Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la A Recherche Scientifique

UNIVERSITE MOULOUD MAMMERI DE TIZI-OUZOU



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

Mémoire De Fin D'étude de Master Académique Spécialité : Electronique Filière : Télécommunication et réseau

THEME

Estimation de la partie convective des précipitations par une méthode basée sur les phases de développement dans les nuages convectif

Promoteur :

Mr. LAZRI Mourad

Présenté par :

Mlle. ITCHIR Fatma

Année universitaire 2013/2014

REMERERCIMENT

Je tiens à remercier en premier lieu mon promoteur Mr LAZRI qui a accepté de m'encadrer et qui ma soutenue tout le long de la préparation de mon mémoire de fin d'étude. Ses conseils et son soutien m'ont été de grande aide pour avancer et arriver à réaliser mon travail.

A tous ceux qui m'ont aidés et encouragés de prêt ou de loin dans la réalisation de ce projet.

Et aussi un grand merci à mes professeurs qui m'ont enseignés durant tout mon cursus universitaire. Qui me permettrons à aller de l'avant pour un meilleur avenir professionnel qui soit.

Mes respects aux membres de jury, qui me feront l'honneur d'accepter et de juger ce modeste travail, et d'apporter leurs réflexions et leurs critiques scientifiques.

DEDICACES

Je dédie ce modeste travail :

A mes très chers parents qui ont toujours été à mes côtés pour me soutenir et m'aider à faire les meilleurs choix dans ma vie.

A mes chers frères et sœurs, et à mes deux nièces et mon nouveau.

A mes grands-parents et tous mes oncles & tantes et leurs enfants.

A tous mes amis, et à toute ma grande famille.

Résumé :

Notre travail port sur l'estimation de la partie convective des précipitations par une méthode basée sur les phases de développement dans les nuages convectif, L'analyse des précipitations à partir du satellite MSG est réalisé dans le nord de l'Algérie Durant la période allant d'Avril 2006 à Octobre 2006. Ce travail présente une méthode d'estimation des précipitations (CCPD) (Cold Cloud Phase Duration) basée sur la durée des différentes phases de développement (phase de croissance et décroissance) des nuages convectifs dans le but d'améliorer la méthode CCD (Cold Cloud Duration). La phase de développement d'un nuage convectif (croissance-décroissance) est estimée en utilisant les changements dynamiques du nuage. Le CCPD analyses l'évaluation de trios paramètres; à savoir la moyenne du sommet de la température de nuage T, l'extension verticale H du nuage et le CWP pour identifier les différentes phases du cycle de vie des nuages convectifs. Puis, des taux de pluie sont attribués à chaque phase de développement par comparaison aux données pluviographes. L'évaluation de la méthode développée CCPD est effectuée en comparant les résultats d'estimation aux mesures pluviométriques enregistrées durant Avril 2010 à Octobre 2010. Les résultats indiquent que la méthode CCPD est meilleure par rapport à la méthode CCD.

Les mots clés :

Précipitations, nuages, satellites MSG, pluviomètres.

SOMMAIRE

	RODUCTION1
--	------------

CHAPITRE 1: SYSTEMES CONVECTIFS EN REGION MEDITERRANEENNE

1.1. Préambule
1.2. Formation et développement des systèmes précipitant5
1.2.1. Conditions nécessaires au déclenchement de la convection5
1.2.2. Situations favorables à la convection et systèmes aux différentes échelles6
1.2.3. Développement des précipitations7
1.2.3.1. Les effets de givrage et de congélation7
1.2.3. 2. Schémas microphysiques7
1.3. Les précipitations convectives9
1. 3.1. La cellule convective ordinaire ou isolée
1.4. Le système convectif de méso-échelle11
1.4.1 Cycle de vie d'un MCS11
1.5. Organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques13
1.5.1. L'échelle planétaire14
1.5.2. L'échelle synoptique14
1.5.3. La Méso échelle14
1.5.4. L'échelle Aérologique14
1.5.5. La micro échelle15
1.6. Précipitations orographiques15
1.6.1. Ces systèmes peuvent être classés en deux familles selon leur origine15
1.6.2. Dynamique des systèmes convectifs15
1.6.2.1. L'orage de masse d'air16
1.6.2.2. Les orages multicellulaires16
1.6.2.3. Orage super-cellule17
1.7. Propriétés radiatives des précipitations et des nuages17
1.8. Discussion

CHAPITRE 2 : LES SATELLITES METEOROLOGIQUES ET LES PLUVIOMETRES

2.1. Préambule
2.2. Mesures directes des précipitations21
2.2.1. Mesure globale par le pluviomètre21
2.2.1.1 Le pluviomètre à lecture directe21
2.2.1.2. Pluviomètre enregistreur22
2.2.1.3. Le pluviomètre à augets basculants22
2.2.2. Le pluviographe25
2.3. Mesures indirectes des précipitations
2.3.1. Satellites météorologiques26
2.3.1.1. Les satellites géostationnaires27
2.3.1.2. Les satellites défilements29
2.3.2. METEOSAT
2.3.2.1 Caractéristiques de vol30
2.3.2.2 METEOSAT première génération
2.3.2.3 METEOSAT Seconde Génération32
2.4. Géométrie de l'acquisition des images34
2.5. Discussion

CHAPITRE 3 : METHODES D'ESTIMATION DES PRECIPITATIONS CONVECTIVES

3.1. Préambule	
3.2. Méthodes d'estimation par satellite	38
3.2.1. Les méthodes indirectes	38
3.2.1.1. Indices nuageux	
3.2.1.2. Cycle de vie des nuages	40
3.2.1.3 Méthodes statistiques	41
3.2.2. Conclusions sur les méthodes indirectes	42
3.2.3. Les Méthodes Directes	43
3.2.3.1. La méthode Microondes	43

3.2.3.2 Conclusions sur les méthodes directes (MO)	44
3.3. Les Méthodes Combinées IR/MO	45
3.3.1. Conclusions sur les méthodes combinées	46
3.4. Conclusions sur les méthodes combinées	46
3.5 Discussion	47

CHAPITRE 4 : IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

4.1. Préambule	50
4.2. Présentation du site d'étude et des données utilisées	51
4.2.1. Région d'étude	51
4.2.2. Données utilisées	52
4.2.2.1 Données de MSG/SEVIRI	52
4.2.2.2. Données de mesure de pluie	53
4.3. Méthodologie	53
4.3.1. Identification des précipitations dans les nuages convectifs	63
4.4. Résultats d'évaluation et de validation	64

•

INTRODUCTION

Dans la région méditerranéenne, des quantités importantes de pluie sont enregistrées durant les périodes chaudes de l'année. La principale source de ces précipitations est les systèmes convectifs. Des orages méditerranéens sont souvent caractérisés par de forte précipitation qui affectent fortement les régions côtières et continentales.

De tels événements sont généralement attribués à la complexité géographique du bassin méditerranéen, particulièrement à l'échelle locale où l'orographie joue un rôle important dans la déstabilisation des systèmes des vents froid qui vient de la mer atteignant les régions côtière (Lionello et autres, 2006).

En Algérie, le potentiel des ressources d'eau renouvelables est localisé principalement dans le nord qui inclut les bassins méditerranéen et les bassins fermés des montagnes (Mehta et Yang, 2008). Ces ressources en eau deviennent de plus en plus rares alors que leurs utilisations sont diversifiées et accroissant. La mobilisation de l'eau et sa gestion sont essentielles pour le pays. La connaissance des champs de pluie en temps et en espace est un paramètre important dans la gestion des ressources en eau. Cependant, en raison du manque de données conventionnelles sur la précipitation, il est apparu intéressant d'employer des images satellites et en particulier ceux de Meteosat pour suivre les précipitations. Ces dernières années, des efforts ont été entrepris pour obtenir de grandes quantités d'information sur les précipitations à partir des données de MSG (Meteosat Second Generation) (Levizzani et autres 2001).

Comparé à la première génération du Meteosat, le SEVIRI au bord de MSG fournit des informations plus condensées et sa fréquence d'observation change de 30 minutes à 15 minutes. La capacité multi spectrale passe de 3 canaux à 12 canaux. La résolution spatiale change de 2.5 à 1 kilomètre au point nadir pour le canal visible à large bande et de 5 à 3 kilomètres pour tous les autres canaux. Cependant, il ne permet pas la mesure directe de la pluie, par conséquent des traitements sont nécessaires pour des estimations plus ou moins réaliste des précipitations.

Des techniques recherchant la relation entre l'infrarouge thermiques et l'intensité de précipitation ont été largement utilisés (Mishra et al , 2011; Levizzani et al , 2002; Adler et

Negri, 1988; Tarruella et Jorge, 2003; Lazri et al 2012) ou cold cloud duration (CCD) (Diop et Grimes, 2003; Huffman et al 2001; Arkin, 1979; Levizzani et al , 2010). Elles sont basées sur l'hypothèse que ces nuages très froids dans l'infrarouge produisent plus de précipitation. La technique CCD tente de lier la durée de la vie du nuage convectif aux précipitations enregistrées par des pluviomètres pour établir une relation linéaire. Un seuil de température dans l'infrarouge est utilisé pour identifier les nuages convectifs précipitants et un taux de pluie est attribué aux pixels dont la température est plus froide que le seuil choisi.

Néanmoins, l'intensité de précipitation est liée à la phase de développement d'un nuage convectif. Par conséquent, deux nuages présentant le même aspect dans l'infrarouge peuvent produire différentes quantités de pluie selon la situation de la phase « croissance » ou « décroissance » (Rao et autres, 1990). Ainsi, la limitation de la méthode CCD est qu'elle ne tient pas compte des phases du cycle de vie du nuage convectif. En effet, les taux de précipitation les plus élevés sont enregistrer en phase de croissance, l'intégration de cette information devrait améliorer l'estimation de précipitation. L'estimation des précipitations sera plus fiable si la phase d'un nuage est connue (Stout et autres 1979).

Notre contribution est de déterminer la phase (changement de phase) des nuages convectifs afin d'améliorer l'estimation des précipitations. La phase des nuages est un paramètre important puisque l'intensité de la précipitation dépend de l'activité d'un nuage. Pour cette raison, nous utilisons une méthode CCD améliorée; appelée CCPD (Cold Cloud Phase Duration) qui est semblable à la CCD originale, mais en plus basée sur la durée des phases des nuages convectifs.

Le mémoire est organisé en quatre chapitres et une conclusion

Dans le premier chapitre, nous présentons les caractéristiques des précipitations convectives dans la région méditerranéenne.

Dans le second chapitre, nous décrivons les différents instruments de mesures de précipitations.

Un état d'art des méthodes d'estimation des précipitations fait l'objet du troisième chapitre.

La méthodologie d'estimation des précipitations est décrite dans le chapitre quatre Nous donnons à la fin des chapitres une conclusion.

CHAPITRE 1

SYSTEMES CONVECTIFS EN REGION MEDITERANNEENNE

1.1. Préambule

Le bassin méditerranéen s'étend sur environ 3 800 km d'est en ouest, de la pointe du Portugal jusqu'aux côtes libanaises, et sur 1 000 km du nord au sud, de l'Italie jusqu'au Maroc et à la Libye (voir fig.1). Le climat de la région se caractérise par des étés secs et chauds et des hivers humides et froids, mais durant certaines périodes de l'année, le climat peut aussi se montrer variables, marqué par des averses torrentielles soudaines ou des périodes de grands vents (tels que le sirocco et le mistral). En fait, ces traits généraux cachent une grande disparité marquée par des grandes variations dans l'espace et des contrastes saisonniers extrêmement prononcés. Ce qui est dû au fait que les régions méditerranéennes sont parcourues en hiver par les cyclones du front polaire et attribuées en été par les hautes pressions subtropicales (J. Demangeot, 1986). Les cyclones du front polaire apportent froid et humidité alors que les pressions subtropicales font remonter de l'aire chaud et sec. II en résulte que le climat méditerranéen, ou plutôt les climats méditerranéens, sont des climats instables du fait des effets marquants et contrastés de ces deux types de masse d'air ; la mer Méditerranée n'exerce en définitive qu'un rôle régulateur assez limité. Cette variabilité et cette instabilité se manifestent aussi bien au niveau des températures et de la pluviométrie qu'au niveau des vents.

Cette région est caractérisée par une occurrence importante des précipitations convectives sont liées à l'instabilité atmosphérique des systèmes de méso échelle.

Dans ce chapitre, nous nous intéresserons plus particulièrement aux systèmes de précipitations de type convectif.



Fig.1. Carte du bassin méditerranéen

1.2. Formation et développement des systèmes précipitant :

Les processus de formation des précipitations et leur évolution ont été présentés à l'échelle de goutte et de la particule. Nous nous plaçons maintenant à une plus grande échelle en nous intéressons à la formation des systèmes précipitants.

1.2.1. Conditions nécessaires au déclenchement de la convection :

Les ingrédients nécessaires pour la condensation sont le refroidissement isobare, une détente adiabatique, une augmentation de la quantité de vapeur d'eau ou une combinaison de ces trois phénomènes. Ces conditions sont généralement provoquées par la conversion, qu'elle soit de grande ou petite échelle. Calas(1979) propose une description détaillée des système convectifs et une classification sur notre continent (Schiesser et all,199 5).il aborde également le problème du déclenchement des systèmes convectifs et les facteurs de leur organisation selon lui, trois ingrédients sont nécessaires pour la déclencher : l'instabilité, la présence d'humidité dans les basses couches de l'atmosphère et l'existence d'un mécanisme soient

nécessaires, il est difficile de quantifier quelles valeurs de la combinaison de ces facteurs sont suffisantes pour déclencher la convection. Ces facteurs sont fortement liés à ceux de la condensation, l'instabilité facilite l'ascendance ; l'air peut être alors amené à se détendre de façon adiabatique, les mécanismes de soulèvement et la présence d'humidité dans les basses couches tentent à augmenter de façon significative la quantité de vapeur d'eau.

