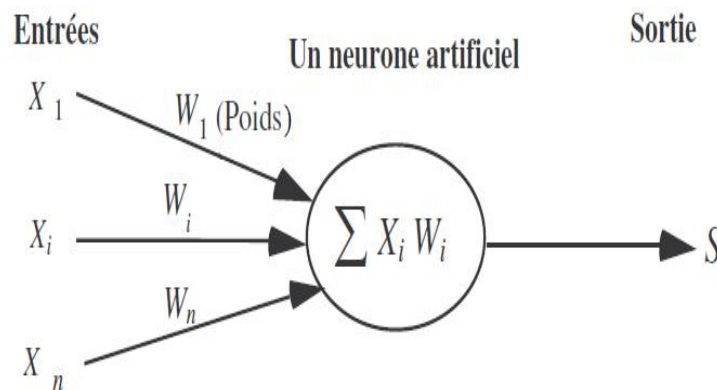


Fig.37. Schéma d'un neurone artificiel

Les réseaux de neurones permettent d'associer de façon non linéaire des entrées et des sorties. Cette association passe par un ajustement des coefficients du réseau. Cet ajustement est réalisé en minimisant les écarts entre les sorties calculées correspondant à des entrées connues et les valeurs réelles de sortie. Après l'ajustement des coefficients à partir des exemples, une phase de test est nécessaire pour évaluer les performances du réseau.

Par conséquent, l'utilisation des méthodes neuronales se décompose en trois phases [Faure, 2000 ; Cornet, 2003] :

- ✓ La construction de la base d'apprentissage (obtention des paires entrées-sorties). Cette base de données doit être la plus représentative possible, et contient les paramètres cibles du réseau (pluie/non-pluie, taux de pluie, ...etc.) et les données d'entrées correspondantes (TB, DP,... etc.).
- ✓ Durant une phase d'apprentissage, le réseau neuronal apprend la relation statistique entre des jeux de données entrées/sorties et détermine les poids à attribuer à chaque liaison entre les neurones pour approximer correctement cette relation.
- ✓ La phase de validation qui consiste à évaluer la performance du réseau avec des données n'ayant pas servi pour la phase d'apprentissage.

4.4.1. Le perceptron multicouche

Il existe une grande variété d'agencements possibles de neurones artificiels [Lippmann, 1987], mais le type de réseau le plus utilisé est le perceptron multicouche (MLP ou MultiLayers Perceptron). Ce réseau comporte une couche de neurones artificiels pour capter les entrées, une ou plusieurs couches cachées et une couche de neurones artificiels pour émettre les sorties du modèle. Il n'y a pas de connexions à l'intérieur d'une même couche. Chaque neurone reçoit ses entrées de la couche directement inférieure. Chaque couche contient des unités de calcul (neurones) connectées à d'autres neurones par la voie des poids [Najjar and Zhang, 2000, Najjar and Ali, 1998a et 1998b].

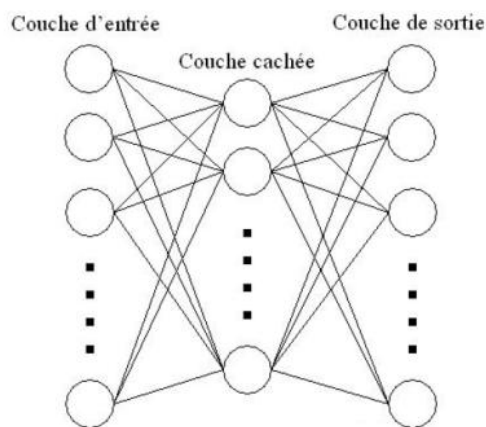


Fig.38. Architecture d'un réseau à trois couches

A chaque connexion entre les neurones de deux couches successives est associé un poids modifiable au cours de l'apprentissage en fonction des jeux de données en entrée et en sortie. Un MLP peut contenir autant de couches cachées que l'on désire mais il a été montré que quel qu'en soit le nombre, il existe un MLP équivalent avec une seule couche cachée. [Cybenko., 1989 ; Hornik *et al.*, 1989 ; Lallahem., 2002]. Ainsi, dans le cadre de notre thèse, nous avons utilisés des réseaux de neurones de type MLP comportant une seule couche cachée.

Si les états des neurones de la couche d'entrée sont déterminés par les variables à l'entrée du réseau, les autres neurones (de la couche cachée et de sortie) doivent évaluer l'intensité de la simulation en provenance des neurones de la couche précédente par la relation suivante :

$$S_j = \sum_{i=1}^n X_i W_{ij} + b_j \quad (4.6)$$

Avec S_j : somme des poids entre les entrées du $j^{\text{ème}}$ neurone de la couche cachée ;
 X_i : valeur de sortie du $i^{\text{ème}}$ neurone de couche précédente ;
 W_{ij} : poids synaptique du neurone i de la couche d'entrée au neurone j de la couche suivante ;
 b_j est le biais ou le seuil d'activation du neurone j . Ce terme peut être vu comme la contribution d'un neurone 0 connecté à tous les autres et dont la sortie vaut 1.

La réponse des neurones est une fonction d'activation non linéaire qui peut avoir plusieurs formes différentes [Le Cun, 1985]. Dans notre cas, nous avons utilisés la fonction de type sigmoïde qui est défini par la formule suivante :

$$f(S_j) = \frac{1}{1 + e^{-S_j}} \quad (4.7)$$

La fonction sigmoïde est à valeurs dans l'intervalle [0,1], ce qui permet d'interpréter la sortie du neurone comme une probabilité. Elle est aussi dérivée d'elle-même.

4.4.2. Apprentissage par rétropropagation du gradient

Le but de la méthode d'apprentissage est de faire évoluer les poids des connexions (W_{ij}) de façon à ce que le réseau soit capable, étant donné un vecteur d'entrée, de calculer le bon vecteur de sortie.

Lorsque la fonction f est non linéaire, la minimisation de la fonction coût fait appel à des algorithmes itératifs basés sur un calcul du gradient. Un algorithme très simple et devenu célèbre, la rétropropagation du gradient, à été proposé par [Rumelhart et al., 1986 et Le Cun, 1985].

Soit l'erreur observée $e_j(n)$ pour le neurone de sortie j et la donnée d'entraînement n :

$$e_j(n) = d_j(n) - S_j(n) \quad (4.9)$$

Où $d_j(n)$ correspond à la sortie désirée du neurone j et $S_j(n)$ à sa sortie observée.

Soit $E(n)$ la somme des erreurs quadratiques observées sur l'ensemble C des neurones de sortie :

$$E(n) = \frac{1}{2} \sum_{j \in C} e_j^2(n) = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^k [d_j(n) - S_j(n)]^2 \quad (4.10)$$

Pour corriger l'erreur observée, on modifie le poids $W_{ij}(n)$ dans le sens opposé au gradient $\frac{\partial E(n)}{\partial W_{ij}(n)}$ de l'erreur. Cette dérivée partielle représente un facteur de sensibilité

[Rumelhart et al., 1986].

On exprime la variation de poids $\Delta W_{ij}(n)$ sous la forme suivante [Le Cun, 1985]:

$$\Delta W_{ij}(n) = -\eta \frac{\partial E(n)}{\partial W_{ij}(n)} = \eta \delta_j(n) X_i(n) \quad (4.11)$$

Avec $0.1 < \eta < 0.9$ est le taux d'apprentissage et $\delta_j(n)$ est le gradient local définit par :

$$\delta_j(n) = e_j(n) S_j(n) (1 - S_j(n)) \quad (4.12)$$

L'algorithme de rétropropagation du gradient est répété à chaque itération. Si pour tous les exemples, le coût est inférieur à un seuil choisi, on dit alors que le réseau a convergé. La convergence du réseau de neurones dépend des valeurs de η . En effet, si la valeur de η est

trop petite la convergence est trop lente. En revanche, si la valeur est trop grande alors les poids oscillent et ne se stabilisent pas. Ainsi, on commence avec une grande valeur de η , puis on diminue progressivement.

Le principe de l'algorithme de rétropropagation du gradient [Le Cun, 1985] est de mettre à jour les poids $W_{ij}(n)$ selon la relation suivante :

$$W_{ij}(n) = W_{ij}(n-1) + \Delta W_{ij}(n) = W_{ij}(n-1) + \eta \delta_j(n) X_i(n) \quad (4.13)$$

L'équation (4.13) décrit ce qu'on appelle la règle du "delta" pour l'algorithme de rétropropagation des erreurs. Par ailleurs, afin de prévenir les oscillations, augmenter la vitesse de convergence et empêcher la convergence vers un minimum local, on ajoute un coefficient α appelé (Inertie ou Momentum) dans le calcul de Δw dont l'équation à l'instant t est donnée par la règle "delta généralisé" [Le Cun, 1985] suivante :

$$W_{ij}(n) = W_{ij}(n-1) + \eta \delta_j(n) X_i(n) + \alpha \Delta W_{ij}(n-1) \quad (4.14)$$

Où $0.1 < \alpha < 0.8$ est un paramètre qui représente l'inertie dans le changement de poids. Il est ajouté afin de prévenir les oscillations, augmenter la vitesse de convergence et empêcher la convergence vers un minimum local. La valeur typique de α est 0.6.

