

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Mouloud Mammeri de Tizi ousou**



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

Mémoire de fin d'études

**En vue l'obtention du Diplôme de Master en Electronique
Option : Réseaux et télécommunications**

Thème

Estimation des précipitations stratiformes et convectives en utilisant les relations CWP/taux de pluie et CTT/ taux de pluie

**Proposé et dirigé par :
M^r LAZRI Mourad**

**Réalisé par :
M^{elle} HADJEBAR Louiza
M^{er} HAMMADI Mohamed**

Promotion: 2013/2014

REMEREREMENTS

Nous tenons à remercier en premier lieu notre promoteur Mr LAZRI qui a accepté de nous encadrer et qui nous a soutenu tout le long de la préparation de notre mémoire de fin d'étude. Ses conseils et son soutien nous ont été de grande aide pour avancer et arriver à réaliser notre travail.

A tous ceux qui nous ont aidé et encouragé de près ou de loin dans la réalisation de ce projet.

Et aussi un grand merci à nos professeurs qui nous ont enseigné durant tout notre cursus universitaire. Qui nous permettront d'aller de l'avant pour un meilleur avenir professionnel qui soit.

Nos respects aux membres de jury, qui nous 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 :Nordine, Nacer ,Lotfi,
Lilia ,chahinaze.***

***A mes deux neveux : Nazim,Rassim et ma nièce
Sérine.***

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

A tous mes amis, et à toute ma famille.

Louiza

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 la mémoire de mes grands parents Hocine et Fatma.

A la mémoire de mon grand père Ramdan

A mes chers frères Sadek, Farid, Halim, Madjid et Kamel. A mes chères sœurs Warda et Hassina, et ma belle sœur Samia

A ma nièce Fatma (chamchouma) et son frère Hocine.

A ma grande mère Ouardia et tous mes oncles & tantes et leurs enfants.

A tous mes amis, et à toute ma famille.

Mohamed

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
--------------------	---

CHAPITRE 1 : LES PRECIPITATIONS DANS LA REGION MEDITERRANNEENE

1.1Préambule	3
1.2 Principe de formation des précipitations et des nuages.....	4
1.3 Précipitations stratiformes et convectives.....	5
1.4 Organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques	6
1.4.1 L'échelle planétaire	7
1.4.2 L'échelle synoptique.....	7
1.4.3 La Méso échelle	8
1.4.4 L'échelle Aérologique	8
1.4.5 La micro échelle	8
1.5 Précipitations en région méditerranéenne	8
1.5.1 Les systèmes précipitants de grande échelle	9
1.5.2 Les systèmes convectifs de méso échelle	10
1.5.2.1 Les cellules convectives	12
1.5.2.2 Formations des orages à partir des cellules convectives	13
➤ Orage monocellulaire	13
➤ Orage supercellulaire	13

➤ Orage multicellulaire.....	14
1. 6 Discussion	15

CHAPITRE 2 : INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.1 Préambule	16
2.2 Le pluviomètre.....	16
2.3 Les radars météorologiques	17
2.3.1 Définition d'un radar météorologique.....	17
2.3.2 Principe de fonctionnement.....	18
2.3.3 Equation du radar	20
2.3.4 Réflectivité radar.....	21
2.3.5 Intensité de pluie R.....	22
2.3.6 Modes de visualisation des images radar météorologiques	23
2.3.6.1 Mode PPI (Plan Position Indicator).....	23
2.3.6.2 Mode RHI (Range Height Indicator).....	23
2.3.6.3 Mode HTI (Height Time Indicator).....	23
2.3.7 Bande de fréquence radar	24
2.4 Les satellites MSG	24
2.4.1 Présentation du satellite MSG	24
2.4.2 Missions principales du système MSG	27
2.4.2.1 Mission d'imagerie multi-spectrale.....	27

2.4.2.2 Mission d'imagerie à haute résolution.....	27
2.4.2.3 Mission d'extraction des produits.....	27
2.4.2.4 Mission de collecte des données.....	27
2.4.2.5 Mission de dissémination	27
2.4.2.6 Missions et services complémentaires.....	28
2.4.3 Traitement des images SEVIRI	28
2.4.3.1 Radiation mesurée par le radiomètre.....	29
2.4.3.2 Conversion de la Radiance en températures de brillances	30
2.4.3.3 Conversion inverse de la température de brillance à la radiance.....	30
2.4.3.4 Conversion de la radiance en réflectance spectrale pour les canaux (VIS0.6, VIS0.8, NIR1.6 et HRV).....	30
2.4.4 Potentialité des images MSG	32
2.5 Discussion	33