1.2.2. Situations favorables à la convection et systèmes aux différentes échelles

A très grande échelle, la comparaison entre des masses d'air de différentes natures engendre le soulèvement de l'une des deux masses d'air et la formation d'une perturbation. Il s'agit des systèmes dépressionnaires classiques composés généralement par une première zone d'air chaud marquée par une couche nuageuse étendue et faiblement pluvieuse suivie d'une zone froide caractérisée par la formation de nuages cumuliformes donnant des averses localisées. Le soulèvement complet de la masse d'air chaud par la masse d'air froid entraîne des précipitations modérées mais pas systématiquement localisées.

La convection à moyenne échelle est souvent favorisée par une combinaison de phénomènes propres à l'échelle synoptique et à la méso-échelle (doswell, 1987). A titre d'exemple, ducrocq et al (1998) distinguent trois situations synoptiques favorables :

- Une situation frontale ou préfrontale lors de laquelle une des deux masses d'air en confrontation se retrouve soulevée en altitude ;
- Une situation convective liée à l'évolution journalière et /ou la préexistence de systèmes plus ou moins lointains.

Ces situation peuvent engendrer des systèmes de grande extension verticale et s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres sur l'horizontale. On peut observer dans ces systèmes à la fois des régions où les précipitations sont intenses et localisées et d'autres où les précipitations sont faibles et étendues.

Les conditions propices à la convection aux plus petites échelles peuvent donner lieu à des orages plus localisés, monocellulaires ou multicellulaires et entraîner des précipitations fortes et extrêmement localisées.

Les systèmes précipitants ont ainsi des caractéristiques très variées. L'intensité et la variabilité de leur précipitation dépendent de l'échelle à laquelle ils sont initiés, des conditions météorologiques et du terrain sur lequel ils se développent.

1.2.3. Développement des précipitations

Une fois les gouttelettes et particules fournées, leur taille encore microscopique peut augmenter selon deux processus : soit par effet Bergeron, soit par collision et assemblage. L'effet BERGERON (Cotton et Anthes, 1989) représente la croissance des particules de glace au dépend des gouttelettes d'eau liquide par transfert de vapeur, L'accroissement par collision et assemblage (Pruppacher et Klett, 1978) s'explique par la différence de vitesse de chute des particules. Elle regroupe différents processus responsables de formation des précipitations. Tout d'abord, auto-conversion se définit par la collision de deux particules nuageuses donnant à une particule précipitante. L'accrétion est ensuite le phénomène par lequel une particule précipitante capture et entraine dans sa chute une particule nuageuse. Pour les flocons de neige, le terme agrégation est plutôt employé, Enfin, les particules trop grosses pour rester stables éclatent. Le nom anglais « break-up » est souvent utilisées pour définir ce phénomène d'éclatement .Lors de la chute, les conditions de pression et de température changent et peuvent être favorables à l'évaporation des gouttes d'eau.

1.2.3.1. Les effets de givrage et de congélation

La présence d'eau surfondue dans les nuages de glace donne lieu à des phénomènes producteurs de grésil (par givrage) ou de grêle (par congélation).Le givrage est le phénomène par lequel des gouttelettes d'eau surfondues gèlent au contact des particules en phase glace tandis que le phénomène de congélation traduit le fait que l'eau surfondue gèle autour d'une gouttelette d'eau liquide.

1.2.3. 2. Schémas microphysiques

L'ensemble des processus de formation et de développement des hydrométéores sont décrits par des schémas microphysiques plus ou moins simplifies.

L'approche la plus complète mais aussi la plus lourde à mettre en œuvre est l'approche spectrale. Appelée aussi « approche détaillées », elle décrit les processus d'auto convection,

d'accrétion, d'auto collection (collision entre petites et grosses gouttes). D'évaporation et de sublimation sur la population des particules réparties par classe de taille .Elle ne fait donc aucune hypothèse sur la distribution granulométrique des gouttes et des gouttelettes.

L'approche détaillée prédit le nombre de gouttes et le rapport de mélange pour chaque classe.

Parmi les schémas microphysiques simplifies, les plus couramment utilisés sont ceux de Kessler et Berry-Reinhardt. Le schéma empirique de Kessler (1969) suppose que la distribution granulométrique des gouttes et des gouttelettes est de type exponentiel selon la formulation de Marshall-Palmer (1948). L'eau liquide est considérée dans ce cas sous deux formes : précipitante ou nuageuse. Ce schéma prédit uniquement les rapports de mélange en décrivant les processus d'auto conversion, d'accrétion, d'évaporation et de sublimation. Le schéma de Kessler est bien adapté aux pluies modérées et moins aux pluies faibles qu'il a tendance à surestimer. Pour les pluies plus faibles, le schéma théorique de Berry-Reinhard (1974) lui est préféré. Ce dernier considère que la distribution granulométrique suit une loi log-normale et prédit en plus des rapports de mélange, le nombre des gouttes. Il prend en compte le processus d'auto-collection.

Dans ces modèles, la phase glace n'est pas prise en compte .le schéma de Koenig et Murry(1976) est une extension du schéma de kessler dans lequel deux types de glace s'ajoutent à l'eau nuageuse et précipitante. Le premier type de glace comprend à la glace formée par givrage .le développement des deux catégories est décrit par la para métrisation de la diffusion, sublimation, accrétion et fusion.



Fig.2. Schéma des principaux processus de microphysique des nuages

1.3. Les précipitations convectives :

D'un point de vue macroscopique, la nature des mouvements d'air verticaux permet de distinguer fondamentalement deux types de précipitations : celles qualifiées de stratiformes et celles dites convectives.

Dans une situation convective, les forts mouvements ascendants provoquent une rapide condensation de la vapeur d'eau et génèrent de forts contenus en eau liquide nuageuse. Comme le souligna Houghton (1968), les processus microphysiques dominants sont la coalescence et le givrage. Ils conduisent à un développement très efficace des précipitations (liquides et solides) car ils sont favorisés par les fortes ascendances qui augmentent la durée de résidence des hydrométéores dans le système. Lorsque des particules deviennent suffisamment lourdes, elles tombent au sol sous forme de pluies très fortes, de gaupe le voire de grêle. Les cumulonimbus sont des exemples courants de précipitations convectives intenses : les ascendances sont en moyenne comprises entre 1 et 5 m s⁻¹.

1. 3.1. La cellule convective ordinaire ou isolée

Dans des conditions d'instabilité convective conditionnelle, une ascendance peut se créer par soulèvement d'une masse d'air instable. Au cours de l'élévation, la vapeur d'eau se

transforme en partie pour devenir de l'eau nuageuse liquide et/ou des cristaux de glace, formant un cumulus. Si l'alimentation se maintient et si les ascendances restent suffisamment fortes, le cumulus peut se développer pour former un cumulonimbus, avec une enclume composée de cristaux de glace. D'autres processus microphysiques se mettent en place au cours de cette ascension, permettant aux différentes particules d'interagir entre elles. Ainsi, les particules en suspension s'alourdissent et grossissent, par agrégation par exemple. La cellule convective est alors dans sa phase de formation qui dure moins de 20 minutes (Fig.3).



FIG.3. Modèle conceptuel du cycle de vie d'une cellule convective ordinaire. Source : Malardel (2005) d'après COMET (1996).

Une fois plus lourds que leur environnement, les hydrométéores deviennent précipitants, créant ainsi des subsidences par flottabilité négative. L'association de ces courants ascendants, qui alimentent la cellule, et subsides, qui font chuter les hydrométéores, forment alors la phase mature de la cellule convective isolée. Si les basses couches ne sont pas saturées, les précipitations peuvent s'évaporer, ce qui aura pour effet d'intensifier les subsidences. Ces subsidences en s'étalant au sol créent un courant de densité. Il arrive par ailleurs que le bord d'attaque de tels courants de densité connaisse des fronts de rafales. Cette phase dite « mature » dure une vingtaine de minutes. Si aucun cisaillement vertical du vent horizontal n'influence l'environnement de la cellule en air instable. Dans un tel cas, la cellule se désagrège et seules quelques faibles précipitations stratiformes perdurent. La cellule entre dans sa phase de dissipation. En tout, la durée d'un cycle de vie d'une cellule isolée est de l'ordre de l'heure.

1.4. Le système convectif de méso-échelle

Un système convectif de méso-échelle, ou MCS, est un système multicellulaire de grande taille. Le MCS s'étend sur des centaines de kilomètres. Houze (1993) propose la définition suivante d'un MCS : "Un MCS est un système nuageux constitué d'un ensemble de cellules convectives dont la zone continue de précipitations atteint au moins 100 km dans une direction". Les précipitations produites par les MCSs sont à la fois convectives (fortes mais peu étendues) et stratiformes (faibles mais affectant de grandes surfaces). Ils sont présents à différentes latitudes et avec des structures différentes, allant de la ligne de grains à l'amas convectif quasi-circulaire.



Fig.4. Représentation d'un MCS en phase mature [Houze et al.1988].

1.4.1 Cycle de vie d'un MCS

Le cycle de vie de tels systèmes peut être décomposé en quatre phases :

La phase d'initiation : durant laquelle les cumulonimbus commencent à se former par convection, alimentés par l'humidité des basses couches. A ce stade, des orages peuvent apparaître et se dissiper « normalement », mais si certaines conditions thermodynamiques sont présentes, notamment une importante énergie potentielle convective (CAPE, Convective Available Potential Energy) et d'importants cisaillements verticaux et horizontaux associés à un environnement fortement instable dans les basses couches (variation importante de la température potentielle équivalente ; (Kingsmill et Houze, 1999 ; Houze 2004), alors les parties convectives vont pouvoir s'augmenter.

La phase d'intensification : les cumulonimbus se développent verticalement par convection profonde jusqu'à atteindre la tropopause (environ 18 km dans les tropiques) et se regroupent sous forme de ligne ou d'amas nuageux. A ce stage de développement du MCS, le refroidissement de la colonne atmosphérique par les précipitations intenses (via l'évaporation) entraîne un flux subsides froid, appelé courant de densité, qui va favoriser le soulèvement des masses d'air à l'avant du système. Cette interaction entre le courant de densité et l'environnement crée un front de rafale qui agit comme un front froid, permettant le renouvellement des parties convectives et assurant ainsi le maintien (auto entretien) de la convection (Lafore et Moncrieff, 1989). Les pluies convectives qui résultent de cette intensification peuvent atteindre facilement des valeurs de plusieurs dizaines de mm.h-1, voire supérieure à 100mm.h-1 localement.

La phase de maturité : Le MCS est à présent constitué d'une partie convective et d'une partie stratiforme à l'arrière. Au fur et à mesure du déplacement de la partie convective active (ligne de grains), les cellules plus anciennes sont des trainées à l'arrière du système formant dans un premier temps la partie stratiforme du MCS avec des précipitations n'excédant pas les quelques mm.h-1, puis dans un second temps, la partie cirriforme non précipitante. Le regroupement de ces deux parties (stratiforme+cirriforme) constitue l'enclume du MCS.

La phase de décroissance : La convection à l'avant du MCS n'est plus active (diminution du flux de mousson, de l'instabilité de l'atmosphère). Seule l'enclume du MCS accompagnée de ses précipitations stratiformes perdurent. Cette phase peut durer plusieurs heures après l'arrêt de la convection.

1.5. Organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques

Pour l'étude du fluide atmosphérique, les différents phénomènes observables peuvent être regroupés suivant leurs dimensions et leurs durées de vie. C'est ce que l'on appelle échelle spatiale et échelle temporelle respectivement.

La notion d'échelles a été officialisée par le Programme de Recherche sur l'Atmosphère Globale (GARP). Cinq échelles ont été définies; elles sont par ordre décroissant selon l'étendue des phénomènes étudiés. Ces échelles sont: l'échelle planétaire, l'échelle synoptique, la méso échelle, l'échelle aérologique et la micro échelle.

La figure (1.5) montre les différentes échelles spatio-temporelles utilisées pour caractériser les différents phénomènes météorologiques.



Fig1.5. Echelles spatio-temporelles des différents phénomènes météorologiques

1.5.1. L'échelle planétaire

Elle se rapporte aux phénomènes en liaison avec la circulation générale. On peut citer l'exemple de l'alternance des saisons sèches et pluvieuses des régions intertropicales. Ces phénomènes sont associés aux grandes fluctuations saisonnières de l'atmosphère. Ils s'étendent sur des zones de plusieurs milliers de kilomètres et leur durée de vie est de l'ordre du mois ou de l'année. On peut les observer grâce aux satellites météorologiques géostationnaires.

1.5.2. L'échelle synoptique

Les phénomènes de l'échelle synoptique s'étendent sur de vastes régions (1000 à 10000 km) et persistent pendant plusieurs jours. L'étude et l'analyse de tels phénomènes sont faites grâce aux réseaux d'observations en surface et en altitude. Les précipitations frontales, les ondes d'est, les alizés, la mousson, les lignes de grains de l'Afrique tropicale et les cyclones en sont de bons exemples parmi tant d'autres.

1.5.3. La Méso échelle

Elle est définie pour les phénomènes dont la dimension est comprise entre 100 et 1000 km. Vents régionaux ou locaux, cellules convectives, la brise de mer/terre ou encore les ondulations d'un courant aérien que l'on peut déceler en altitude après le passage d'une barrière montagneuse, entrent dans cette catégorie. La ligne de grains est considérée également comme étant un phénomène de méso échelle.