L'inconvénient des réseaux à couches est le manque d'éléments théoriques permettant de relier le nombre de neurones pour la couche cachée à la complexité du problème à traiter. Il existe des équations empiriques pour déterminer le nombre de neurones dans une couche cachée. Toutefois, l'expérimentation reste le moyen le plus performant pour trouver ce nombre. Ainsi, on fait varier la taille de la couche cachée puis on effectue un apprentissage complet pour chaque taille et enfin on choisit la structure qui minimise l'erreur quadratique moyenne.

4.5. Détection et estimation des précipitations par réseaux de neurones

4.5.1. Méthode de détection des précipitations

La technique que nous avons élaborée repose sur le principe de fusion de données issues de deux satellites différents (MSG et TRMM) en utilisant les réseaux de neurones. Les sept

paramètres calculés à partir de SEVIRI et de TMI sont les entrées de ce réseau neuronal. La détection des précipitations dérivée du produit 2A25 de PR est prise comme données de références et représente la sortie de ce réseau de neurones lors de la phase d'apprentissage. Dans cette étape, nous cherchons à établir des relations entre les sept paramètres d'entrées et la présence ou non des précipitations. Ensuite, nous avons appliqué le modèle trouvé sur une deuxième base de données pour valider la méthode.

Dans la phase d'apprentissage, nous avons utilisées les données MSG, TMI et PR en co-localisation spatiotemporelles datées d'octobre 2007 à mars 2008. Ceci représente 42 scènes de pluie. Les sept entrées du réseau neuronal sont quatre paramètres calculés à partir de SEVIRI et trois paramètres issus de TMI. Le nombre de 8 neurones de la couche cachée minimise la fonction d'erreur (RMSE) après 600 itérations. Aussi, le pas d'apprentissage et l'inertie sont respectivement $\eta=0,3$ et $\alpha= 0,6$.

Par conséquent, chaque MLP contient 7 entrées, 8 neurones dans la couche cachée et 2 sorties dérivant du produit 2A25 de TRMM/ PR : pluie, pas de pluie (Figure 39). En raison de l'incertitude des estimations de précipitations PR à des taux très faibles de pluie, le seuil de non-pluie a été fixé à 0.7mmh^{-1} [Wang et Wolff, 2009].

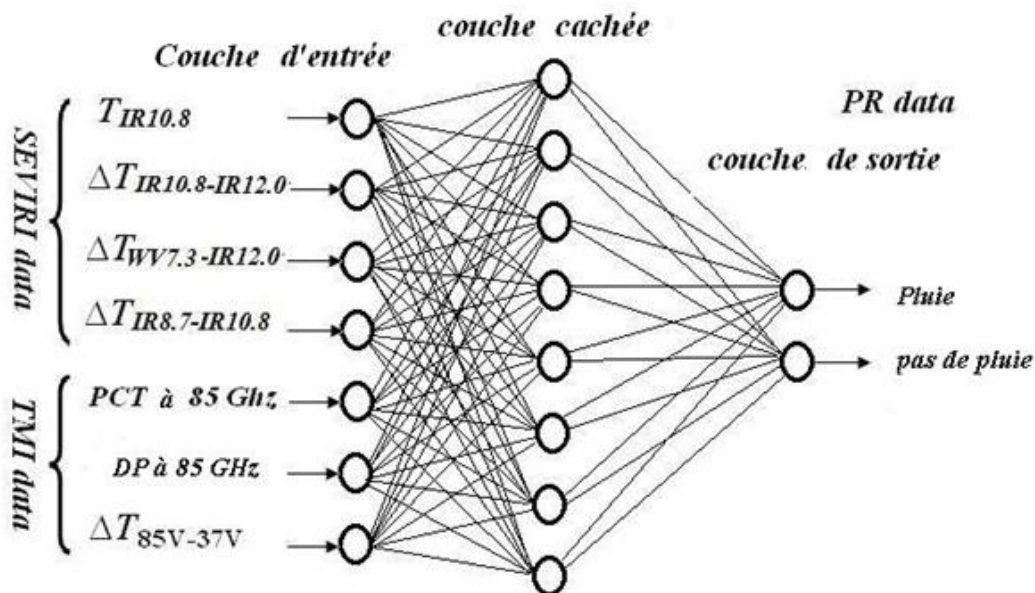


Fig.39. Le réseau neuronal utilisé dans la détection de pluie.

Afin de valider le modèle développé, nous l'avons appliqué à une deuxième base constituée d'images acquises pendant la période d'Octobre 2008 à Mars 2009 et composée de

46 scènes de précipitations. Le résultat de notre méthode est comparé avec les zones de pluie délimitées par la méthode d'indice de diffusion (SI) [Groddy, 1991]. Cette dernière est utilisée comme méthode de référence qui nous permettra d'évaluer les performances de notre modèle.

La méthode SI expliqué dans le chapitre précédent utilisent les coefficients A, B, C et D qui sont calculés par la méthode de régression linéaire avec les températures de brillances du canal 85 GHz des pixels non précipitant [Yang, 2005]. Les valeurs de ces coefficients sont respectivement : 0.821, 2.214, -0.008 et -151.26.

Les deux conditions de pluie [Yang, 2005] sont :

$$(SI > 10) \text{ et } (TB_{21V} > 257 \text{ ou } TB_{21V} > 158 + 0,49 \cdot TB_{85V}). \quad (4.15)$$

4.5.2. Résultats obtenus et discussion

A. Cas d'une seule situation pluviométrique

Nous avons appliqué notre méthode à une situation de précipitation instantanée de 12 janvier 2009 (17:45 UTC) pour classifier les nuages précipitant et non précipitant. Pour évaluer notre méthode, nous avons comparé le nombre de pixels précipitant identifiés par notre technique à celui observé par le radar du TRMM pour cette même situation. Nous avons aussi comparé notre résultat à celui obtenu pour la même situation par la méthode Scattering Index (SI).

Le résultat visuel de l'application des deux méthodes est donné par la figure 40. La figure 40-a représente l'image TMI dans le canal 85GHz, la figure 40-b représente celle du MSG canal 10.8, la figure 40-c montre les régions classifiées par PR et la méthode SI, et la figure 40-d montre les régions identifiées par PR et notre méthode MLP.

Nous avons calculés, le taux de pixels mal classifiés, par rapport aux observations PR, pour notre méthode ainsi que pour la méthode SI. Nous obtenons respectivement, 8% et 13 %. Ceci montre que notre méthode est performante avec des taux d'identification très satisfaisant.

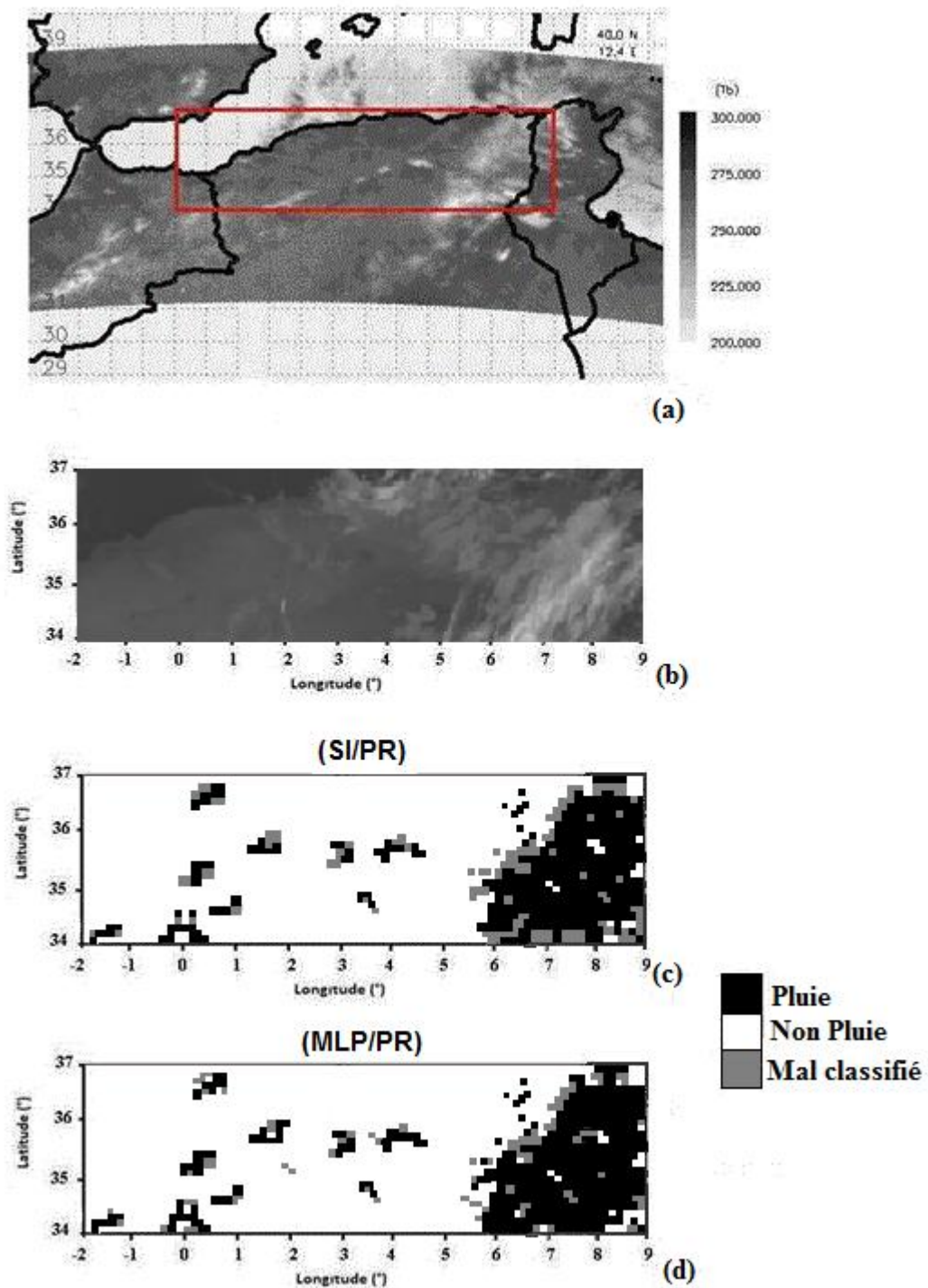


Fig.40. Identification des zones de pluie pour la scène de 12 Janvier 2009 (17 : 45 UTC). Image TMI 85 GHz; (b) image MSG canal IR 10.8 ; (c) zones de pluie observées par radar et identifiées par SI ; (d) zones de pluie observées par radar et identifiées par La méthode MLP.