1.5.4. L'échelle Aérologique

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

1.5.5. La micro échelle

La micro échelle se rapporte aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 1 et 10 km. On peut y inclure tout phénomène ayant une dimension de l'ordre du mètre et une durée de vie de l'ordre de la seconde à la minute. Les tourbillons de poussière, les remous observés dans un écoulement atmosphérique à cause de la rugosité du sol et du frottement occasionné, ou encore les rafales de vent, la convection, la turbulence en sont des exemples.

1.6. Précipitations orographiques

Les particules d'air s'élevant lors de la rencontre d'un relief subissent un refroidissement dû à leur détente et peuvent atteindre le seuil de saturation. Un nuage se forme alors sur le versant du relief et des précipitations peuvent se déclencher. Bien que ce mécanisme d'ascendance soit plus marqué auprès de hautes chaînes montagneuses, l'effet orographique peut également être observé au-dessus de reliefs inférieurs à 500 mètres (Triplet et Roche, 1986).

1.6.1. Ces systèmes peuvent être classés en deux familles selon leur origine

Les amas nuageux et les lignes de grain. Les amas nuageux correspondent à un regroupement de plusieurs systèmes convectifs individuels issus d'une convection, ils se déplacent relativement lentement (quelques mètres par seconde) et peuvent avoir des formes très variées. Les lignes de grains quant à elles sont formées à partir d'instabilités à plus grande échelle, les ondes d'est. Leur déplacement est plus rapide que l'écoulement moyen (Lilly, 1979) (10-20 m.s-1) et la structure de leur partie convective est beaucoup plus organisée : en ligne (ligne de grains) ou en arc de cercle plus ou moins arrondi, selon les caractéristiques du cisaillement horizontal. Du point de vue d'un satellite, les lignes de grains sont facilement reconnaissables de par leur importante couverture nuageuse, leur organisation et leur périodicité est (3-5 jours).

Chapitre 1 SYSTEMES CONVECTIFS EN REGION MEDITERRANEENNE

1.6.2. Dynamique des systèmes convectifs

Il y a trois types de cellules orageuses: l'orage de masse d'air, l'orage multicellulaire, et la super cellule. Deux facteurs sont déterminants dans le type d'orages qui se développe : le cisaillement vertical du vent horizontal et l'énergie potentielle convective disponible (CAPE en anglais). Le forçage dynamique est un troisième facteur contribuant au déclenchement des systèmes convectifs.

1.6.2.1. L'orage de masse d'air : est constitué d'un courant ascendant et de un ou plusieurs courants descendants. La vitesse verticale moyenne est d'environ 3 m s^{-1.} Cependant, la turbulence est assez importante avec un écart quadratique moyen du même ordre de grandeur. La durée de vie est relativement courte dépassant rarement 1h.

1.6.2.2. Les orages multicellulaires sont un regroupement de cellules individuelles. La durée de vie des orages multicellulaires est beaucoup plus longue (plusieurs heures) que la durée de vie de chacune des cellules qui les composent. Les orages multicellulaires forment fréquemment des lignes ou des amas (voir Fig.6.).



Fig.6.: Schéma conceptuel d'un orage multicellulaire « en ligne ».

La figure montre que la formation d'une nouvelle cellule (n+1) se produit au stade de maturité des cellules précédentes (n et n-1) et au stade de dissipation de la première (n-2).

La régénération de nouvelles cellules est possible dans ce cas-ci contrairement aux orages de masse d'air. Le phénomène n'est pas encore compris entièrement; cependant, il semble que le cisaillement vertical de **Vh** soit déterminant.

1.6.2.3. Orage super-cellule

La super-cellule est le système orageux le plus intense. Elle s'étire sur une distance qui peut aller jusqu'à 40 km si on inclut l'enclume. Elle est constituée d'un seul courant ascendant à l'intérieur duquel le mouvement vertical peut atteindre jusqu'à 30 m s⁻¹. Le courant ascendant est généralement en rotation (sauf dans le cas d'un cisaillement vertical de Vh non tournant). La super-cellule produit de la grêle et peut produire des tornades.

1.7. Propriétés radiatives des précipitations et des nuages

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

• Dans l'infrarouge thermique, les propriétés radiatives sont sensibles à la distribution de la taille des hydrométéores. En effet, une augmentation de la taille des particules augmente la transmissivité, diminue la réflectivité et augmente l'émissivité des nuages.

• L'émissivité des nuages de glace est inférieure à celle des nuages d'eau.

Dans la bande (3.7 - 3.9μm), l'émissivité des nuages est plus faible que dans l'infrarouge thermique (10.5 - 12.5μm).

• Nuages avec des petits hydrométéores diffusent et reflètent une grande partie du rayonnement dans la bande $(3.7 - 3.9\mu m)$. Une augmentation de la taille des particules des nuages ou de la présence de grosses gouttes ou cristaux de glace au sommet des nuages réduit la réflectance dans la bande $(3.7 - 3.9\mu m)$.

• La réflectance dans le NIR (1,50 - 1,78µm) est inversement proportionnelle à la taille des rayons effectifs des particules de nuages.

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

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

$$r_{e} = \frac{\int_{0}^{\infty} r^{3} n(r) dr}{\int_{0}^{\infty} r^{2} n(r) dr}$$
(1-1)

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

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

$$LWC = \frac{4\pi\rho_w}{3} \int_0^\infty n(r) r^3 dr \tag{1-2}$$

Où ρ_w est la densité de l'eau (en g m⁻³).

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

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} k dz \tag{1-3}$$

Où z1 et z2 sont la hauteur de la base du nuage et la hauteur du sommet du nuage, respectivement, et k est le coefficient d'extinction.

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

$$LWP = \int_{z1}^{z2} LWC(z)dz \tag{1-4}$$

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

$$CWP = \frac{2}{3}r_e\tau\,\rho\tag{1-5}$$

Où le ρ (g/m³) est la densité de l'eau dans les nuages.

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

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

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

1.8. Discussion :

La formation des nuages et des précipitations résulte de relations complexes entre la microphysique des nuages et la dynamique de l'atmosphère. Différents mécanismes d'ascendance de l'air (convection locale, soulèvement orographique et soulèvement frontal) peuvent être à l'origine de la formation des systèmes nuageux capables d'engendrer des fortes précipitations. En région méditerranéenne, tous ces mécanismes sont présents. La situation

géographique favorise l'alimentation des précipitations par des masses d'air chaud et humide de la mer Méditerranée.

Dans le cadre de cette étude, on s'intéresse plus particulièrement à l'estimation des précipitations observée sous des systèmes nuageux convectifs. Le chapitre suivant portera sur les instruments de mesures, telle que les instruments de mesure du sol comme les pluviomètres et les instruments de mesure par télédétection comme les satellites.

CHAPITRE 02

LES SATELLITES METEOROLOGIQUES ET LES PLUVIOMETRES

2.1. Préambule :

Ce chapitre est consacré à la description des principaux instruments de mesure. Nous distinguerons deux catégories : ceux qui mesurent directement la pluie et ceux qui déduisent des valeurs à partir des mesures. Nous décrirons ici brièvement le principe de fonctionnement de chaque instrument, les différentes mesures et les principales sources d'erreurs associées Michaelides et al. (2009) ; Civiate et Mandel (2008) ; Leroy (2000) ; Delobbe (206) ; Parent du châtelet(2003) ;Tridon(2011, cha.I).

2.2 Mesures directes des précipitations

Il existe deux classes d'appareils permettant de mesurer la pluie au sol : -le pluviomètre, qui donne la pluie globale à une station pendant un temps plus ou moins long. -le pluviographe, qui permet d'analyser de plus près la répartition de la pluie dans le temps.

2.2.1. Mesure globale par le pluviomètre

Le pluviomètre est l'instrument de mesure le plus utilisé notamment de par ses faibles coûts d'avertissement. Il existe plusieurs types :

Chapitre 2 LES SATELLITES METEOROLOGIQUES ET LES PLUVIOMETRES

2.2.1.1 Le pluviomètre à lecture directe :

Instrument de base de la mesure des liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.la quantité d'eau recueillie est mesurée à l'aide d'une éprouvette graduée (**Fig.5**.).



Fig.7. : Pluviomètre à lecture directe (Météo - France)

2.2.1.2. Pluviomètre enregistreur

Les pluviomètres enregistreurs actuels comportent deux augets de petite taille dont la contenance est équivalente à 0.1, 0.2 ou 0.5 mm d'eau. La quantité de précipitations est mesurée par le nombre de basculements effectués par les augets, détecté par un système mécanique ou optique (voir Fig.8.).

Chapitre 2 LES SATELLITES METEOROLOGIQUES ET LES PLUVIOMETRES



Fig. 8. : Pluviomètre enregistreur de type Précis Mécanique (Météo-France)

Aujourd'hui, le plus utilisé est le pluviomètre automatique à augets basculants.

2.2.1.3. Le pluviomètre à augets basculants

a) Principe de fonctionnement :

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. 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 1m² (1 litre m⁻²=1mm) 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.

b) Sources d'erreur associées aux mesures pluviométrique :

Malgré tous leurs avantages, les pluviomètres ne sont pas libérés d'erreurs de mesure. L'organisation Mondiale de la Météorologie (WMO2012, p. II 35) dresse une liste nonexhaustive des erreurs possibles, accompagnée d'une estimation de l'erreur faite sur un basculement (liste complétée avec les incertitudes données dans Leroy (2000)) ;

- 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 0.5et 10%), décalage temporel dû à la limitation du débit à l'ajutage (incertitude nulle sur la quantité), rebondissement des augets (incertitude négligée) ;
- En cas de faible pluie ou intermittente : évaporation de l'eau sur les murs (incertitude inférieure à 0.50%) ou de l'eau contenue dans un auget en fin d'un événement et en attente du prochain ;
- Adhérence de l'eau sur les murs du collecteur (incertitude inférieure à 0.5%), présence d'eau résiduelle dans les augets après leur basculement (incertitude négligée);
- Attente de mouillage des augets (incertitude de 1% sur les premiers basculements) ;

- Présence de précipitation solide (neige, grêle, etc.) si le pluviomètre ne dispose pas de système chauffant ou présence de contaminants (feuilles d'arbres, poussières, escargots, etc.) (incertitude pouvant aller jusqu'à 100%);
- Erreurs de nivellement des augets (incertitude inférieur à 3%) ou de non-horizontalité du pluviomètre (incertitude dépendante de l'angle faisant avec la verticale);
- Erreurs propres au pluviomètre : asymétrie des augets (incertitude négligeable), détérioration et dérèglement du mécanisme (incertitude à long terme de +-5%).

La mesure d'un pluviomètre est connue à un basculement près suivant l'état de remplissage des augets au début mais aussi à la fin de la période de pluie. Une mesure est considérée significative s'il y a eu un décompte d'au moins trois basculements dans la période de temps considérée.

Sauf sa relative précision (estimée globalement à +- 5%), l'inconvénient principal de cet instrument et la faible représentativité de sa mesure dans l'espace puisqu'il ne fournit qu'une mesure ponctuelle. Espacés de seulement quelques mètres, deux pluviomètres donnent des mesures équivalentes mais certainement pas identiques. Cette corrélation entre les pluviomètres diminue à mesure que la mesure que la distance les séparant augmente. Pour observer le caractère hétérogène de la pluie, l'utilisation d'un réseau de pluviomètres est nécessaire et densité d'un réseau doit tenir compte des phénomènes locaux, de la précision désirée ou encore de la topographie. Le deuxième désavantage du pluviomètre est la nécessité d'une surveillance périodique et d'un entretien régulier. La comparaison des mesures avec des stations voisines permet de détecter toutes anomalies, ce constat justifie donc la mise en place d'un contrôle de qualité des données.

Finalement, les pluviomètres donnent une mesure ponctuelle mais précise de la pluie tombée au sol. La présence de vent ou de flux turbulents proches de la surface reste un problème majeur. Malgré les efforts menés, il n'existe pas encore de méthode permettant la correction de la sous-estimation occasionnée sur la quantité de précipitation pour les pluviomètres.

2.2.2. Le pluviographe

Il existe toute une gamme d'appareils basés sur des principes différents : pesée, flotteur et siphonage, comptage intermittent de volumes fixes, et diverses combinaisons de ces cas élémentaires. Actuellement, l'appareille plus couramment utilisé est le pluviographe à augets basculeurs qui offre des garanties de fonctionnement et des facilités de dépouillement incontestablement supérieures.

Principe de l'appareil à augets bascu1eurs :

Deux augets solidaires oscillent autour d'un axe en équilibre instable. L'un des augets reposant sur une butée. L'autre se trouve en position de remplissage sous le cône du récepteur de pluie. Au cours du remplissage. La verticale passant par le centre de gravité de l'ensemble se déplace en recoupant un segment lirnité par l'axe et le point de butée. Au moment précis où elle sort de ce segment. Les deux augets bascu1ent brutalement et le second commence à se remplir. Le basculement d'un auget se produit donc pour un volume d'eau bien déterminé.



Fig.9. : Schéma de principe des augets basculants.

2.3. Mesures indirectes des précipitations

2.3.1. Satellites météorologiques

On peut obtenir aussi des estimations de pluie à partir de donnée satellitaire. Mais, il ne permet pas une mesure directe de la pluie et de nombreux traitements sont nécessaires pour obtenir une estimation plus ou moins réaliste à partir de ses données. Cependant, la nécessité d'aboutir à une estimation avec les satellites est confortée par le manque de données plus conventionnelles dans ces régions. Les réseaux de mesures conventionnels (pluviographes et pluviomètres) sont peu denses, voire inexistants, dans certaines régions comme les océans, ou très difficilement accessibles dans certains pays. Ainsi, les cartes des répartitions des pluies obtenues ne sont pas assez précises et présentent des insuffisances importantes.

Le premier satellite météorologique, Tiros 1, a été lancé par les Américains en 1960. Les images de l'atmosphère qu'il transmettait n'étaient pas vraiment exploitables. Mais, depuis cette date, la technique a beaucoup amélioré. De nos jours, il existe deux familles de satellites météo : les satellites géostationnaires et les satellites défilement.

2.3.1.1. Les satellites géostationnaires

Tournent autour de la Terre sur une orbite située dans le plan de l'équateur, à environ 35 800 km d'altitude. Leur mouvement étant synchronisé avec la rotation de la Terre autour de l'axe des pôles, ils commandent toujours la même partie de notre globe terrestre.

Pour les applications météorologiques, le principal instrument utilisé sur les satellites géostationnaires est le radiomètre-imageur, ou **imageur**. Cet instrument mesure le rayonnement arrivant au satellite et provenant d'un élément de la surface et de l'atmosphère terrestres.

L'image complète du globe terrestre est obtenue par un balayage combinant la rotation du satellite sur lui-même et l'orientation de l'imageur suivant une direction perpendiculaire au plan de l'équateur (**Fig.10**.)

Pour la mesure du rayonnement, l'imageur possède plusieurs canaux, qui correspondent chacun à une bande particulière de longueurs d'onde électromagnétiques.

Ainsi, l'imageur de Météosat possède trois canaux : le canal visible, le canal infrarouge et le canal vapeur d'eau.



Fig.10. - Schéma du balayage de l'imageur de Météosat.

• Dans le canal visible, l'imageur « voit » à peu près ce que verrait l'œil humain : la lumière solaire réfléchie par la surface terrestre ou les nuages. Plus les nuages sont épais, plus la réflexion est forte et plus l'image est blanche. Ce canal n'est utilisable que lorsqu'il fait jour sur la Terre.

• Dans le canal infrarouge, l'imageur mesure l'émission thermique de la cible, et donc sa température, cela de jour comme de nuit. S'il n'y a pas de nuages sur la ligne de visée, la cible est la surface terrestre ; s'il y a des nuages, la cible est leur sommet, dont le radiomètre donne la température. On en déduit l'altitude du sommet des nuages : plus il est situé haut dans l'atmosphère, plus il est froid et plus l'image est blanche.

• Dans le canal vapeur d'eau, enfin, l'imageur mesure la quantité de vapeur d'eau présente dans la moyenne troposphère. L'imageur de MSG est plus perfectionné que celui de Météosat : il possède douze canaux, ce qui lui permet de mesurer des paramètres atmosphériques complémentaires : l'ozone, les aérosols, la stabilité, etc. (Ratier et al, 2003).Muni de son imageur, le satellite géostationnaire constitue pour les météorologistes un formidable outil de
surveillance et de prévision immédiate du temps. Chaque demi-heure (Météosat) ou chaque un quart d'heure (MSG), il indique où se trouvent les principales masses nuageuses (perturbations des latitudes tempérées, systèmes orageux, cyclones tropicaux...) et quels types de nuages les composent.

Comme, de plus, le géostationnaire surveille toujours la même partie du globe terrestre, on peut « animer » une séquence d'images, ce qui donne une idée très précise de l'évolution et du déplacement des masses nuageuses (figure 4). Grâce au satellite géostationnaire, les météorologistes sont maintenant capables d'avertir les populations lorsqu'un cyclone tropical se rapproche gravement d'une région habitée.

2.3.1.2. Les satellites défilements

Utilisés en météorologie tournent autour de la Terre sur une orbite quasi circulaire passant près des pôles, à une altitude un peu inférieure à 1 000 km. Ils font le tour de la Terre en près de deux heures. Pour la majeure partie d'entre eux, l'orbite est « héliosynchrone », ce qui signifie que le plan de l'orbite suit le déplacement apparent du Soleil autour de la Terre. De la sorte, les points de la Terre situés sur un même parallèle sont tous survolés à la même heure solaire.

Comme les satellites géostationnaires, les satellites défilements météo sont munis d'un imageur à plusieurs canaux qui vise la surface de la Terre. L'image d'une partie du globe terrestre est obtenue en combinant l'avance du satellite sur son orbite et le balayage de l'imageur dans la direction perpendiculaire. L'imageur permet de surveiller les masses nuageuses, en particulier dans les régions de haute latitude. En revanche, comme les satellites défilements ne survolent une région de moyenne latitude que deux fois par jour, on ne peut pas « animer » leurs images pour suivre le mouvement des masses nuageuses.

Mais, pour les météorologistes, le principal avantage des satellites défilants est ailleurs: ceux-ci sont munis d'un autre instrument, le radiomètre-sondeur, ou **sondeur**. Cet instrument mesure, comme l'imageur, le rayonnement arrivant au satellite et provenant d'un

élément de la surface et de l'atmosphère terrestres. Mais il possède un grand nombre de canaux, ce qui permet d'analyser intelligemment la répartition du rayonnement selon la longueur d'onde. De cette analyse en longueur d'onde, on peut déduire le profil vertical de la température et de l'humidité dans l'atmosphère.

NOAA est appelé Atovs (Advanced Tiros Operational Vertical Sounder). Il possède 19 canaux dans le domaine infrarouge, qui permettent de mesurer les profils atmosphériques dans les régions sans nuages. Atovs possède également 20 canaux dans le domaine micro-ondes, qui complètent les mesures dans les régions nuageuses.

2.3.2. METEOSAT

2.3.2.1 Caractéristiques de vol

Les satellites METEOSAT observent la Terre depuis une orbite quasi circulaire à une altitude d'environ 36 000 km dite géostationnaire. La vitesse de rotation autour de la planète sur cette orbite est identique à la rotation de la Terre sur elle-même et permet ainsi une observation continue d'une même région du globe. Le satellite opérationnel a pour point sub-satellite 0° de longitude et observe le continent africain, l'océan Atlantique et l'Europe. La légère instabilité de cette position produit un déplacement du satellite en forme de huit autour de ce point. Des écarts de 1°en longitude et latitude autour du point sub-satellite sont considérés comme des variations normales pour un satellite géostationnaire.

Lorsque ces écarts sont dépassés, on effectue alors une correction à l'aide de moteurs latéraux fonctionnant à l'hydrazine, impliquant alors une durée de vie limitée du satellite.

2.3.2.2 METEOSAT première génération

Les satellites METEOSAT-1 à 7 possèdent à leur bord trois bandes spectrales d'observation ou canaux :

- Un canal dit visible bande large (0,45 - 1 μ m) qui observe le spectre solaire et donne des informations sur l'albédo des surfaces claires ou des nuages.

- Un canal dans l'infrarouge thermique (10,5 - 12,5 μ m) qui renseigne par exemple sur la température de la surface de la mer, la température au sommet des nuages.



Fig.11. Vue artistique de METEOSAT Seconde Génération.

- Un canal vapeur d'eau centré sur une forte bande d'absorption de la vapeur d'eau aux environs de 6,3 µm, couvrant la bande 5,7 - 7,1 µm et qui est principalement utilisé pour estimer l'humidité dans la troposphère libre, mais aussi pour corriger l'attribution de l'altitude des nuages semi-transparents. Dans ces longueurs d'onde, l'atmosphère est très opaque si de la vapeur d'eau est présente et transparente si l'air est sec.

2.3.2.3 METEOSAT Seconde Génération

La seconde génération des satellites METEOSAT possède douze bandes spectrales d'observation (voir **Tab .1.**).

Les canaux originaux de METEOSAT première génération sont conservés afin d'assurer la Continuité des mesures et de nouveaux canaux ont été ajoutés pour enrichir la qualité d'observation (SEVIRI Science Plans). Les 12 canaux sont décrits ci-dessous :

Deux canaux visibles 0,6 µm et 0,8 µm essentiels pour la détection nuageuse,
l'identification de scènes, les aérosols, le suivi de la végétation...

 Un canal 1,6 µm pour discriminer les nuages de la couverture neigeuse ainsi que les nuages composés de cristaux de glace des nuages composés de gouttelettes d'eau.

- Un canal HRV à une résolution de 1km utilisé pour la prévision météorologique.

– Les canaux vapeur d'eau 6,2 μ m et 7,3 μ m

- Quatre canaux infrarouges 3,9 µm, 8,7 µm, 10,8 µm et 12 µm pour une observation nuageuse continue avec une température estimée des nuages, de la surface du sol et de la mer. Le canal 3,8 µm est utilisé spécifiquement la nuit pour détecter le brouillard et les nuages très bas.

– Les canaux 9,7 μ m et 13,4 μ m pour une amélioration des imageries multi-spectrales, des calculs des déplacements nuageux, etc... Le canal infrarouge 9,7 μ m appartient à une bande d'absorption correspondant à l'ozone et est utilisé pour l'étude dans la haute troposphère des paramètres de la tropopause et des vents stratosphériques. Le canal 13,4 μ m appartient à une bande d'absorption du CO2 et est en particulier utilisé pour la discrimination des cirrus.

Nom du canal	Bande spectrale (µm)	Résolution 1 km	
HRV	0,50 - 0,90		
VIS 0,6	0,56 - 0,71	3 km	
VIS 0,8	0,74 - 0,88	3 km	
NIR 1,6	1,50 - 1,78	3 km	
IR 3,9	3,48 - 4,36	3 km	
IR 6,2 (WV)	5,35 - 7,15	3 km	
IR 7,3 (WV)	6,85 - 7,85	3 km	
IR 8,7	8,30 - 9,10	3 km	
IR 9,7	9,38 - 9,94	3 km	
IR 10,8	9,80 - 11,80	3 km	
IR 12,0	11,00 - 13,00	3 km	
IR 13,4	12,40 - 14,40	3 km	

Tab .1.Les canaux de MSG

Depuis le lancement du premier satellite METEOSAT, la précision radiométrique (le nombre de bits pour numériser le signal électrique mesuré par le capteur) a évolué de 6 bits pour les satellites pré-opérationnels, à 8 bits pour les satellites METEOSAT première génération de la période opérationnelle, et à 10 bits pour MSG. Les comptes numériques ainsi obtenus varient entre 0 et 63, 0 et 255 et, 0 et 1023 respectivement. Dans le cas du canal infrarouge 10,8 µm de MSG, l'erreur radiométrique à une température de 300K est estimée à 0,11K, alors qu'il est de 0,3K dans le cas du canal 10,8 µm de METEOSAT-7 pour une même température. Il est intéressant de noter que la technologie et les performances des canaux infrarouges restent les mêmes depuis le lancement des premiers METEOSAT. La diminution de l'erreur radiométrique pour le canal 10,8 µm entre les différents satellites METEOSAT est alors expliquée par la numérisation sur 10 bits du signal reçu.



Fig.12. Image de msg1 des différents canaux

2.4. Géométrie de l'acquisition des images

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 su satellite 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 su satellite 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 (voir **Fig. 13**).

L'ensemble des lignes ainsi acquises forme l'image METEOSAT. Dans le cas des METEOSA première génération, la zone totale d'observation de METEOSAT est composée de 2 500 x 2 500 pixels pour les canaux IR et WV, et de 5 000 x 5 000 pixels pour le canal visible. Dans le cas de MSG, la zone d'observation est composée de 11 136 x 11 136 pixels pour le canal HRV, et de 3 712 x 3 712 pixels pour les canaux IR, WV et les 3 autres canaux visibles.

En ce qui concerne les satellites de première génération, la procédure d'acquisition de l'image se déroule en 25 minutes. Le satellite est ramené à son inclinaison originale en 2 minutes 30. Deux minutes 30 sont allouées à la stabilisation du satellite. Une nouvelle image est donc disponible toutes les 30 minutes. Ce mode d'acquisition est parfois modifié pour des applications spécifiques.



Fig.13. Schéma descriptif de l'acquisition des images METEOSAT.

2.5. Discussion

Dans ce chapitre on a présenté les différents instruments de mesure des précipitations, les instruments de mesure directe comme les pluviomètres et les pluviographes qui fournissent des estimations quantitatives généralement fiables mais ponctuelle. Les satellites météorologiques qui donnent des mesures indirectes de précipitations permettent une couverture globale de toutes les régions d'intérêt. Ces satellites ont apporté des informations plus importantes sur la répartition spatiale des précipitations ainsi qu'une meilleure estimation. Plusieurs techniques ont donc été développées pour tenter de relier les mesures satellitaires aux intensités de précipitations. Nous présentons quelque méthodes d'estimation dans le chapitre suivant.

METHODES D'ESTIMATION DES PRECIPITATIONS

CONVECTIVES

3.1. Préambule

Plusieurs méthodes d'estimation des précipitations à partir des données satellite ont été développées au cours des dernières années. Les conditions d'installation et de maintenance des instruments et l'étendue de certaines régions peuvent, par exemple, rendre complexe l'utilisation des seuls réseaux de pluviomètres et les pluviographes. La très bonne couverture spatiale des satellites et leur fréquence dans l'acquisition des données apparaissent comme une aide précieuse aux méthodes classiques.

De nombreuses méthodes d'estimation des précipitations par satellite ont alors été développées, les premières utilisant des observations dans l'Infrarouge et dans le Visible, et plus récemment d'autres utilisant des données dans les hyperfréquences (Microondes) [e.g Feidas et Giannakos 2011; 2010; Feidas et al. 2008; Levizzani et al. 2001; Levizzani 2003; Lazri et al. 2013]. Chaque type de donnée satellitaire offre des possibilités différentes en fonction de leur résolution spatiale et de leur fréquence temporelle. Pour l'estimation des précipitations, la fréquence temporelle des images infrarouge (IR), fournies par des satellites géostationnaires toutes les heures ou les demi-heures, est très importante.