B. Application aux situations pluviométriques observées entre le 1^{er} Octobre 2008 et le 31 mars 2009

Durant la période allant du 1^{er} Octobre 2008 et le 31 mars 2009, 46 situations de précipitations ont été détectées par le radar PR de TRMM. Notre technique a été appliquée à ces situations. Les paramètres statistiques permettant d'évaluer la méthode sont déterminés en comparant la classification de la méthode MLP aux observations PR. Les différentes comparaisons peuvent être résumées dans la table 6, dans laquelle les paramètres a , b , c et d sont des valeurs de la table de contingence.

Identifiés par la méthode MLP	Détectés par PR		
	pluie	Non pluie	Total
Pluie	a	b	$a+b$
Pas de pluie	c	d	$c+d$
Total	$a+c$	$b+d$	$a+b+c+d$

Table 6. Table de contingence pour la discrimination de la pluie.

Les paramètres statistiques sont calculés comme suit :

- ✓ La probabilité de détection POD indique les pixels qui ont été correctement identifiés par la méthode. Elle est calculée par l'équation (4-16).

$$POD = \frac{a}{a+c} \tag{4.16}$$

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 par l'équation (4-17).

$$POFD = \frac{c}{c+d} \tag{4.17}$$

La valeur optimale du POFD est égale à 0.

- ✓ Le ratio de fausses alarmes FAR des pixels qui sont mal classifiés est donné par l'équation (4.18).

$$FAR = \frac{b}{a+b} \quad (4.18)$$

La valeur optimale du FAR est égale à 0.

✓ Le Biais décrit le rapport entre le nombre de pixels qui ont été détectés comme pluviogènes par MLP et PR. 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 par l'équation suivante :

$$Bias = \frac{a+b}{a+c} \quad (4.19)$$

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, et les pixels correctement identifiés précipitants et non correctement identifiées (précipitants et non précipitants).

$$CSI = \frac{a}{a+b+c} \quad (4.20)$$

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 (4.21).

$$PC = \frac{a+d}{a+b+c+d} \quad (4.21)$$

La valeur optimale du PC est égale à 1.

Afin d'évaluer les performances de la méthode MLP développée, nous avons calculés les paramètres statistiques décrits par les équations (4.16) à (4.21) pour cette méthode ainsi que pour la méthode (SI). Les résultats obtenus sont décrit par le tableau suivant :

	POD	POFD	FAR	BIAIS	CSI	PC
SI	0.62	0.12	0.32	0.78	0.54	0.88
MLP	0.79	0.05	0.20	1.05	0.69	0.94
Valeurs optimales	1	0	0	1	1	1

Table 7. Résultats d'évaluation des deux méthodes.

L'analyse de la table précédente montre que la méthode MLP surpasse SI sensiblement en termes de probabilité de détection des nuages pluvio-gènes. En effet, le POD de SI est de 0,62 quand celui de MLP est de 0,79.

Par rapport à la méthode SI, la méthode MLP présente un pourcentage d'erreur en termes de fausse détection et de fausses alarmes moins important. Le biais de SI inférieur à 1 indique une sous-estimation, tandis que le biais de MLP légèrement supérieur à 1 indique une légère surestimation. Le pourcentage de tous les pixels correctement identifiés (PC) est élevé dans les deux méthodes. En revanche, le paramètre indice de réussite (CSI) qui dépend des scènes précipitantes montre une amélioration de l'algorithme MLP avec CSI (0,69) par rapport au SI (CSI 0,54).

L'origine de la diffusion est la glace présente au dessus des nuages. Ainsi, le signal de diffusion peut être complètement absent dans les conditions de pluie chaudes et apparait mieux pour le cas des nuages convectifs de large extension verticale. Par conséquent, la méthode SI ne détecte pas les faibles pluies qui peuvent souvent provenir des stratiformes, caractérisés par des nuages chauds, peu profond et avec peu ou pas de glace au dessus. Ceci indique que l'utilisation des données de canal de micro-ondes TMI seul n'est pas très efficace pour détecter toutes les zones de précipitations. L'utilisation de l'imagerie infrarouge de MSG s'avère primordiale pour la détection d'autres types de nuages pluvio-gènes.

Tous ces résultats montrent une bonne performance de notre méthode dans l'identification des nuages précipitant. L'exploitation des informations sur la température des sommets de nuages, les propriétés optiques et microphysiques extraites à partir des différents canaux du SEVIRI combinées avec celles calculées à partir des données TMI, a permis de

mieux identifier les nuages précipitants. Par contre, pour les évènements classifiés par la technique SI, les résultats montrent que cette méthode ne permet pas de détecter les nuages à faible précipitations et conduit à une sous-détection des nuages précipitants.

4.5.3. Estimation des précipitations mensuelles

Le produit 2A25 de TRMM, permet une détection des précipitations (pluie, non-pluie), mais aussi des estimations instantanées des taux de pluie. Toutefois, la faible résolution temporelle des données TRMM ne permet pas d’extrapoler ces estimations instantanées pour avoir une estimation de la quantité de pluie sur une période (journalière, décadaire, mensuelle,...etc.).

Pour remédier à ce problème, nous utilisons un autre réseau de neurones (figure 41) qui a pour entrées uniquement les quatre paramètres calculés à partir des données MSG disponibles chaque 15 minutes et pour sorties 3 classes dérivées du produit 2A25 de TRMM/PR :

- ✓ La classe C1 (non pluie) qui correspond aux taux de pluie < 0.7 mm/h.
- ✓ La classe C2 (Pluie modérée) qui correspond aux taux de pluie entre 0.7 mm/h et 5 mm/h.
- ✓ La classe C3 (Pluie intense) pour les taux supérieurs à 5 mm/h.

De la même manière que lors de l’application des réseaux de neurones pour la détection des précipitations, nous avons trouvée que le nombre de neurones de la couche cachée qui minimise la fonction RMSE après 600 itérations est de 5. Le pas d’apprentissage et l’inertie sont respectivement $\eta=0,3$ et $\alpha= 0,6$.

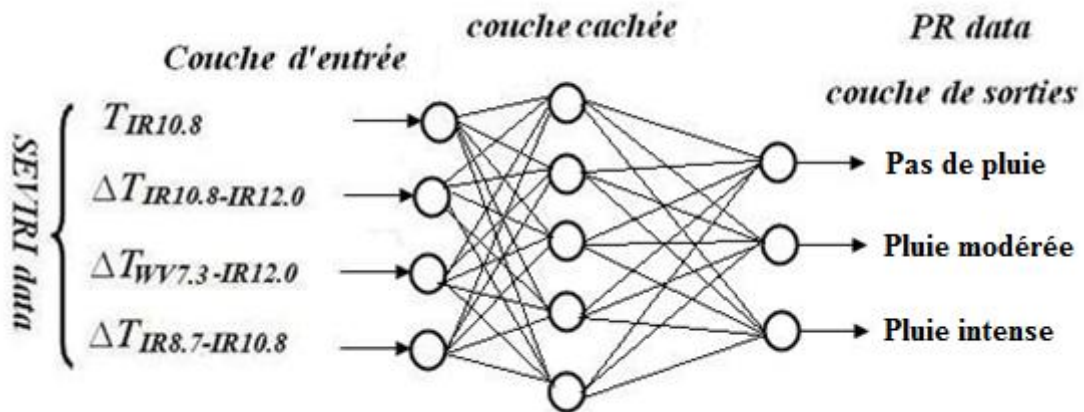


Fig.41. Le réseau neuronal utilisé dans l’estimation des précipitations.

Afin d'évaluer les performances de notre technique, nous avons calculé les paramètres statistiques définis par les équations (4-15) à (4-20) à partir des classifications obtenues en appliquant notre méthode MLP. Les résultats obtenus sont donnés par la table 8.

	Pluie intense				Pluie modérée				Total	
	POD	POFD	FAR	Biais	POD	POFD	FAR	Biais	CSI	PC
MLP	0.71	0.05	0.21	0.93	0.68	0.06	0.28	1.08	0.65	0.92
Valeurs optimales	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1

Table 8. Résultats d'évaluation de la méthode MLP.