3.2. Méthodes d'estimation par satellite

Débuté en 1967, le *Global* Atmospheric Research Program (GARP), mené par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (MMO) et l'International Council of Scientific Unions (ICSU) a pour objectifs de mieux arrêter les circulations atmosphériques et d'améliorer les techniques d'estimation des précipitations. En 1974, lors du *GARP* Atlantic Tropical Experiment (GATE), les premières mesures des précipitations dérivées des capteurs des satellites météorologiques sont évaluées. En météorologie spatiale, suivant la fréquence du capteur, on peut déterminer le contenu en eau liquide des nuages (domaine spectral du visible), l'altitude des nuages (imageur IR), la quantité en vapeur d'eau, eau liquide et glace dans le nuage (MO). Ces données d'entrée dans les techniques d'estimations des précipitations peuvent être utilisées séparément ou combinées.

3.2.1. Les méthodes indirectes :

3.2.1.1. Indices nuageux

Les méthodes développées entre 1960 et 1970 utilisaient surtout des comparaisons qualitatives entre les indices nuageux (brillance dans le visible et température dans l'IR) et l'observation des précipitations au sol. Follansbee (1973a) utilise un nombre réduit de types de nuages et multiplie leurs surfaces respectives par un coefficient empirique pour obtenir les intensités de pluie. Il calcule ensuite une pluie moyenne R cumulée sur 24 heures pour toute la zone étudiée, donnée par:

$$R = (k1 a1 + k2 a2 + k3 a3)/a0$$
(3.1)

Où a0 est la dimension de la zone étudiée et a1, a2 et *a3* sont des surfaces couvertes par les trois types de nuage associés aux taux de pluie les plus importants. K1, K2 et K3 sont des coefficients empiriques. Ces coefficients sont fonction du nombre total de jours de pluie, et la méthode doit être étalonnée continûment avec les données sol. Plus tard, Follansbee et Oliver (1975) avertissent de la nécessité de prendre en compte les effets du relief.

Scherer and Hudlow (1971) déterminent, à partir des données IR. Du satellite Nimbus 3 trois classes d'organisation des nuages, selon certaines caractéristiques des distributions spatiales de leurs sommets. Ils considèrent que la hauteur et la surface des nuages sont bien corrélées à leurs activités convectives et donc aux températures IR. Des sommets des nuages.

Finalement, les précipitations sont dérivées de ces distributions de surface en utilisant un modèle statistique tridimensionnel. Lovejoy et Austin (1979a) utilisent une technique statistique d'analyse discriminante pour combiner les données infrarouges et visibles.

Arkin (1979) propose une méthode qui utilise un seuil IR pour la détermination de la surface des nuages précipitants. Les images IR utilisées par Arkin ont été fournies par le satellite SMS-1 (Synchronous Meteorological Satellite 1). Cette méthode a pu être étalonnée lors de l'expérience GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment) grâce aux données d'un réseau de radars. Dans cette étude, Arkin trouve que les meilleures corrélations entre les images IR et les précipitations observées par les radars sont obtenues lorsque les données sont cumulées sur 6 heures et le seuil IR est situé entre 230 et 240 K.

La méthode GPI est utilisée opérationnellement à partir des données de satellites géostationnaires américains depuis 1982. Le GPCP (Global Precipitation Climatology Project) utilise cette technique pour estimer les précipitations cumulées sur les régions tropicales du globe depuis 1986. Néanmoins, des études plus récentes (Arkin and Xie, 1994) ont montré que, selon la région analysée, des hétérogénéités dans la relation entre la surface de nuages froids et les taux de pluie peuvent apparaître. Dans certains cas, même pour les seuils optimaux, les coefficients de corrélation obtenus sont beaucoup plus bas que ceux de l'expérience GATE.

Pendant le projet AIP3, quatre "corrections" ont été présentées pour la méthode GPI.

Deux de ces modifications sont proposées par Arkin and Joyce (1995) pour ajuster la méthode à l'échelle spatiale demandée pour les estimations cumulées. L'une de leurs modifications utilise le même seuil IR de la version originale (235K) avec un taux de pluie réduit à 2 mm/heure. L'autre correction suggère qu'à cette échelle réduite (0,5° x 0,5°), le seuil IR doit être plus bas (225K) avec un taux de pluie associé de 2,75 mm/heure. Une troisième correction est proposée par M. L. Morrisey, basée sur un travail de validation précédent (Morrisey and Greene, 1993). TI suggère une correction du type:

RR (mm/mois) = 0.67 * GPI + 70.5 pour les taux de pluie mensuelles. (3-2)

3.2.1.2. Cycle de vie des nuages

Les méthodes indirectes d'estimation des précipitations sont fondées sur le fait que la plupart des nuages convectifs, responsables pour une portion significative des précipitations, peuvent être différenciés, dans les images satellitaires, des autres types de nuages. Cependant, certains auteurs considèrent que, pour reconnaître les nuages convectifs, et surtout pour estimer les taux de pluie associés, il faut prendre en compte les changements temporels dans ces nuages pendant leur cycle de vie. L'observation de l'état d'évolution du nuage est faite par des séquences d'images fournies par les satellites géostationnaires. L'utilisation de ce type de satellite est inévitable parce que l'intervalle entre deux images consécutives doit être court en comparaison avec le cycle de vie des nuages.

Cette classification prend en compte aussi la température minimale du sommet du nuage et une comparaison du nuage avec d'autres systèmes convectifs. Les taux de pluie associés à chaque classe sont fondés sur des mesures faites par des pluviographes localisés sur une région et ajustés en fonction des considérations physiques et des expériences de comparaison. Les tests réalisés par Scofield and Oliver (1977) sur deux régions différentes ont montré que les principaux événements sont bien identifiés, mais les intensités les plus fortes sont relativement masquées. Les précipitations moyennes cumulées sur six heures diffèrent de 50% des valeurs observées par les pluviographes. Néanmoins, pour les cumuls journaliers, l'erreur obtenue est de seulement 6%.

Griffith *et al.* (1978) observent une relation étroite entre les surfaces des nuages convectifs (cumulonimbus) identifiées par les images VIS ou IR et les surfaces des échos radar au sol. Selon Griffith *et al.* (1978), cette relation change en fonction du stade d'évolution du nuage dans son cycle de vie, la majorité des précipitations convectives ayant lieu pendant les stades de croissance et maturité du nuage. Lorsque l'on utilise les données IR, on peut remarquer l'existence d'un décalage entre la dimension d'une surface nuageuse froide, telle qu'elle est observée par les satellites, et la surface au sol de la pluie correspondante. Ceci est probablement dû à la présence des cirrus, parce qu'après la période de convection active, la surface correspondant à ces nuages peut continuer à s'élargir considérablement, tandis que les taux des précipitations ont commencé à diminuer. Les résultats obtenus avec les données IR montrent alors une tendance à surestimer les précipitations.

Griffith *et al.* Considèrent qu'après une séquence de mesures de la surface nuageuse (So(t)), on peut traduire la relation entre cette surface et la surface des échos au sol (Se) par une expression du type:

Se = $f[S_o(t)]$ (2-11) Où $f[S_n(t)] = f[S_n, S_{max}],$

S _{max} étant la plus grande surface observée pour ce nuage pendant la séquence de mesures. La fonction *f* est généralement exprimée par un tableau de correspondance étalonné pendant une expérience réalisée en Floride. Les surfaces nuageuses sont définies par un seuil égal à 253 K (IR) ou à 135 Wm-2 (VIS).

La relation entre les taux de pluie "volumétriques" (Rv en mm3 /heure) et Se étant linéaire (Rv = R * Se), on peut écrire, de l'eq. 2-11,

$$Rv = R^* f [S_n, S_{max}]$$
 (2-12)

Le coefficient R est fonction du stade d'évolution du nuage et il a aussi été étalonné à partir des données obtenues en Floride. La version de cette méthode développée pour l'expérience GATE (Woodley *et al.* 1980) utilise 9 valeurs de R dépendant des dimensions des surfaces nuageuses observées. En plus, la valeur de **Rv** est ajustée en fonction de la proportion des surfaces nuageuses au-dessus de deux seuils secondaires (213 et 233 K).

La technique CST produit toutefois une meilleure représentation du cycle de vie des cellules convectives, et une séparation entre les composantes stratiformes et convectifs des précipitations qui peut différencier les jours de fort et faible pourcentage stratiforme. La contribution des précipitations stratiformes a été estimée de 10% à 30% de la pluie totale, largement inférieure au pourcentage évalué précédemment (40-50%). La méthode CST a participé aux projets AIPI et AIP3. Dans l'expérience réalisée sur la région du Japon (AIPI), une version étalonnée à partir des données MO a aussi été présentée. Cette version sera discutée dans la section des méthodes combinées.

3.2.1.3 Méthodes statistiques

Sont utilisées pour une estimation mensuelle, saisonnière, ou annuelle. Elles ont été toutes développées à partir des séries temporelles d'images satellitaires du canal infrarouge. Et leur principe est d'identifie le nuage pluviogène en fonction de la température de son sommet ou de son altitude. Cette identification ne fait pas de différence entre les types de nuages, mais les nuages sont considérés précipitants lorsque la température de leurs sommets est inférieure à un seuil fixé. Dans ce cas on calcule sa fréquence d'apparition (occurrence) dans une maille

donnée, après on construit une relation entre la fréquence d'occurrence et le taux de précipitation.

L'approche **TAMSAT** (Tropical Applications in Meteorology using SATellite data) de l'université de Reading a été largement décrite par DUGDALE et al. (1986), **MC** DOUGALL *et al.* (1988) et Tomé *et al.* (1993).

Celle-ci consiste à estimer les précipitations (mm) sur des aires (fig. 1) climatologi-uement homogènes (TOURÉ *et* al, 1989) à partir des CCD. Pour ce faire, une régression linéaire établie, dans chaque zone et pour les différents seuils de température, entre les données brutes 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. Pour cette analyse 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 et chacun des mois analyse.

La ligne de régression jugée la meilleure pour chaque zone est alors utilisée pour produire des cartes décadaires, mensuelles et annuelles montrant la répartition de la pluie sur l'ensemble du pays selon la relation suivante :

Pluie = $a_1 * CCD + a_0$. Pour CCD > 0 (autrement Pluie = 0) (3-3)

La même procédure a été, également, appliquée pour l'analyse des totaux mensuels de pluies et de CCD.

C'est dans le souci d'avoir un nombre statistiquement valable d'enregistrements et parvenir éventuellement au développement d'équations de régression stables, qu'il a été utilisé toute la série de donnes de pluies et de CCD de 1989 à 1992 d'une part et celle de 1989 à 1993 d'autre part.

3.2.2. Conclusions sur les méthodes indirectes

Les analyses 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 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.

La plupart de ces algorithmes donnent des résultats relativement bons sur les sites et les périodes pour lesquels ils ont été étalonnés. Il est cependant difficile de les comparer sur des situations différentes. Toutefois, pour les études climatologiques (sur des régions étendues et sur des longues périodes) les méthodes utilisant des seuils de température sont actuellement les plus utilisées, surtout à cause de leur simplicité d'utilisation dans les applications opérationnelles.

3.2.3 Les Méthodes Directes

3.2.2.1 La méthode Microondes

Le développement des méthodes MO a été plus tardif que celui des méthodes indirectes, 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 les plus récentes (Ebert, 1995).

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. Nous pouvons définir encore un quatrième type d'algorithme MO combinant les mécanismes d'émission et de diffusion.

Chacun de ces mécanismes physiques sera plus ou moins important selon le type de surface observée et la fréquence MO utilisée (Wilheit, 1986).

D'une manière générale, le développement d'un algorithme MO commence avec la description de la théorie de transfert radiatif appliquée à un modèle physique des nuages et à des conditions atmosphériques déterminées. Les modèles des nuages les plus simples supposent des surfaces plan-parallèles et horizontalement infinies, avec une distribution homogène des hydrométéores (Wilheit, 1977 ; Spencer, 1983). Des modèles plus réalistes considèrent des bandes verticales contenant des distributions mixtes des particules précipitantes, d'eau liquide nuageuse et des cristaux de glace (Wu and Weinman, 1984 ; Liu and Curry, 1992). Enfin, des modèles très complexes peuvent considérer divers profils atmosphériques représentant différents types d'événements pluvieux (Kummerow *et al. 1984*) ou une description des processus dynamiques et microphysiques dans le nuage (Mugnaï and Smith, 1988 et Smith and Mugnaï, 1988).

3.2.3.2. Conclusions sur les méthodes directes (MO)

Les premières méthodes MO, utilisant les données des canaux basses fréquences, ont essayé de démontrer que l'émission terrestre dans ces longueurs d'onde pourrait permettre d'identifier la présence des précipitations et de mesurer leurs intensités. Cependant, l'utilisation des basses fréquences 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. Des combinaisons des canaux basses fréquences ont été suggérées pour diminuer l'effet de la variabilité de la vapeur d'eau sur l'estimation des faibles taux de pluie. L'effet de dépolarisation du signal observé due à la présence des particules précipitantes (sur la mer) a aussi été .utilisé dans plusieurs algorithmes.

Plus tard, d'autres auteurs 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. Avec ces fréquences on réduit aussi l'ambiguïté concernant l'eau nuageuse non précipitante. 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. Pour obtenir des valeurs cumulées sur des longues périodes, plusieurs auteurs utilisent des paramètres empiriques basés sur des analyses climatologiques ou des techniques statistiques d'intégration.

3.3. Les Méthodes Combinées IR/MO

L'idée de ces types de méthodes est d'associer l'information MO (plus directement liée aux précipitations que les données IR) à l'échantillonnage temporel plus fin des images IR. Beaucoup d'auteurs ont proposé des méthodes combinées qui étaient, à l'origine, des algorithmes IR modifiés par un étalonnage à partir des données MO obtenues aux heures de passage des satellites quasi-polaires. Ainsi, Adler and Negri (AIPI - Lee et al. 1991) présentent une "adaptation" simple de l'algorithme CST. Le seuil IR utilisé dans cette méthode est modifié pour mieux correspondre aux zones de pluie identifiées sur les images MO (85 GHz). Toujours dans le cadre d'AIPI, Barrett propose d'une manière similaire, d'ajuster .le seuil IR utilisé dans l'algorithme de Bristol à partir des comparaisons avec les données MO. Negri et Adler (1993) utilisent le même type d'approche pour proposer une modification pour la méthode NAWT (section lb.). Adler et Negri (1993) proposent l'utilisation combinée d'une méthode MO et d'une méthode IR pour l'estimation des précipitations mensuelles. La méthode MO employée utilise les canaux 37 et 85 GHz pour identifier les surfaces pluviogènes et le canal 85 GHz pour déterminer le taux de pluie associé

à ces surfaces. La technique IR utilisée est la méthode GPI (section 1a.). Initialement, l'estimation mensuelle IR est calculée séparément en utilisant toutes les données (horaires) disponibles. Ensuite une seconde estimation IR est obtenue à partir des images échantillonnées aux heures de passage de l'instrument MO. Toutes ces estimations sont calculées sur une grille de $1,25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$. Sur chaque carré de cette grille l'estimation combinée est donnée par l'estimation IR complète (avec toutes les données) multipliée par un facteur d'étalonnage. Ces facteurs sont obtenus en divisant l'estimation mensuelle MO par l'estimation IR échantillonnée.

Jobard and Desbois (1994) proposent une méthode combinée (RACC - Rain and Cloud Classification) fondée sur une technique de classification automatique. Dans une première étape, cette méthode 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 and Desbois 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.

La Méthode RACC (Rain And Cloud Classification) est une méthode qui combine plusieurs données satellitaires pour estimer les précipitations cumulées à différentes échelles spatiotemporelles (Jobard and Desbois, 1994). Cette méthode est fondée sur un algorithme de classification automatique, développé initialement pour la classification des nuages (Desbois et al, 1982). Dans ce but, cette méthode a été validée et appliquée à des régions tempérées (Henderson-Seller et al, 1983; Bellec et al, 1992) mais aussi à des régions tropicales (Desbois and Sèze, 1984; Farki et al, 1992).

3.3.1Conclusions sur les méthodes combinées

Pour les premières tentatives de combiner les données IR et MO on a utilisé très souvent des méthodes purement IR simplement étalonnés avec les données MO. Certains algorithmes plus récents continuent à utiliser l'information MO pour corriger les estimations IR. D'autres méthodes utilisent des algorithmes de classification ou des analyses d'histogramme pour intégrer les deux données. Le nombre de méthodes combinées reste encore assez réduit. Les premiers résultats montrent généralement des améliorations par rapport à d'autres méthodes, mais ils restent encore limités à peu de cas analysés.

3.4 Discussion

Malgré l'effort effectué ces dernières années pour la réalisation des exercices d'inter comparaison d'algorithmes, leurs conclusions ne permettent toujours pas de choisir la meilleure (ou même les meilleures) méthode d'estimation des précipitations. Ces résultats sont pour l'instant trop partiels et les méthodes comparées présentent des performances très variables en fonction des conditions dans lesquelles elles sont appliquées. D'une manière générale, les méthodes IR. Présentent des meilleurs résultats pour les estimations des précipitations cumulées sur de longues périodes. Au niveau instantané en revanche, les estimations obtenues avec les algorithmes MO sont plus proches des valeurs observées. Ces conclusions indiquent que la combinaison de ces deux approches complémentaires peut donner des résultats plus satisfaisants à différentes échelles spatio-temporelles. Les premiers résultats des méthodes combinées sont très prometteurs, mais ces méthodes sont récentes et ses applications sont encore peu nombreuses. Dans le prochain chapitre, une méthode d'estimation des précipitations sera présentée et qui consiste à apporter des améliorations à la méthode.

Chapitre 4

IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

4.1. Préambule

L'analyse des précipitations à partir du satellite MSG est réalisée dans le nord de l'Algérie Durant la période allant d'Avril 2006 à Octobre 2006. Ce chapitre présente une méthode d'estimation des précipitations (CCPD) (Cold Cloud Phase Duration) basée sur la durée des différentes phases de développement (phase de croissance et décroissance) des nuages convectifs dans le but d'améliorer la méthode CCD (Cold Cloud Duration). La phase de développement d'un nuage convectif (croissance-décroissance) est estimée en utilisant les changements dynamiques du nuage. Le CCPD analyses l'évaluation de trios paramètres; à savoir la moyenne du sommet de la température de nuage T, l'extension verticale H du nuage et le CWP pour identifier les différentes phases du cycle de vie des nuages convectifs. Puis, des taux de pluie sont attribués à chaque phase de développement par comparaison aux données pluviographes. L'évaluation de la méthode développée CCPD est effectuée en comparant les résultats d'estimation aux mesures pluviométriques enregistrées durant Avril 2010 à Octobre 2010. Les résultats indiquent que la méthode CCPD est meilleure par rapport à la méthode CCD.

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS
CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

4.2. Présentation du site d'étude et des données utilisées

4.2.1. Région d'étude

L'Algérie est située sur le rivage du sud de la région méditerranéenne; elle est bordée à l'Est par la Tunisie et la Libye, au Sud par le Niger et le Mali, Sud-Ouest par la Mauritanie et les Sahara occidental et Ouest par le Maroc. La distribution spatiale de précipitation est caractérisée par un gradient très marqué au nord-sud et un gradient très petit à l'est-ouest. La zone d'étude est située dans le nord de l'Algérie, et s'étendre environ 800 km de long et 400 km de large (voir Fig. 14).



Fig.14. Distribution des mesures de pluie dans la zone d'étude.

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

4.2.2. Données utilisées

Dans cette étude nous avons utilisé des données collectées par le satellite MSG ainsi que les mesures de pluie enregistrées par les pluviomètres. Cette base de données est constituée de données de calibration et de données de validation. Le calibrage et la validation du développement de classification sont utilisés en dehors de mesure de pluie. La formation des données est employé pour le développement de la technique et se compose de 11 événements convectifs sont enregistrés pendant la période d'Avril 2006 à Octobre 2006. Les données de validation est considérés pour l'évaluation de la technique proposée collectées d'Avril 2010 à Octobre 2010 et se compose de 9 événements convectifs. Il est utilisé uniquement à la région méditerranéenne, les précipitations convectives se produisent pendant cette période d'étude (entre Avril et Octobre).

4.2.2.1 Données de MSG/SEVIRI

Le MSG est un satellite de rotation stabilisé qui est placé à une altitude d'environ 36.000 km au-dessus de l'équateur à 3.4°W pour METEOSAT-8. Le radiomètre de SEVIRI fournit toutes les 15 minutes 12 images dans les 12 canaux disponibles. Nous avons choisi les canaux sensibles aux propriétés optiques et microphysiques des nuages (épaisseur optique, la taille des gouttelettes, phase thermodynamique des nuages) ainsi qu'à la température de sommet des nuages (CTT), et ceux situés dans les bandes d'absorption spectrales affectée principalement par la vapeur d'eau. Ces canaux correspondent à IR3.9, à WV6.2, à WV7.3 et à IR10.8. L'image crue (niveau 1.5) a une taille de 3712 x 3712 pixels dans chaque canal (Eumetsat, 2004). Ceci correspond à une résolution spatiale au centre d'image environ 3 km². Au-dessus du nord de l'Algérie, le satellite d'angle d'observation zénith de SEVIRI est situé environ 26°, et par conséquent la résolution spatiale est réduite environ 4x5 Km². Chaque pixel est codé sur 10 bits.

Nous avons stocké les données (level 1.5), c.-à-d. Les valeurs de 3712x 3712 pixels de l'image, et des coefficients de calibrage pour déduire la radiance à chaque pixel. La radiance peut être convertie en réflectivité dans les canaux solaires et en température de

<u>Chapitre 4</u> <u>IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS</u> <u>CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE</u>

brillance dans les canaux infrarouges (Eumetsat, 2004). Pour notre cas, nous avons prédéfini une zone dans l'image; elle correspond à notre zone d'étude (voir la Fig. 14.).

4.2.2.2. Données de mesure de pluie

L'Office National Météorologique d'Alger (ONM) a fourni les données du réseau de mesures de pluie et de leurs coordonnées. Le réseau se compose de 51 stations automatiques de transmission en temps réel, de 87 stations de collection mensuelle et de 166 stations conventionnelles climatologiques de collection quotidienne par le territoire algérien, un total de 304 pluviomètres. Mais seulement 219 couvrent la zone d'étude (nord de l'Algérie). Si non toutes les mesures de pluie fournissent également la précipitation accumulée à mensuelle ou annuelle saisonnières.

Les pluviomètres sont distribués aléatoirement sur la région d'étude et la distance minimale entre deux mesures de pluie est 37km. Ces données ont été employées pour calculer les coefficients de la pluie évaluent et pour valider les résultats finals. Alors nous avons arrangé et transformés en valeurs réelles pour les utilises par les programmes que nous avons développés. Les données des précipitations cumulatives sont continûment pendant plusieurs années et subissent un contrôle de qualité avant d'être intégrée dans la base de données.

4.3. Méthodologie

Le principal objectif de ce travail est de développer une méthode pour l'estimation des précipitations améliorant la technique CCD. La méthode est appliquée durant la période où l'activité convective est plus fréquente. La technique de CCD permet de détecter les nuages convectifs profonds avec une probabilité importante. Ici, en plus de l'utilisation de la technique de CCD, la croissance et la décroissance des nuages convectifs sont aussi considérés. Par conséquent, la méthode opère en trois étapes:

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONSCONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

- I. Identification des précipitations dans les nuages convectifs
- II. Détermination de la phase des nuages (croissance –décroissance)
- III. Attribution des taux de pluie

4.3.1. Identification des précipitations dans les nuages convectifs

Pour identifier les nuages précipitants dans les systèmes convectifs, nous utilisons la même procédure que la technique CCD. En effet, basée sur le concept que la convection profonde pénètre dans la couche troposphère, la technique de CCD utilise un seuil de température (Th) dans l'infrarouge pour identifier les nuages précipitants dans les systèmes convectifs.

Pour rappel, la technique CCD est une méthode régionale développée pour estimer les pluies convectives. Un taux de pluie est associé à tous les nuages les plus froids indiqué par le seuil de température dans le canal infrarouge. Le seuil et le taux de pluie varient en fonction de la région et de la période d'étude. La séquence d'images infrarouges de MSG est utilisée pour calculer l'indice "durée de vie" des nuages froids. La relation employée par la technique de CCD pour l'estimation des précipitations est donnée par Eq.1 (Milford et Dugdale, 1989):

$$R(mm) = a0 + a1 * D$$
 (4-1)

Où R (mm) est le cumul de précipitation pour un pixel donné; D est l'indice qui représente la durée de vie du nuage froid du même pixel (en heures). a0 et a1 (mm/h) sont des constantes empiriques employées pour produire la meilleure correspondance entre les données satellites et les mesures pluviométriques. Ces constantes empiriques sont déterminées en utilisant une régression linéaire entre les cumuls de précipitations mesurées à partir des pluviomètres et l'indice "durée de vie" déterminé à partir des données satellites.

Cependant, la technique CCD peut surestimer des précipitations dans les régions couvertes par les nuages relativement minces de cirrus. Ici, la technique CCD (Cold Cloud Duration) peut être améliorée en utilisant la différence de température ΔT_{WV-IR} entre le canal vapeur d'eau (WV) et l'infrarouge thermique (IR) pour identifier les nuages convectifs et pour

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS
CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

séparer le cirrus non-précipitant (Schuetz et autres 1997, Reudenbach et autres, 2007). La valeur positive de ΔT_{WV-IR} est due à la présence de la vapeur d'eau dans la couche inférieure de stratosphère transportée par la convection profonde (Fritz et Laszlo 1993). Feidas 2011 a montré qu'il y a une corrélation importante entre les valeurs maximum de $\Delta T_{6.2-10.8}$ et les valeurs minimum de $T_{10.8}$ pour les systèmes convectifs. La température de brillance $T_{10.8}$ est la plus représentative de la température réelle au sommet des nuages (Lazri et al 2013b, 2014; Feidas et Giannakos, 2011; Thies et al, 2008).

Par conséquent, un nuage est considéré comme précipitant s'il satisfait les critères de décision suivante:

• T_{10.8}< seuil

• $\Delta T_{6.2-10.8} > 0$

Notons que tous les pixels identifiés comme précipitants subiront un test pour déterminer leur phase de développement de cycle de vie selon la méthodologie qui sera présentée cidessous. Des données de MSG sont employées pour suivre l'évolution chronologique des nuages convectifs. Les précipitations survenant durant les périodes d'Avril à Octobre sont principalement issues des systèmes convectifs. Le traitement est basé sur les propriétés optiques et microphysique des nuages.

i. CWP:

Les systèmes nuageux observés à partir des radiomètres passifs sont potentiellement précipitants si leur rayon efficace et leur épaisseur optique sont importantes (Nauss et Kokhanovsky, 2006; Lensky et Rosenfeld, 200á; Thies et al 2008; Roebeling et autres, 2007). Cette hypothèse est basée sur le fait que les grosses particules peuvent tomber contre le champ ascendant dans un nuage d'extension verticale, qui favorise la croissance de ces particules (Lensky et Rosenfeld, 200á; Nauss et al, 2007). Par conséquent, la connaissance des propriétés microphysiques des nuages offre la possibilité d'une identification améliorée des précipitations (Levizzani et al, 2001; Levizzani, 2003) et la phase de cycle de vie.