A. Calcul du taux de pluie en utilisant les données PR

Dans l'étape de validation, nous avons appliqué notre modèle sur les données MSG entre octobre 2008 et mars 2009. Ceci correspond à 2204 situations de précipitations.

Afin d'estimer les précipitations, nous avons affecté des taux de pluie à chacune des deux classes C2 et C3. Pour ce faire, nous avons déterminé le taux de pluie moyen à attribuer à chaque type de précipitations (Pluie intense et pluie modérée). Ces taux sont déterminés à partir des données PR.

Le taux $T_{Mod.} = 1.32$ mm/h pour la classe « pluie modérée » est calculé par la moyenne des mesures PR obtenues au cours de la période d'apprentissage dont les valeurs se situent entre 0.7mm/h et 5mm/h. De même, pour la classe « pluie intense », le taux $T_{Int.} = 11.03$ mm/h représente la moyenne des mesures PR supérieures à 5mm/h.

B. Comparaison avec les données au sol

Dans cette partie, nous avons déterminé la correspondance entre les précipitations mesurées par les 187 points pluviométriques dans la région d'étude, et les estimations faites par la méthode MLP à partir des données MSG. Le but recherché ici est de tester les performances de notre méthode.

Chaque pluviomètre est collocalisé avec un pixel de l'image de SEVIRI par comparaison des coordonnées géographiques des pluviomètres avec les coordonnées des pixels satellite. Cependant, les erreurs de parallaxe et de décalage spatial doivent également être prises en compte lors de la collocation.

Le décalage spatial peut survenir du fait que le signal satellite du sommet du nuage ne coïncide pas nécessairement avec la mesure de la pluie au sol (Kühnlein et al. 2010). En fait, la pluie générée à l'intérieur d'un pixel peut être décalée horizontalement par le vent et tombe au sol aux pixels adjacents.

L'erreur due à la parallaxe fait référence à l'angle d'observation du satellite MSG par rapport à la position des stations pluviométriques. En effet, le satellite observe la terre sous un angle oblique. Pour minimiser ces effets, les informations d'un pixel de SEVIRI ont été remplacées par la valeur moyenne 3×3 pixels, centrée sur le pixel correspondant au pluviomètre.

La relation entre les estimations satellitaires et les cumuls de pluies enregistrés au sol pour une station prend la forme suivante :

$$R(mm) = 1/4(T_{Int} * f_{Int} + T_{Mod} * f_{Mod}) \quad (4.22)$$

f_{Int} et f_{Mod} représentent la fréquence d'apparition respectivement des pixels à pluie intense et des pixels à pluie modérée correspondant à la station.

C. Résultats des estimations et validation

Pour chaque comparaison, nous avons calculé plusieurs paramètres d'évaluation; tels que le coefficient de corrélation (r), la racine carrée de différence moyenne ($RMSD$), le biais et la différence moyenne absolue (MAD). Ces paramètres sont très utiles pour la quantification des erreurs et l'évaluation des estimations (Ebert, 2007). Ils sont donnés par les relations suivantes:

$$r = \frac{\sum_i (E_i - \bar{E})(V_i - \bar{V})}{n \cdot \sigma_E \cdot \sigma_V} \quad (4.23)$$

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i) \quad (4.24)$$

$$MAD = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |E_i - V_i| \quad (4.25)$$

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i)^2} \quad (4.26)$$

Où E_i est la valeur estimée et V_i est la valeur de validation à la station i .

	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars
Pluviographe	112	92	149	132	78	81
Moyenne (mm)						
MLP	123	84	161	149	60	59
Moyenne (mm)						
Biais (mm)	11	-8	12	17	-18	-22
MAD (mm)	20	22	19	20	28	31
RMSD (mm)	26	32	27	24	37	39

Table 9. Erreurs des estimations.

D. Analyse des résultats

L'analyse de la figure 42 montre que la dispersion des points autour de la droite de régression pour les mois de Novembre, Février et Mars est plus importante que pour les mois d'Octobre, Décembre et de Janvier. Ceci est confirmé par les valeurs des coefficients de corrélation que nous avons obtenus.

Par ailleurs, nous constatons à travers nos résultats que les valeurs des coefficients de corrélation obtenues par notre méthode (0,72 à 0,82), sont de loin meilleurs que celles obtenues par les méthodes d'estimation usuelles (0,46 à 0,60) [Jobard et al. 2011].

L'analyse de la table 9 montre que les erreurs d'estimations RMSD et MAD obtenues pour les mois d'Octobre, Décembre et de Janvier sont plus faibles que celles des mois de Novembre, Février et Mars. Ce résultat montre que la méthode que nous avons élaborée est plus performante lorsque les précipitations sont plus intenses.

Les différentes valeurs du biais indiquent une sous-estimation des précipitations durant les mois d'Octobre, Décembre et Janvier et leur surestimation durant les mois de Novembre, Février, Mars. Cela s'explique par le fait que notre méthode sous-estime les pluies intenses et surestime les pluies modérées.

A partir des estimations des précipitations mensuelles, nous constatons que les mois de Novembre, Février et Mars sont caractérisés par de grandes zones non précipitantes ou à faible précipitations. Par contre, les mois d'Octobre, Décembre et Janvier sont caractérisés par des zones dont la quantité de pluie mensuelles est supérieure à 125 mm. D'autre part, nous remarquons une dispersion notable des quantités de pluie mensuelle d'une région à une autre.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans cette étude, nous avons présenté une nouvelle méthode pour détecter et estimer les précipitations en utilisant une fusion de données issues de capteurs infrarouges et micro-ondes. Cette méthode est basée sur l'utilisation des réseaux de neurones. La fusion de données a permis d'éliminer les irrégularités de l'utilisation d'un seul type de capteurs en exploitant les données complémentaires obtenues à partir du deuxième capteur. En effet, cette étude montre qu'avec la méthode Scattering Index (SI) nous obtenons des résultats acceptables de délimitation des zones de pluie sur le nord de l'Algérie, mais entachés par la détection de plusieurs faux pixels précipitant. Ceci est dû au fait que la relation entre un grand index de diffusion et le taux de pluie n'est pas stable et l'apparition des précipitations peut être perturbée par de nombreux autres facteurs comme le relief et la présence de zones de montagnes. Nous trouvons donc des pixels à haute valeur de SI qui sont classés à tort comme des zones de pluie. En outre, certaines zones nuageuses précipitantes sont principalement formées par des processus d'élévation répandues le long des zones frontales et sont caractérisées par des températures au sommet relativement chaudes et une répartition spatiale plus homogène de la température du sommet des nuages, qui ne permet pas de discriminer significativement entre précipitation et les régions non précipitantes.

Par ailleurs, en raison de la disponibilité des données du satellite TRMM uniquement deux fois par jour sur le nord de l'Algérie, la première méthode développée est adaptée à l'estimation instantanée des précipitations. Ainsi, pour l'estimation des cumuls de pluie, nous avons modifiés les entrées du premier réseau de neurones. Ces derniers sont quatre paramètres calculés à partir des données SEVIRI et étalonnés lors de la phase d'apprentissage par les données TRMM/PR en coïncidences spatiotemporelle. Les résultats obtenus montrent que cette deuxième méthode est satisfaisante pour la région étudiée.

Afin d'améliorer ces estimations, l'ajout d'autres entrées au réseau de neurones peut être envisagée. Il serait intéressant d'introduire d'autres données issues des stations automatiques au sol (vitesse du vent) ou d'autres instruments tels que le lidar ou le photomètre.

ANNEXE A

DESCRIPTION DES NUAGES

De façon à uniformiser l'appellation des nuages, l'organisation météorologique mondiale a publié en 1956 un Atlas international dans lequel on retrouve une description et une nomenclature des nuages.

La première tentative de classification des nuages remonte au naturaliste Lamarck mais c'est la classification de Luke Howard qui connut un plus grand succès lorsqu'elle fut publiée en 1803. Plusieurs autres chercheurs comme Renou, Hildbrandsons, Abercromby, Suring, Bergero et Wherlé ont contribué à la mise au point de la classification actuellement utilisée par l'organisation météorologique mondiale.

L'appellation des nuages repose sur deux principes simples : l'altitude de leur base et leur forme. On partage d'abord les nuages en quatre groupes (tableau A.1). Les trois premiers sont définis selon un concept d'étage qui divise l'atmosphère en tranches identifiées selon la hauteur moyenne de la base des nuages. Le quatrième groupe tient compte des nuages à grande extension verticale qui peuvent se retrouver sur plus d'un étage à la fois.

Groupe	Altitude moyenne de la base du nuage (mètres)	Préfixe
Étage supérieur	6 000	Cirr_
Étage moyen	2 000	Alto_
Étage inférieur	Du sol à 2 000	Stra_
A développement vertical	500	Cum_

Table A.1 : Les groupes de nuages.

On définit trois formes de nuages : la forme *stratus*, c'est-à-dire, une forme de nappe ou de couche; la forme *cumulus*, cette à dire une forme arrondie nette qui ressemble à des choux-fleurs; finalement une forme *cirrus*, celle qui ressemble à des cheveux. La forme *stratus* est causée par le refroidissement d'une masse d'air stable, tandis que la forme *cumulus* est due à des mouvements verticaux turbulents, en air instable. On appose ici le suffixe *nimbo* ou *nimbus* aux nuages que donnent de la précipitation.