Le rayon efficace de gouttelette r_e et l'épaisseur τ des nuages représentés par CWP sont directement liés aux intensités de précipitations (Roebeling et Holleman, 2009). Pour obtenir

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS
CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

des informations sur la CWP, des données fiables dérivées implicitement des paramètres spectraux de SEVIRI ont été utilisées.

Durant la journée, le paramètre CWP (i.e. values of r_e et τ) considéré pour une différentiation d'intensité de précipitations peut être implicitement estimé en utilisant une combinaison de deux canaux solaires (i.e. le VIS et le NIR). Les radiances obtenues dans la bande (0,4 et 0,8 um) sont habituellement utilisée pour estimer l'épaisseur optique des nuages (Arking et Childs, 1985). Alors que la bande entre (1.6 et 3.9 um) est principalement fonction du rayon efficace des gouttelettes de nuage (Nakajima et King 1990; Baum et al.2000; Aking L'utilisation combinée de ces deux bandes permet de fournir des et Childs, 1985). informations utiles sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages. En effet, l'information du paramètre CWP peut être déduite implicitement en utilisant à la fois la réflectance $R_{VIS0.6}$ du canal visible (VIS0.6) et la réflectance $R_{NIR1.6}$ du canal procheinfrarouge (NIR1.6) du radiomètre SEVIRI (Nakajima et Nakajima, 1995; Fellous et Gautier, 2007 ; Kawamoto et al 2001; inoue et aonashi (2000). Kokhanovsky et al, 2003; Platnick et al, 2003: Kokhanovsky et Nauss, 2005, 2006: Nauss et al 2005, Thies 2008, robend et al, 2006. 2007, 2009). Les valeurs élevées de VIS0.6 correspondent à une forte épaisseur optique du nuage et de faibles valeurs de NIR1.6 indiquent de grosses particules dans le nuage. Ceci signifie qu'une grande CWP est obtenue lorsque les valeurs élevées du VIS0.6 coïncident avec les faibles valeurs du NIR1.6 (Thies et al, 2008). Des classes de CWP sont construites à partir des combinaisons respectives de R_{0.6}et de R_{1.6} comparées aux données radar météorologiques (Fig. 15).





Fig.15. CWP en fonction de R_{VIS0.6}et R_{NIR1.6} (Lazri et al. 2013a).

Durant la nuit, la combinaison du canal (IR3.9) et le canal (IR10.8) est utilisée pour extraire des informations sur CWP (Thies et al 2008; Kühnlein et al 2014, Lazri et al 2014). Les réflectances mesurées dans les canaux solaires (VIS0.6 et NIR1.6) utilisées pour identifier les nuages précipitants, ne peuvent pas être obtenues durant la nuit. Néanmoins, des informations sur les propriétés microphysiques et optiques des nuages peuvent être déduites implicitement à partir des canaux disponibles durant la nuit [Inoue 1987; Inoue et al. 2001 ; thies et al, 2008 ; Gonzalez et al. (2002)].

La combinaison du canal IR3.7 avec le canal IR11 a été déjà utilisée pour extraire des informations sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages (Stone et al. (1990), Gonzalez et al. (2002), et Hutchison et coll. (2006) ; lensky et rosenfeld, 2002).

Lensky et Rosenfeld ont tenté de relier la différence de température de brillance entre le canal *IR*3.7 et le canal *IR*11 du satellite TRMM au rayon efficace des particules et à l'épaisseur optique des nuages (Lensky et ROSENFELD, 2002, 2003). Ils ont montré que, pour une température au sommet du nuage supérieure à 260k, des précipitations sont obtenues lorsque la $\Delta TB_{IR3.7-IR11}$ se trouve dans l'intervalle 1K< $\Delta TB_{IR3.7-IR11}$ < 4K. Les valeurs inférieures à l'intervalle sont obtenues lorsque le nuage est optiquement épais avec de faibles rayons

<u>Chapitre 4</u> IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS <u>CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE</u>

efficaces. Les valeurs supérieures à l'intervalle correspondent à un nuage semi-transparent. Ces deux situations correspondent à un nuage non pluviogène. Thies et al ont utilisé le canal *IR*3.9 et le canal *IR*10.8 du radiomètre SEVIRI sur les nuages de glace et d'eau [thies et al, 2008]. Ils obtiennent les mêmes conclusions que lensky et rosenfeld. En effet, un nuage potentiellement précipitant indiquent des valeurs moyennes pour $\Delta TB_{IR3.9-IR10.8}$.

En général, les caractéristiques de ΔT 3.9-7.3 sont similaires à celles de ΔT 3.9-10.8. En raison de l'effet diminuant de l'absorption et de l'émission de vapeur d'eau dans les niveaux bas de la couche troposphère.

Par conséquent, des combinaisons appropriées des différentes températures de brillance ($\Delta T_{3.9-7.3}$ et $\Delta T_{3.9-10.8}$) sont utilisées pour avoir des informations qualitatives sur la CWP. Des classes de CWP sont construites à partir des combinaisons respectives de $\Delta T_{3.9-7.3}$ et $\Delta T_{3.9-10.8}$ comparées aux données radar météorologiques (Fig. 16).



Fig.16. CWP en fonction de Δ T _{3.9-10.8} contre Δ T _{3.9-7.3} (Lazri et al 201á).

<u>Chapitre 4</u> <u>IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS</u> <u>CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE</u>

i. La température moyenne et l'extension verticale

Durant la phase de croissance, le nuage convectif subit un développement vertical significatif et sa température au sommet évolue avec l'évolution de son cycle de vie. En effet, la température diminue de manière significative pendant la phase de croissance et son extension verticale se développe davantage. En revanche, durant la phase de décroissance, le sommet du nuage devient plus chaud et l'extension verticale diminue. Cette information (température au sommet et extension verticale) peut être utilisée comme indicateur de phase de développement de nuage. La température moyenne au sommet de nuage est déterminée à partir du canal de SEVIRI (IR10.8) centré au 10, 8 µm. elle calculée en utilisant l'Eq 3.

$$\overline{T} = \frac{\sum_{i=1}^{N} T_{10.8}(i)}{N}$$
(4-3)

Où N est le nombre de pixel composant le nuage convectif avec $T_{10, 8}$ < Th et $\Delta T_{6,2-10,8} > 0$ comme il est mentionné dans la section (3,1).

L'extension verticale H, qui est un paramètre important pour analyser l'évolution du cycle de vie des nuages, peut être calculée à partir du canal IR10.8. La hauteur de la colonne H de pluie est déterminée à partir de la différence entre la température la plus chaude de nuage et la température du nuage la plus froide sur le nuage convectif observé à partir de SEVIRI. L'extension verticale H peut être calculée comme suit (Roebeling et Holleman, 2009):

$$H = \frac{T_{max} - T_{pixel}}{6.5} + dH$$
(4-4)

Où dH est la taille minimum de la colonne de pluie en km, qui est supposée à 650 m.

Dans fig. 17, nous donnons un exemple de l'évolution d'un nuage convectif sur une série d'images enregistrées pour 22/04/2010 entre 13:00UTC et 21:00UTC.

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS
CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE



Fig.17. Segmentation d'image (IR10.8) qui montre un système convectif individuel, y compris le noyau et l'extension, depuis la phase de croissance à la phase de décroissance.

Fig. 17 montre le cycle de vie d'un système convectif. À 13:00UTC, les cellules convectives ont émergé. Après deux heures (15:00UTC), le système continue d'augmenter et se développe verticalement. La température à son sommet diminue. À 17:00UTC, le nuage atteint son développement vertical maximum. De 17:00UTC à 19:00UTC, le nuage se développe horizontalement, alors que sa température augmente et son extension verticale diminue. À 21:00UTC, le nuage entre dans sa phase de décroissance marquant ainsi une extension horizontale importante. L'évolution chronologique de la température moyenne et l'extension verticale du nuage sont données dans **Fig. 18**.



Fig.18. (a) Évolution chronologique de la température moyenne et (b) de l'extension verticale d'un nuage convectif.

Fig. 18 montre l'évolution pour les deux paramètres en fonction du cycle de vie du nuage convectif. Dans fig. 18a, il convient de noter que la température moyenne du dessus de nuage diminue pendant la phase de croissance et stabilise quand le nuage est dans sa phase mûre, cette période est estimée à environ 6 heures du temps pour ce cas. Dans la phase de

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

décroissance, la courbe montre que la température devient plus chaude jusqu'à la dissipation totale du nuage. Aussi, fig. 18b indique que l'extension verticale se développe pendant la phase de croissance et diminue dans la phase de décroissance.

i. Procédure de séparation de phases

Pour déterminer la phase de cycle de vie d'un nuage convectif donné (croissance ou décroissance), une analyse simultanée de l'évolution temporelle et spatiale des trois paramètres (\overline{T} , H et CWP) est effectuée. Pour ce faire, nous avons élaboré une procédure basée sur les variations de ces trois paramètres en fonction du temps.

Le nuage convectif est placé dans une zone de 100 * 100 pixels, nous suivrons son développement spatial et temporel sur une séquence d'images à des intervalles de 15 min. l'assignation de chaque observation à une des deux phases est effectuée en fonction de la situation du nuage dans son cycle de vie. Une fois le pixel précipitant est identifié, nous analysons le nuage auquel il appartient afin de déterminer sa phase en utilisant les taux de changement en H, T et CWP (Δ H, Δ T, Δ CWP) entre deux images consécutives (i.e., 15 min for MSG). Ces taux fournissent des informations sur le développement de la phase de nuage et sont donnés par les relations suivantes :

 $\Delta \overline{T} = \overline{T}(t) - \overline{T}(t-1)$

 $\Delta H=H(t)-H(t-1)$

 $\Delta CWP = CWP(t) - CWP(t-1)$

Ainsi, l'assignation à une des phases à l'instant (t) est effectuée comme suit:

- Un nuage convectif à l'instant (t) avec des valeurs positives ou nulles zéro de Δ H et de ΔCPW et nulle ou négative de ΔT est assigné à la phase de croissance.
- Un nuage convectif à l'instant (t) avec des valeurs négatives de ΔH et ΔCWP et des valeurs positives de ΔT est assigné à la phase de décroissance.

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS
CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

Notons que la première observation du pixel de chaque événement a été arbitrairement assignée à la phase de croissance car la formation du nuage commence par la phase de croissance. Le cycle de vie dans notre cas commence lorsque le pixel est détecté précipitant (voir la section 3,1). L'organigramme de cette étape est donné par (Fig. 19):



Fig.19. Identification de la phase de développement d'un nuage convectif.

Chapitre 4 IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

4.3.3. Attribution des taux de pluie de phase de croissance et de phase de décroissance

L'objectif de cette section est d'attribuer un taux de pluie à chaque phase de développement. Cependant, pour choisir le seuil optimal de température, plusieurs seuils (- 35°c, -40°c, -45°c, -50°c et -55°c) ont été utilisés pour l'identification des nuages convectifs.

Pour ce faire, une régression linéaire multiple combinant la durée de vie des phases de croissance et la durée de vie des phases de décroissance des nuages convectifs avec des mesures de pluie enregistrées par 219 pluviographes ou pluviomètres durant la période allant d'Avril 2006 à Octobre 2006 est réalisée.

Pour la coïncidence spatiale, chaque pluviomètre est collocalisé avec un pixel de l'image de SEVIRI (4x5km²) en comparant les coordonnées géographiques du pluviomètre aux coordonnées du pixel satellite.

Ainsi, pour assigner le taux de pluie aux nuages convectifs en fonction du cycle de vie (croissance –décroissance), une relation entre l'information satellite et la mesure de pluie par pluviomètre est utilisée. Pour un couple (pixel/pluviomètre), la relation prend la forme suivante:

$$R(mm) = RR_{cro} * D_{cro} + RR_{dec} * D_{dec} + C$$
(4-5)

où R(mm) est le cumul de pluie enregistré par un pluviomètre pendant la période de calibrage; D_{cro} and D_{dec} (en heures), calculées à partir des données de SEVIRI en utilisant la méthode CCPD, représentent la durée de vie du pixel au-dessus du pluviomètre correspondant dans la phase de croissance et de décroissance, respectivement; C(mm) est une constante de l'ajustement, avec C=0 si (D_{cro} = 0 et D $_{dec}$ = 0); Les RR $_{cro}$ et RR $_{dec}$ (en mm/h) sont des taux de pluie pour la phase de croissance et la phase de décroissance, respectivement, déterminés par la régression linéaire multiple.

Ainsi, en utilisant les régressions linéaires multiples, les RR_{cro}, RR_{dec}et C sont calculés pour les différents seuils de la température (Tab .2.). Pour la comparaison, la méthode CCD

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONSCONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

original (Eq.1) est également calibrée et adaptée aux conditions geoclimatiques de la région d'étude.

Les constantes a0 et a1 d'Eq.1 sont calculées en employant la régression linéaire simple (Tab.2.).

	technique CCPD			technique CCD	
Seuil	RR _{cro} (mm/h)	RR _{dec} (mm/h)	C (mm)	al (mm/h)	a0 (mm)
-35°C	1.72	1.31	3.89	1.64	4.62
-40°C	3.53	2.44	5.24	3.31	6.06
-45°C	7.83	4.19	4.50	7.24	2.26
-50°C	9.33	5.26	2.03	8.01	2.12
-55°C	11.21	7.03	3.01	9.59	1.98

Tab.2. Coefficients de calibrage des deux techniques pour différents seuils de température

4.4 Résultats d'évaluation et de validation

Des scènes de précipitations convectives (9 événements) durant la période d'Avril 2010 à Octobre 2010 sont enregistrées et analysées en utilisant la méthode proposée. Ces données utilisées ici sont indépendantes de toutes les données utilisées dans le calibrage de la méthode. Ainsi, ces précipitations sont estimées à partir de la technique CCPD par l'équation 5 en utilisant les différents seuils de température.

Pour évaluer le potentiel du CCPD comparé au CCD original, des estimations été également faites par cette dernière (CCD original) en utilisant Eq.4-1.

Pour évaluer les résultats de l'estimation par notre méthode, nous avons déterminé le coefficient de corrélation (*r*), la racine carrée de la moyenne des différences entre les valeurs estimées et les valeurs mesurées (RootMean Square Difference : RMSD), le Biais et la moyenne des différences absolues entre les valeurs estimées et les valeurs mesurées (Mean Absolute Difference : MAD), et la différence de pourcentage (pd). Elles sont données par :

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS
CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

Bias
$$=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(E_{i} - V_{i})$$
 (4_6)

$$MAD = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} |E_i - V_i|$$
(4-7)

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (E_i - V_i)^2}$$
(4-8)

$$PD = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \frac{|E_i - V_i|}{V_i}$$
(4-9)

Où E_i est la valeur estimé, et V_i est la valeur de validation. Les diagrammes de la dispersion pour les deux méthodes sont donnés dans Fig.20 avec des statistiques associées dans le Tab.3.






<u>Chapitre 4</u> <u>IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS</u> CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE



Fig.20. Comparaison de CCPD (colonne gauche) et évaluations originales de CCD (colonne droite) avec la mesure de pluie.

La fluctuation des points est plus importante et réparties inégalement pour des seuils inférieurs à -45°c pour les deux méthodes avec surestimation évidente des totaux de précipitations. Aussi, les fluctuations des points sont importantes pour les seuils supérieurs à - 45°c, mais avec une sous-estimation des précipitations.

En revanche, l'utilisation des seuils de -45°c donne des estimations très bien corrélées avec les mesures pluviométriques pour les deux techniques. Cependant, les diagrammes de

<u>Chapitre 4</u> <u>IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS</u> <u>CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE</u>

distributions pour CCPD indiquent une meilleure corrélation comparés à la méthode CCD original. En effet, un coefficient de corrélation de 0.83 est retrouvé pour le CCPD comparé au 0,66 pour le CCD original. Par conséquent, en termes de coefficients de corrélation, le CCPD semble être mieux adaptée aux situations convectives que la méthode CCD. Néanmoins, le coefficient de corrélation ne montre pas les performances de la méthode CCPD pour l'estimation des précipitations, mais il indique le degré de corrélation linéaire entre les estimations satellite et les données de validation.

Les performances donc sont évaluées en utilisant les paramètres RMSD, Bias, MAD et PD (Tab.3.).

Seuil	pluviom	technique CCPD				technique CCD					
	ètres										
	Moyen	Moyen	RMSD	Bias	MAD	PD	Moyen	RMSD	Bias	MAD	PD
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)		(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	
-35°C	78.89	100.78	48.48	21.89	29.78	12.41	107.49	52.28	28.60	34.25	14.81
-40°C	78.89	89.18	39.97	10.29	23.84	6.52	96.21	45.66	17.32	28.19	8.65
-45°C	78.89	75.48	30.12	-3.41	17.34	2.40	72.09	35.30	-6.80	22.63	5.89
-50°C	78.89	69.60	38.10	-9.29	22.98	6.22	61.24	42.59	-17.65	27.12	9.00
-55°C	78.89	58.27	42.51	-20.62	30.45	8.31	50.73	47.39	-28.16	35.63	12.42

Tab.3. Résultats statistiques de comparaison entre la technique CCPD et la technique CCD

Les valeurs des quatre paramètres statistiques obtenus pour la période de validation à partir d'Avril 2010 à Octobre 2010 sont présentées dans le Tab.3. Pour les deux techniques. Ces diverses erreurs sont calculées par Eqs (6), (7), (8) et (9). Des valeurs moyennes des cumuls de précipitations estimés par les deux méthodes et mesures par les pluviomètres sont également données dans le Tab.3.

Une première vérification des résultats indique que la méthode de CCPD estime mieux que la méthode originale CCD. En effet, la méthode CCPD présente le plus petit RMSD, Bias, MAD et PD, tandis que les erreurs pour la méthode originale de CCD sont plus importantes.

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS
CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

Plus le seuil choisi est supérieur ou inférieur à -45°c, les erreurs augmentent sensiblement pour les deux méthodes.

En termes de cette comparaison, le CCPD semble fonctionner mieux que la méthode originale CCD. Ceci est confirmé par les valeurs de coefficients de corrélation. Malgré une sous-estimation de précipitation en raison de la valeur de biais qui est négative, en général, les totaux de précipitations convective des estimations satellites sont bien corrélées avec les données de validation pour le seuil -45°c. Ainsi, il est à noter que dans cette région d'étude, le seuil de température -45°c donne une meilleure estimation.

La distribution spatiale de l'estimation des précipitations en utilisant les techniques CCPD et CCD sont également présentée. En effet, ces estimations sont calculées durant la période de validation pour le seuil de température -45°c (Fig.21).





Fig.21. Cartes d'estimation de précipitation cumulées durant la période d'Avril 2010 à Octobre 2010 en utilisant la technique (a) CCD (b) CCPD.

Les résultats statistiques obtenus précédemment sont confirmés à travers les cartes de précipitations. En effet, dans le Fig.21, visuellement, une sous-estimation des précipitations est évidente à travers la région d'étude pour la technique CCD comparée à la technique CCPD. Cependant, les précipitations sont également surestimées par la technique CCD dans quelques endroits de la région d'étude comparée à CCPD, pour lesquels des coefficients de corrélations sont faibles et des valeurs de biais importantes. Comme montré par le Fig.21 les avantages d'utiliser la technique satellitaire pour estimer les précipitations sont la plus couverte et la résolution spatiale de SEVIRI. En outre, il est possible d'estimer les

Chapitre 4IDENTIFICATION ET ESTIMATION DES PRECIPITATIONS
CONVECTIVES DANS LE NORD DE L'ALGERIE

précipitations au-dessus de la mer et des régions éloignées où les pluviomètres ne peuvent pas être installés.

Conclusion

L'objectif principal de ce travail est d'estimer les précipitations convectives dans le Nord de l'Algérie à partir des informations satellites. Ces informations multi spectrales de SEVIRI ont permis d'identifier les nuages convectifs et de discriminer entre les phases de décroissance et croissance. De plus, la haute résolution spatio-temporelle de Meteosat MSG/SEVIRI a contribué d'une façon significative à l'amélioration des résultats. En effet, la résolution temporelle de 15minute et la résolution spatiale 3km ont fait un instrument bien adapté à l'observation et l'analyse des précipitations.

Les précipitations dans la région méditerranéenne peuvent être de diverses origines, dues aux effets orographiques, la situation frontale, liée à l'activité cyclonique ou de convections localisées de courte durée. De ce fait, les précipitations convectives dans la région méditerranéenne doivent être prises en compte dans l'estimation totale des précipitations.

Dans ce contexte, une nouvelle technique basée sur la durée de vie des différentes phases de développement (phase de croissance et décroissance) d'un système convectif a été développée. La méthode est une version améliorée de la méthode CCD de présent (durée froide de nuage). Les paramètres spectraux fournies par le SEVIRI sont ajustés et adaptés à la situation geo-climatiques de la région méditerranéenne pour une estimation plus fiable et une correspondance estimations satellite /mesures pluviométriques étroite.

Une comparaison des estimations des précipitations avec des totaux de précipitations enregistrés par des pluviomètres a été effectuée. La méthode a été évaluée selon plusieurs paramètres statistiques. Les résultats indiquent que la technique CCPD est plus adaptée à l'estimation des précipitations convectives que la méthode CCD. Ceci est dû à la séparation entre les deux phases du cycle de vie d'un nuage convectif qui a permis d'estimer les précipitations d'une façon plus correcte. En effet, l'intensité de précipitations est plus importante dans la phase de croissance que dans la phase de décroissance. La méthode CCPD aussi peut être appliquée dans les régions tropicales ou subtropicales où les précipitations sont issues des systèmes convectifs.

72

Comme perspective de ce travail, la technique développée peut être améliorée en prolongeant l'étude à une plus longue période et en incorporant des observations à très haute résolution spatio-temporelle. En outre, des méthodes combinant informations infrarouge-microonde peuvent être exploitées pour mieux estimer les précipitations et peuvent être appliquées dans des régions dont les mesures pluviométriques manquent.

LES NUAGES

Description des types de nuages

Les nuages sont classés d'après leur aspect et leur forme tels qu'ils sont vus par un observateur au sol. La classification du chimiste anglais Luke Howard en 1803, inspirée de celle des naturalistes, est à l'origine de la classification utilisée aujourd'hui. Howard employa toute une série de noms latins pour désigner les différents nuages. Toutes les classifications ultérieures sont inspirées de celle de Howard tellement celle-ci était géniale. La classification la plus récente est celle de l'Organisation météorologique mondiale publiée en 1956 dans l'Atlas international des nuages. Le tableau ci-dessous présente les quatre principales familles de nuages de ce système (Ahrens, 1994).

Famille	Racine latine	Traduction du mot latin	Altitude moyenne de la base (m)	Exemple	
Étage supérieur	CIRRUS	filament	6 000 - 13 000	cirrus	
Étage moyen	ALTO	moyen	2 000 - 6 000	altostratus	
Étage inférieur	STRATUS	strate (chose allongée)	Sol - 2 000	stratocumulus	
<u>À extension</u> verticale	CUMULUS	amas (tas)	500 - 6 000	cumulonimbus	

FAMILLES DE NUAGES

A cela s'ajoute la racine latine nimbus qui signifie "pluie". Cette classification ne tient pas compte de la hauteur du sommet du nuage. Un nuage dont la base est à 1 500 mètres et le sommet à 2 500 mètres, et qui n'appartient pas à la famille des nuages à extension verticale, doit être classé parmi les nuages de l'étage inférieur.

Soulignons que tous les nuages sont situés dans la troposphère, c'est-à-dire entre 0 et 13 km d'altitude. Chaque famille est subdivisée selon l'aspect. Un nuage qui présente une base uniforme sans détails repérables, par exemple, est appelé « stratus » alors qu'un nuage dont la base a une configuration ou une structure bien définie est appelé « cumulus » ou nuage de «

type cumulo ». Certains nuages sont surtout des nuages à précipitations et sont alors appelés « nimbus ».

Même si les nuages sont en constante évolution, on a pu définir un nombre limité de formes caractéristiques permettant de les classer en différents groupes. La classification des nuages de l'Atlas international des nuages compte dix groupes principaux, appelés "genres".

GENRES DE NUAGES

Nuages de	Nuages de l'étage moyen	Nuages de	Nuages à
l'étage supérieur		l'étage inférieur	extension verticale
Cirrus (Ci) Cirrostratus(Cs) Cirrocumulus (Cc)	Altostratus (As) Altocumulus (Ac)	Stratus (St) Nimbostratus(Ns) Stratocumulus (St)	Cumulus (Cu) Cumulonimbus <mark>(</mark> Cb)

Chacun des divers processus de formation des nuages imprime ses formes propres. Il en est de même pour l'altitude.



Fig.A.1 : les types du nuage

Types de précipitations

Estimation de la partie convective des précipitations par une méthode basée sur les phases de développement dans les nuages convectifs

RECHERCHE BIBLIOGRAPHIQUE

A. MAIA. JOBARD : Méthode combinée IR-micro-onde pour la tropicales. Application à l'afriqueet à des régions océaniques détermination par télédétection des pluies.
 BRICE BOUDEVILLAIN : contribution à définition des caractéristiques d'un radar hydrologique urbain.

Didier Ricard : Initialisation et assimilation de données à méso-échelle pour la prévision à haute résolution des pluies intenses de la région Cévennes-Vivarais.(2001-2002).
Didier Renaut : Les satellites météorologiques, La Météorologie - n° 45 - mai 2004.
IDIER RICARD : Initialisation et assimilation de données à méso-échelle pour la prévision à haute résolution des pluies intenses de la région Cévennes-Vivarais.(2001-2002).

Emilie BRESSON : Mécanismes de formation des systèmes convectifs quasistationnaires en Méditerranée nord-occidentale, Application au cas du 15 juin 2010 sur le Var.Grilles Molinie,Octobre 2004 : Mesures des précipitations .

G.L. LIBERT1I, JOBARDM, DESBOIS : variabilité des systèmes nuageux convectifs observés par le satellite GMS sur le pacifique ouest.

Kerstin Sundseth, Ecosystems Ltd, Bruxelles : Natura 2000 dans la région méditerranéenne.

LAZRI Mourrad : Analyse des variations spatio-temporelles des précipitations par télédétection active et passive.

Maria Helena DOMINGUES RAMOS : analyse de la pluviométrie sous des systèmes nuageux convectifs (2001-2002).

MIRIAM D'ERRICO : Validation tridimensionnelle des nuages simulés par le GCM ARPEGE à l'aide des réflectivités radar du satellite CloudSat et des observations du lidar du satellite CALIPSO.

Olivier PUJOL : étude microphysique des nuages et des précipitations par radar polarimétrie et simulation numérique. influence du milieu de propagation sur la mesure de la réflectivité.(2005/2006)

PENIDE Guillaume : Mise en place de simulateurs d'instruments de télédétection dans un modèle méso-échelle (BRAMS) : Application à l'étude d'un système convectif observé pendant la campagne AMMA. 2009,2010.

Philippe CHAMBON : Contribution à l'estimation des précipitations tropicales : préparation aux missions Megha-Tropiques et Global Precipitation Measurement.(2011,2012).

Philippe chambon : L'estimation des précipitations par satellite, 22-26 Novembre 2010.

Thomas FIOLLEAU : Cycle de vie des systèmes convectifs de mousson dans les régions tropicales : préparation à la mission megha-tropiques.(2009,2010).