Finalement la combinaison des préfixes et des formes donne 10 genres de nuage, résumés dans le tableau A.2.

Groupe	Genre
Étage supérieur	Cirrus (Ci), cirrostratus (Cs), cirrocumulus (Cc)
Étage moyen	Altostratus (As), altocumulus (Ac)
Étage inférieur	Stratus (St), stratocumulus (Sc)
A développement vertical	Cumulus (Cu), cumulonimbus (Cb), nimbostratus (Ns)

Table A.2. Les 10 genres de nuages.

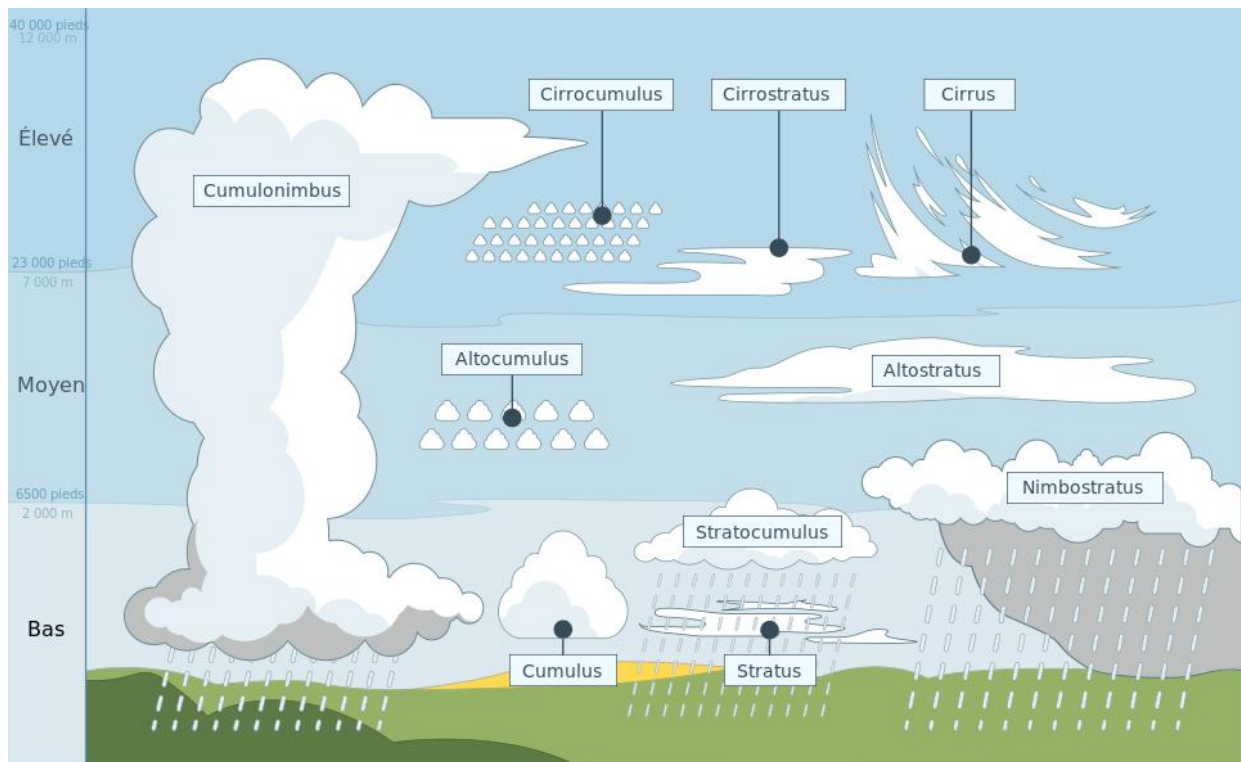


Fig. A.1. Les genres de nuages.

A.1. Cirrus (Ci)

Nuages séparés en forme de filaments blancs et délicats ou de bandes étroites. Ces nuages ont un aspect fibreux, un éclat soyeux ou les deux.

Les cirrus sont presque exclusivement constitués de cristaux de glace, en générale très petits. La faible dimension de ces cristaux et sa faible concentration explique la transparence de ces nuages. Des bancs de cirrus denses ou des cirrus en flocons peuvent néanmoins contenir de cristaux de glace dont la vitesse de chute est appréciable. Ces cristaux forment des traînées parfois de grande extension verticale. Les cristaux qui constituent les traînées peuvent fondre et prennent alors une teinte grisâtre. On peut, parfois, observer des arcs-en-ciel. Ces traînées s'inclinent au gré des vents, c'est pourquoi le cirrus en filaments n'apparaissent pas parallèles à la ligne de l'horizon.

L'observation de halos est possible mais on observe rarement des anneaux complets à cause de la faible largeur des cirrus.



Fig.A.2. nuages cirrus.

A.2. Cirrocumulus (Cc)

Banc, nappe ou couche mince de nuages blancs, sans ombre propre, composés de très petits éléments en forme de granules, rides, ..., soudés ou non, et distribués plus au moins régulièrement; la plupart des éléments on une largeur apparente inférieure à un degré.

Les cirrocumulus sont constitués presque exclusivement de cristaux de glace; des gouttelettes d'eau surfondues peuvent être présentes, mais en générale leur durée de vie est très courte. On observe parfois des couronnes ou des irisations dans ce type de nuage.



Fig.A.3. Nuages cirrocumulus.

A.3. Cirrostratus (Cs)

Voile nuageux transparent et blanchâtre, d'aspect fibreux (chevelu) ou lisse, couvrant entièrement ou partiellement le ciel, et donnant généralement lieu à des phénomènes de halo.

Le cirrostratus est constitué en générale par des cristaux de glace. La petitesse de ces cristaux, leur grande dispersion et la petite épaisseur des cirrostratus, expliquent la transparence de ce nuage, au travers duquel il est possible de voir nettement le contour du soleil. Dans les cirrostratus mince on observe le phénomène de halo, parfois le seule indice de la présence de cristaux de glace dans la haute atmosphère.



Fig. A.4. Nuages cirrostratus.

A.4. Altocumulus (Ac)

Banc, nappe ou couche de nuages blanc ou gris, ayant généralement des ombres propres, composées de lamelles, galets, rouleaux, etc., d'aspect parfois partiellement fibreux ou diffus, soudées ou non: la plupart des éléments disposés régulièrement ont généralement une largeur apparente comprise entre 1 et 5 degrés.

Les altocumulus sont presque invariablement constitués de gouttelettes d'eau. Ceci est mis en évidence par l'opacité de ses éléments macroscopiques et leurs contours nets. Néanmoins, lorsque la température est très basse, il peut avoir formation de cristaux. Les gouttes surfondues peuvent être présentes mais en générale elles font rapidement place aux cristaux. Le nuage liquide évapore complètement provoquant la glaciation du nuage. Le contour des éléments macroscopiques qui forment le nuage perdent alors leur netteté. L'apparition de cristaux de glace peut intervenir en diverse types d'altocumulus, mais ils sont plus fréquents dans les altocumulus castellanus et floccus.



Fig. A.5. Nuages altocumulus.

A.5. Altostratus (As)

Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou bleuâtre, d'aspect strié, fibreux ou uniforme, couvrant en tout ou en partie le ciel. Certaines parties sont assez minces pour être translucides au soleil. Ce type de nuage ne présente pas de phénomène de halo.

L'altostratus occupe des grandes extensions horizontales et son épaisseur est assez considérable pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres. Ce nuage est un nuage mixte, constitué par des gouttelettes d'eau et de cristaux de glace. Dans le cas le plus générale il est possible de distinguer trois étages dans ces nuages:

- a) la partie supérieure constituée en totalité ou en majeure partie de cristaux de glace.
- b) la partie médiane constituée par un mélange de cristaux de glace, flocons de neige et de gouttelettes d'eau surfondue ou non.
- c) une partie inférieure constituée en totalité par de gouttelettes ou gouttes d'eau surfondue ou non.

Dans certains cas ce nuage peut être divisé en seulement deux parties homogènes: i) la partie mixte (b) est absente, ou ii) la partie glacé (a) est absente. Dans des cas plus rare, ce nuage peut être complètement homogène, c'est-à-dire, ou complètement glacé (a), ou complètement liquide (c).

Ces nuages sont précipitant. La précipitation est continue et peut être sous forme liquide (pluie) ou solide (neige ou granules de glace).



Fig.A.6. Nuages altostratus.

A.6. Nimbostratus (Nb)

Couche nuageuse grise, souvent sombre, dont l'aspect est rendu flou par des chutes plus ou moins continues de pluie ou de neige qui, dans la plupart du temps atteignent le sol. L'épaisseur de cette couche est partout suffisante pour cacher complètement le soleil.

Le nimbostratus recouvre une vaste région horizontale et possède une grande extension verticale. Il est constitué par des gouttelettes de nuage, parfois surfondues, et de gouttes de pluie. Il peut être aussi constitué par des cristaux de glace et flocons de neige. Le nuage peut être également mixte. Ce type de nuage cache complètement le soleil. Il donne lieu à de la pluie, de la neige ou à de granules de glace. Ces précipitations n'atteignent pas nécessairement la surface.



Fig.A.7. Nuages nimbostratus

A.7. Strato-Cumulus (Sc)

Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtre, ou à la fois gris et blanchâtre, ayant presque toujours des parties sombres, composés de dalles, galets, rouleaux, etc.... d'aspect non fibreux, soudés ou non; la plupart des petites éléments disposés régulièrement ont une largeur apparente supérieure à cinq degrés.

Les strato-cumulus sont constitués de gouttelettes d'eau, accompagnées parfois de gouttes de pluie ou de neige roulée et, plus rarement, de flocons de neige. Par temps extrêmement froid il arrive que les strato-cumulus soient accompagnés d'abondantes virga de cristaux de glace, qui peuvent s'accompagner d'un halo. Si les strato-cumulus ne sont pas très épais il est possible parfois d'observer une couronne ou des irisations.



Fig.A.8. Nuages stratocumulus.

A.8. Stratus

Couche nuageuse généralement grise, à base assez uniforme, pouvant donner lieu à de la bruine, de la neige ou neige en grains. Parfois le stratus a la forme de bancs déchiquetés. Si la couche est assez mince, le soleil est visible et son contour bien défini. La plupart du temps le stratus est constitué de gouttelettes d'eau. Il est possible la formation de couronne au tour du soleil ou de la lune quand le stratus est très mince. À des très basses températures il sera formé plutôt de particules de glace et, s'il est mince, ce nuage peut donner lieu à des phénomènes de halo.

Lorsqu'il est dense ou épais, il peut se former de la bruine et parfois de la neige et de la neige en grains; il peut alors avoir un aspect sombre ou même menaçant. Un stratus ayant une

épaisseur optique faible prend une teinte grisâtre, plus au moins brumeuse, semblable à celle du brouillard.



Fig.A.9. Nuages stratus.

A.9. Cumulus (Cu)

Nuages séparés, généralement denses et à contour bien délimités, se développant verticalement en forme de choux-fleurs, de dômes ou de tours. Les parties de ces nuages éclairées par le soleil sont, le plus souvent, d'un blanc éclatant; leur base, relativement sombre, est sensiblement horizontale. Les cumulus sont parfois déchiquetés. Ces nuages sont essentiellement constitués de gouttelettes d'eau. Lorsque son développement vertical est important ils peuvent donner lieu à de la pluie. Dans la partie du nuage où les températures sont nettement inférieures à la 0 °C, il peut avoir de la formation de cristaux de glace. On assiste alors à un développement verticale du nuage, qui prend la forme d'un choux fleur. C'est le cumulus congestus. Les cristaux se développent aux dépens des gouttelettes d'eau qui évaporent: le nuage se transforme en cumulonimbus. Par temps très froid, le nuage peut glacer complètement et on observe alors des traînées diffuses de neige.



Fig.A.10. Nuages cumulus.

A.10. Cumulonimbus (Cb)

Nuage dense, à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énormes tours. Au moins une partie de sa région supérieure est généralement lisse, fibreuse ou striée, et presque toujours aplatie; cette partie s'étale souvent en forme d'enclume ou de vaste panache.

Au-dessous de la base du nuage, souvent très sombre, on peut observer des nuages bas déchiquetés, pouvant être soudés avec la base, et des précipitations, parfois en forme de virga.

Les cumulonimbus sont en majeure partie constitués de gouttelettes d'eau, mais, dans sa partie supérieure on observe la présence de cristaux de glace. Ils contiennent également de grosse gouttes de pluie, de flocons de neige, de la neige roulée, du grésil ou des grêlons. L'eau peut être fortement surfondue.

Le cumulonimbus est une vraie «fabrique de nuages». En effet, par étalement de sa région supérieure et par dissipation de ces régions adjacentes, ils peuvent donner naissance à de bancs, plus ou moins épais, de cirrus, d'altocumulus, d'altostratus, ou de strato-cumulus. L'étalement de la région supérieure d'un cumulonimbus conduit habituellement à la formation d'une enclume. Quand le vent croît fortement avec l'altitude, le sommet du nuage ne s'étale que dans la direction du vent, prenant ainsi la forme d'une demi enclume ou d'un vaste panache.

Les cumulo-nimbus sont rares dans les régions polaires; ils sont plus fréquentes dans les régions tempérées et tropicales. Les conditions de formation de cumulonimbus sont analogues à celles qui sont favorables au développement de cumulus congestus. La transformation d'un cumulus congestus en cumulonimbus se fait quand il se forme de cristaux de glace dans la

partie supérieure du nuage. Quand la distinction entre ces deux types de nuage est difficile, par convention, on classe le nuage dans la classe des cumulonimbus s'il est accompagné d'éclairs, tonnerre ou de grêle.



Fig.A.11. Nuages cumulonimbus.

ANNEXE B

REECHANTILLONNAGE DES IMAGES

Lors du recalage de deux images, on est souvent ramener à ré-échantillonner les images afin de calculer la nouvelle valeur du niveau de gris de chaque pixel, qui permet d'avoir le maillage orthogonal, à partir de sa valeur originale dans l'image non corrigée (voir Fig.B.1).

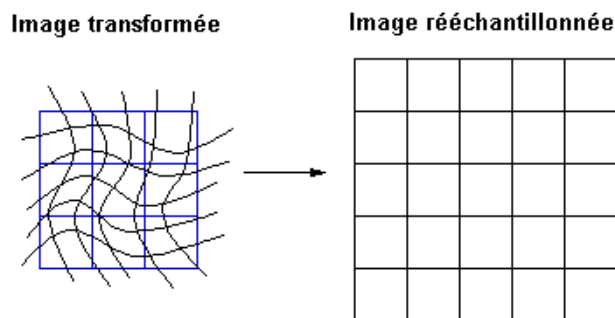


Fig.B.1. Objectif du ré-échantillonnage d'une image.

Le ré-échantillonnage provoque une perte d'information ou l'apparition de bruits parasites. Il existe trois principales méthodes de ré-échantillonnage qui sont : Le plus proche voisin, l'interpolation bilinéaire et la convolution cubique [Rombaut, 1999].

a. Plus proche voisin

La technique de ré-échantillonnage du plus proche voisin consiste à choisir comme valeur du niveau de gris du pixel de l'image ré-échantillonnée, la valeur du pixel le plus proche de l'image source en supposant que l'on superpose les deux images (Fig.B.2)

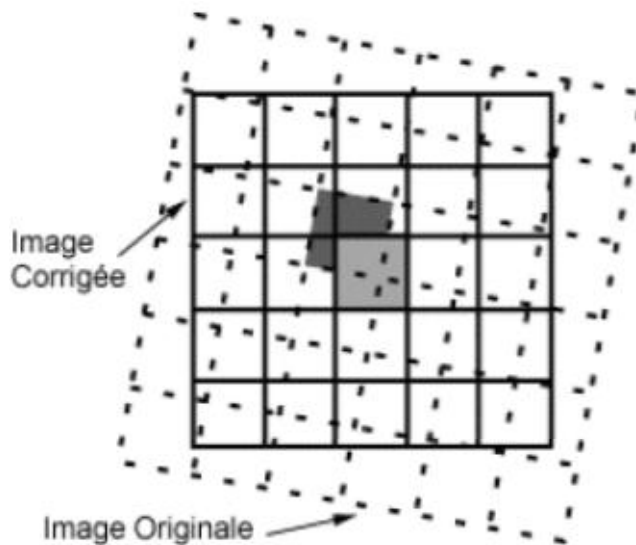


Fig.B.2. ré-échantillonnage par la méthode du plus proche voisin.

b. Interpolation bilinéaire

L'interpolation bilinéaire prend une moyenne pondérée par la distance des quatre pixels de l'image originale les plus près du nouveau pixel, comme le montre la figure (B.3). Le procédé de moyenne altère la valeur originale des pixels et crée une valeur complètement nouvelle sur l'image finale [Jegou et Bonmartin, 2004].

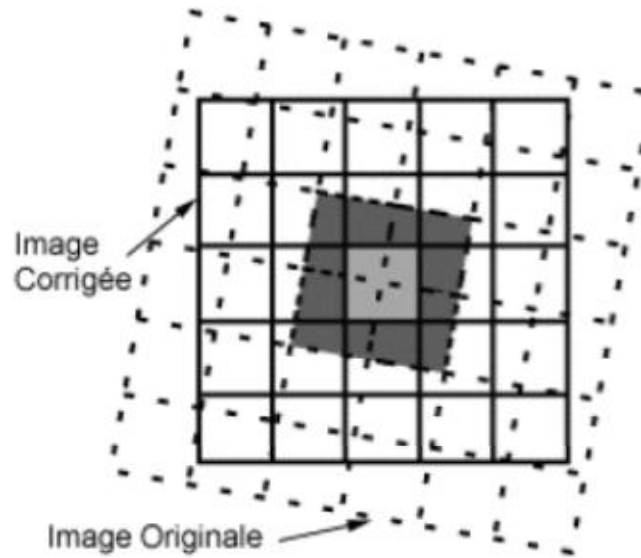


Fig.B.3. Ré-échantillonnage par interpolation bilinéaire.

Avec cette méthode, on trouvera la nouvelle valeur du niveau de gris $f(x', y')$ de chaque pixel comme suit [Malandin et *al.*, 1994] :

$$f(x', y') = f(x', y) + (y' - y)[f(x', y + 1) - f(x', y)] \quad (\text{B.1})$$

Avec :

$$f(x', y) = f(x, y) + (x' - x)[f(x + 1, y) - f(x, y)]$$

$$f(x', y + 1) = f(x, y + 1) + (x' - x)[f(x + 1, y + 1) - f(x, y + 1)] \quad (\text{B.2})$$

c. Interpolation par convolution cubique

Le processus de convolution cubique va encore plus loin et calcule la moyenne pondérée par la distance sur un bloc de seize pixels à partir de l'image originale entourant la localisation du nouveau pixel de sortie. Comme pour l'interpolation bilinéaire, cette méthode en résulte de nouvelles valeurs de pixels.

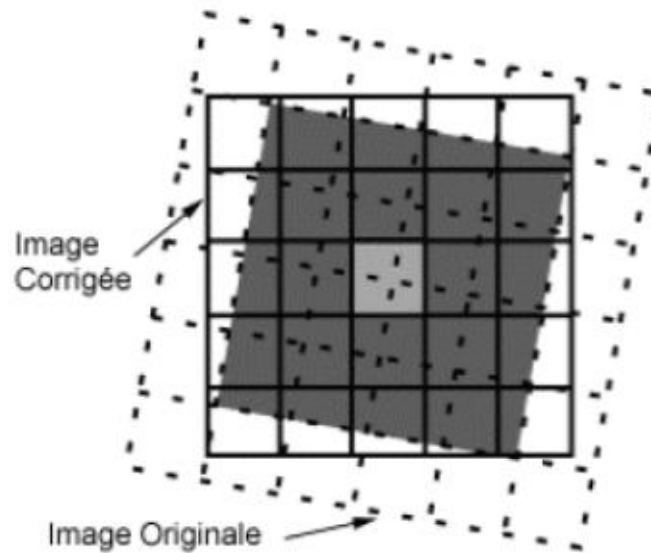


Fig.B.4. ré-échantillonnage par convolution cubique.

Ces deux dernières méthodes, donnent de meilleurs résultats, mais le ré-échantillonnage par interpolation bilinéaire reste le plus utilisé pour des considérations de temps de calcul.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Adler, R.F. and R.A. Mack, 1984: Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 280-296.

Adler, R.F. and A.J. Negri, 1988 : A Satellite Infrared Technique to Estimate Tropical Convective and Stratiform Rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 27,30-51.

Adler, R.F., Yeh, H.-Y.M., Prasad, N., Tao, W.K., and Simpson, J., 1991, Microwave simulations of a tropical rainfall system with a three-dimensional cloud model. *J. Appl. Meteor.*, 30, 924-953.

Adler, R.F., A.J. Negri, P.R. Keehn, and I.M. Hakkarinen, 1993: Estimation of Monthly Rainfall over Japan and Surrounding Waters from a Combination of LowOrbit Microwave and Geosynchronous IR Data. *J. Appl. Meteor.*, 32, 335-356.

Adler, R. F., G. J. Huffman and P. R. Keehn, 1994: Global tropical rain estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data. *Remote Sens. Rev.*, 11, p125-152.

Adler, R.F., Huffman, G.J., Chang, A., et al., 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J Hydrometeor* 4 (6): 1,147 -1,167

Alemseged, Z., Njau, J., Mbua, E., 2009. Second conference of the East African Association for Paleoanthropology and Paleontology: fifty years after the discovery of Zinjanthropus. *Evol Anthropol* 18:235–236.

Amorati, R., Alberoni, P. P., Levizzani, V., Nanni, S., 2000. IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over northern Italy. *Meteorol. Appl.* 7, 1–18.

Arkin P. A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 107 (10), p1382-1387.

- Arkin, P. A., 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.
- Azimi-Sadjadi M. R. and R. Liou, 1992. "Fast learning process of multilayer neural networks using recursive least squares method," *IEEE Trans. Signal Proc.*, vol. 40, pp. 446–450.
- Bitew, M. and Gebremichael, M., 2011. Evaluation of satellite rainfall products through hydrologic simulation in a fully distributed hydrologic model. *Water Resour. Res.*, 47.
- Bergès, J.-C., Chopin, F., Jobard, I., and Roca, R., 2010. Epsat-sg : A satellite method for precipitation estimation ; its concept and implementation for amma experiment. *Ann. Geophys.*, 28, 289–308.
- Berne, A., Delrieu, G., Creutin, J.-D., and Obled, C., 2004. Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *J. Hydrol.*, 299(3-4), 166–179.
- Bendix, J., 2000. "Precipitation dynamics in Ecuador and Northern Peru during the 1991/92 El Nino: a remote sensing perspective". *International Journal of Remote Sensing*, 21: 533-548.
- Boheren C. and B.A. Albrecht, 1998, *Atmospheric Thermodynamics*. Oxford, Oxford University Press.
- Bonn, F. et Rochon, G., 1992. Précis de télédétection. Volume 1 : Principes et méthodes. AUPELF-UREF. Coll. Presses Universitaires du Québec, Montréal.
- Carleton, A.M., 1991, *Satellite Remote Sensing in Climatology*. London, Belhaven Press.
- Chuntao, L., Zipser, E.J., Nesbitt, S. W., 2007: Global Distribution of Tropical Deep Convection: Different Perspectives from TRMM Infrared and Radar Data. *J. Climate*, **20**, 489–503.
- Colin, J.M, 2002 : *Le radar, théorie et pratique*, Edition Ellipses.
- Cybenko, G., 1989. Approximation by superposition of sigmoidal functions, *Mathematics of control, signals and systems*, 2, pp. 303-314, pp. 377-403.

Darricau, 2005 : Physique et théorie du radar, Edition Sodipe.

Ebert, E. and Manton, M., 1998. Performance of satellite rainfall estimation algorithms during toga coare. *J. Atmos. Sci.*, 55(9), 1537–1557.

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.

EUMETSAT, 2006. MSG CHANNELS Interpretation Guide: Weather, Surface conditions and Atmospheric constituents, <http://oiswww.eumetsat.org>.

Feidas, H., 2011. Study of a mesoscale convective complex over the eastern Mediterranean basin with Meteosat data. 2011 Eumetsat Meteorological Satellite Conference, Oslo, Norway, 5 - 9 September.

Feidas, H., Giannakos, A., 2011. Classifying convective and stratiform rain using multispectral infrared Meteosat Second Generation satellite data. *Theor. Appl. Climatol.* DOI 10.1007/s00704-011-0557-y.

Feidas, H., Kokolatos, G., Negri, A., Manyin, M., Chrysoulakis, N., Kamarianakis, Y., 2008. Validation of an infrared-based satellite algorithm to estimate accumulated rainfall over the Mediterranean basin, *Theor. Appl. Climatol.* (2008) DOI 10.1007/s00704-007-0360-y.

Ferraro, R.R., Smith, E.A., Berg, W., Huffman, G.J., 1998. A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms. *Journal of the Atmospheric Sciences* 55, 1583-600.

Ferreira, F., 2001 : Exploitation des données du radar de TRMM pour estimer la pluie depuis l'espace. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. 249 pp.

Fritz, S., Laszlo, I., 1993. Detection of water vapor in the stratosphere over very high clouds in the tropics. *J Geophys Res* 98 (D12), 22959–22967.

Giannakos, A., Feidas, H., 2009. Detection of rainy clouds based on their spectral and textural features on Meteosat multispectral infrared data.

- Grody, N.C., 1991. Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 96, 7423-35.
- Hornik, K., Stinchcombe, M & White, H., 1989. Multilayer feedward networks are universal approximators, *Neural Networks* 2, pp. 359-366.
- Houze R., 1988: Convective and stratiform precipitation in the tropics. *Tropical rainfall measurements, John S. Theon and Nobuyoshi Fugono (Eds.), pp 27-35.*
- Houze, R., 1994: *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego, 573 pp.
- Houze, R., 1997: "Stratiform precipitation in regions of convection: a meteorological paradox?" *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2179-2196.
- Iguchi, T., Kozu, T., Meneghini, R., Awaka, J., Okamoto, K., 2000. Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *J Appl Meteor* 39(12): 2,038 - 2,052
- Inoue, T., 1987. A cloud type classification with NOAA-7 splitwindow measurements. *J Geophys Res* 92, 3991–4000.
- Inoue, T., Wu, X., Bessho, K., 2001. Life cycle of convective activity in terms of cloud type observed by split window. 11th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Madison, WI, USA.
- Jobard I., Chopin F., Berges J. C. and Roca R , 2011: An intercomparison of 10-day satellite precipitation products during West African monsoon. *Int. J. Rem. Sens.* 32: 9, 2353-2376, DOI: 10.1080/01431161003698286.
- Kuligowski, R., 2003, Satellite Rainfall Est, Vegetation, Snow, Soil Moisture Flood Inundation Other Applications, Remote Sensing in Hydrology.
- Kummerow, C. D., 1998. Beamfilling errors in passive microwave rainfall retrievals. - *Journal of Applied Meteorology*, 37: 356–370.
- Kummerow, C. D. and Co-authors, 2000. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *J. Appl.Meteor.*, **39**, 1965–1982.

Lacaze B. and Bergès J.C. 2005: Contribution of Meteosat second generation (MSG) to drought early warning. Proceedings of the International Conference: Remote sensing and geoinformation processing in the assessment and monitoring of land degradation and desertification, pp 1-8.

Lallehem, S., 2002. Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines : Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du bassin de paris. *Thèse univ. Lille1*, 219p.

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 night-time data, *Appl Water Sci*, DOI 10.1007/s13201-013-0079-0.

Le Cun, 1986. Learning processes in an asymmetric threshold network. In F. Fogelman Soulié E. Bienenstock and G. Weisbuch, editors, *disordered systems and biological organization*, pages 233-240, Les Houches, France. Springer-Verlag.

Levizzani, V., 1999: Convective rain from a satellite perspective: Achievements and challenges. *SAF Training Workshop- Nowcasting and Very Short Range Forecasting*, Madrid, 9-11 Dec., EUMETSAT, EUM P 25, 75-84.

Levizzani, V., Amorati, R. and Meneguzzo F., 2002. A Review of Satellite-Based Rainfall Estimation Methods. European Commission Project MUSIC Report (EVK1-CT-2000-00058).

Lillesand, T.M., Kiefer, R.W. *Remote Sensing and Image Interpretation*. 2nd edition. John Wiley & Sons, 1987.

Lutz, H.J., Inoue, T., Schmetz, J., 2003. Notes and correspondence. Comparison of a split-window and a multi-spectral cloud classification for MODIS observations. *J Meteor Soc Japan* 81 (3), 623-631.

Meneghini, R., Jones, J.A., Iguchi, T., Okamoto, K., Kwiatkowski, J., 2004. A Hybrid Surface Reference Technique and Its Application to the TRMM Precipitation Radar. *J Atmos & Ocean Tech* 21: 1,645-1,658.

Mohammad Saber Iraj, Azam Tosinia, "Skin Color Segmentation in YCBCR Color Space with Adaptive Fuzzy Neural Network (Anfis)", *IJIGSP*, vol.4, no.4, pp.35-41, 2012.

Mugnai, A., Smith, E.A., and Tripoli, G.J., 1993. Foundations for statistical physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements. Part- II: Emission-source and generalized weighting function properties of a time dependent cloud radiation model. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 17-39.

Najjar, Y and Ali, H., 1998a. On the Use of BPNN in Liquefaction Potential Assessment Tasks. *Artificial Intelligence and Mathematical Methods in Pavement and Geomechanical Systems*, Attoh- Okine (Editor): pp. 55-63.

Najjar, Y. and Ali, H., 1998b. CPT-Based Liquefaction Potential Assessment : A Neuronet Approach. *ASCE Geotechnical Special Publication No.75*, Dakoulas, P. et. Al. (Editors), (1) : pp. 542-553.

Najjar, Y. and Zhang, X., 2000. Characterizing the 3D Stress-Strain Behavior of sandy Soils: A Neuro-Mechanistic Approach. *ASCE Geotechnical Special Publication No. 96*, Filz, G. and Griffiths, D. (Editors) : pp. 43-57.

Neale, C.M.U., McFarland, M.J., Chang, K., 1998. Land-surface-type classification using microwave brightness temperatures from the special sensor microwave imager. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 28, 829-38.

Ouallouche F, Ameer S., 2014: Rainfall detection over northern Algeria by combining MSG and TRMM data, *Applied Water Science*, DOI 10.1007/s13201-014-0204-8.

Ouallouche F., Lazri M., Ameer S., Brucker J.M., Sehad M., 2014: Infrared and Microwave Image Fusion for Rainfall Detection over Northern Algeria", *IJIGSP*, vol.6, no.6, pp.11-18.

Porcù, F., M. Borga, and F. Prodi, 1999: Rainfall estimation by combining radar and infrared satellite data for nowcasting purposes. *Meteor. Appl.*, **6**, 289-300.

Porcù F., Prodi F., Dietrich S., Mugnai A. and Bechini R., 2000: Multisensor estimation of severe rainfall events, *Proc. of the 2000 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference*. EUM P 29, Eumetsat, Darmstadt, 371-378.

Priestley K. J., B. R. Barkstrom, R. B. Lee III, R. N. Green; S. Thomas, R. S. Wilson, P. L. Spence, J. Paden, D. K. Pandey and A. Al-Hajjah, 2000: Postlaunch radiometric validation of the Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) proto-flight model on the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) spacecraft through 1999. *J. Appl. Meteorol.*, 39, p2249-2258.

Protat A., J. Pelon, N. Grand, P. Delville, P. Laborie, J-P. Vinson, D. Bouniol, D. Bruneau, H. Chepfer, J. Delanoë, M. Haeffelin, V. Noël and C. Tinel, 2004: Le projet RALI: Combinaison d'un radar nuage et d'un lidar pour l'étude des nuages faiblement précipitant, *La Météorologie*, 47.

Protat A., J. Delanoë, A. Plana-Fattori, P.T. May, and E. O'Connor, 2010: The statistical properties of tropical ice clouds generated by the West-African and Australian monsoons from ground-based radar-lidar observations. AMMA special issue, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136 (S1), p.345-363, DOI 10.1002/qj.490

Ramage, K., 2002 : Contribution à l'estimation des précipitations et à la caractérisation des nuages en Afrique de l'Ouest `a partir des observations des satellites Météosat et TRMM. Thèse, Université Paris VII.

Ramanathan V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad et D. Hartmann, 1989 : Cloud-radiative forcing and climate: results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243, 57-63.

Rickenbach T., R. Nieto Ferreira, N. Guy, and E. Williams, 2009: Radar-observed squall line propagation and the diurnal cycle of convection in Niamey, Niger, during the 2006 African Monsoon and Multidisciplinary Analyses Intensive Observing Period, *J. Geophys. Res.*, 114, D03107, doi:10.1029/2008JD010871.

Rosenblatt, Frank. 1958. The perceptron: A probabilistic model for information storage and organization in the brain. *Psychological Review* 6: 386–408.

Rumelhart, D.E., Hinton, G.E. and Williams, R.J., 1986. Learning internal representations by back-propagation error. *Nature*, 323 : pp. 533-536.

Sauvageot H., 1992 : *Radar météorologique*. Artech House, Boston, 361 pp.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Santosh Kumar Nanda, Debi Prasad Tripathy, Simanta Kumar Nayak, Subhasis Mohapatra, "Prediction of Rainfall in India using Artificial Neural Network (ANN) Models", *IJISA*, vol.5, no.12, pp.1-22, 2013. DOI: 10.5815/ijisa.2013.12.01.

Saw, B. L., 2005. Infrared and passive microwave satellite rainfall estimate over tropics. Faculty of graduate school.

Schmetz, J., Tjemkes, S. A., Gube, M., Van de berg, L., 1997. Monitoring deep convection and convective overshooting with Meteosat. *Adv. Space Res.* 19, 433-441.

Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, V., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., Ratier, A., 2002. An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83: 977–992.

Skapura, D. M., 1996. *Building Neural Networks*. ACM Press, 282 pp.

Skolnik M.L, 2001: *Introduction to radar systems*, 3rd Edition, McGraw-Hill Book Company.

Smith, E.A., Hollis, T.D., 2003. Performance Evaluation of Level-2 TRMM Rain Profile Algorithms by Intercomparison and Hypothesis Testing. *Meteorological Monographs* 29: 207.

Soden, B. J., Bretherton, F. P., 1996. Interpretation of TOVS water vapour radiances in terms of layer-average relative humidities: Method and climatology for the upper, middle, and lower troposphere. - *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101: 9333–9343.

Spencer, R.W., Goodman, H.M., and Hood, R.E., 1989. Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I : Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 254-273.

Strabala, K.I., Ackerman, S.A., Menzel, W.P., 1994. Cloud properties inferred from 8–12- μm data. *J Appl Meteorol* 33, 212–229.

Strangeways, I., 2007. *Precipitation: theory, measurement and distribution.*. Cambridge University Press. ISBN-13978-0-521-85117-6, 290 pp.

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

Todd, M. C., C. Kidd, D. Kniverton and T. J. Bellerby (2001), A combined satellite infrared and passive microwave technique for estimation of small-scale rainfall. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 742-755.

Turk, F. J., Rohaly, G., Hawkins, J., Smith, E. A., Grose, A., Marzano, F.S., Mugnai, A., and Levizzani, V., 2000. Analysis and assimilation of rainfall from blended SSM/I, TRMM and geostationary satellite data. 10th AMS Conf. Sat. Meteor. and Ocean., 9-14 January, Long Beach, CA., 66-69.

Vicente G. A. 1996: Algorithm for rainfall rate estimation using a combination of GOES-8 11.0 and 3.9 micron measurements. *Prepr. 8th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography, AMS*, 274-278.

Wang J, Wolff D, 2009 : Comparisons of reflectivities from the TRMM precipitation radar and ground-based radars. *J Atmos Oceanic Technol* 26(5):857–875.

Wielicki B. A., B. R. Barkstrom, E. F. Harrison, R. B. Lee III, G. L. Smith and J. E. Cooper, 1996: Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, p853-868.

Yang, T., 2005 : Télédétection multi-satellite des propriétés des systèmes convectifs de l'océan indien ; observation pendant la mousson d'hiver. Thèse Doctorat Ecole polytechnique Palaiseau, France. 243 pp.

Yates, E., 2006 : Convection en région Cévennes - Vivarais : Etude de données pluviométriques, simulations numériques et validation multi-échelles. Université Joseph Fourier - Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, 242 pp.