CHAPITRE 3: LA REGRESSION LINEAIRE

3.1 Préambule	34
3.2 La régression linéaire multiple.....	34
3.3 La régression linéaire simple.....	36
3.4 La droite de régression	36
3.5 Estimation	37
3.5.1 Paramètres	37
3.5.2 Qualité d'ajustement.....	39

3.6 Inférence.....	39
3.6.1 Loi des paramètres	39
3.6.2 Prévision par intervalle de confiance	41
3.6.3 Tests d'hypothèse.....	42
3.7 Influence	42
3.7.1 Effet levier	43
3.7.2 Résidus et PRESS	43
3.8 Diagnostics	45
3.8.1 Distance de Cook	45
3.8.2 Graphe des résidus	46
3.9 Discussion.....	47

CHAPITRE 4

ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUES DES NUAGES

4.1 Préambule	48
4.2 Présentation de la région d'étude et les données utilisées	48
4.2.1 Présentation du site	48
4.2.2 Données utilisées	49
4.2.2.1 Données du satellite MSG.....	50
4.2.2.2 Données du radar météorologique	52

➤ Collocalisation de données	54
4.3 La méthodologie	54
4.4 Analyse des relations CTT / taux de pluie et CWP / taux de pluie	55
4.4.1 Relation CWP / taux de pluie	55
4.4.2. Relation CTT / taux de pluie	57
4.5 Procédures d'étalonnage CTT / taux de pluie et CWP / pluie de taux.....	58
4.5.1 Procédure d'étalonnage CTT / taux de pluie	60
4.5.2. Procédure d'étalonnage CWP / taux de pluie	60
4.6 Estimation des précipitations et évaluation	62
4.7 Discussion des résultats.....	65
CONCLUSION.....	67

Dans ce mémoire, une technique d'estimation des précipitations par satellite est développée. Afin d'atteindre ceci, nous étudions les relations de taux de pluie avec chacun du contenu de l'eau des nuages(CWP) et de la température au sommet des nuages (CTT). Le CWP et CTT sont récupérés à partir des données SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) et les taux de pluie correspondants sont mesurés par le radar météorologique.

Les taux de pluie sont comparés à CWP correspondant, puis à CTT correspondant. L'étude démontre que les taux de pluie sont bien corrélés de façon exponentielle par CWP pour les taux de pluie faibles et modérés (les précipitations stratiformes). A l'inverse, les taux de pluie sont plus étroitement liés par CTT pour les taux de pluie élevés (les précipitations convectives).Par conséquent, deux relations distinctes sont établies pour récupérer les taux de pluie. Les résultats montrent que les taux de pluie estimés par le système mis au point sont en bonne corrélation avec celles observées par le radar météorologique.

Mots clés: les précipitations; le contenu de l'eau des nuages(CWP); la température au sommet des nuages(CTT) ; SEVIRI; radar.

INTRODUCTION

Les précipitations sont un phénomène difficile à mesurer et très variable dans le temps et dans l'espace. Les zones de précipitation avec une haute résolution spatio-temporelle et une grande couverture spatiale sont indispensables pour le suivi de ces précipitations. A cet effet, les observations satellites, en particulier ceux en orbite géostationnaire, sont considérés comme des instruments les plus efficaces. Toutefois, les informations fournies par ce type de satellite ne sont pas reliées directement à la quantité de précipitations. Des méthodes d'estimation des précipitations ont donc été développées pour faire le meilleur usage possible de ces données (e.g. Lazri et al, 2014; 2013a; Adler and Negri 1988; Barrett 2002; Reudenbach et al. 2007; Kühnlein et al. 2010).

La plupart de ces méthodes utilisent des informations infrarouges (IR). En effet, les nuages avec des sommets très froids sont associés à des intensités de précipitations importantes (e.g. Levizzani *et al*, 2001; Levizzani 2003; Mishra et al, 2011; feidas et al. 2008). Ces techniques sont largement utilisées pour estimer les précipitations des systèmes convectifs. Dans les régions extratropicales, l'identification des nuages précipitants ne peut pas se faire à l'aide de leur température de brillance, car ce type de nuages est caractérisé par des températures relativement chaudes à leur sommet et une répartition spatiale plus homogène, qui ne diffèrent pas significativement entre les nuages précipitants et non précipitants (Amorati, et al, 2000; Thies et al, 2008; feidas et al, 2008 ; Levizzani et al. 2001; Levizzani et al. 1990; Levizzani 2003).

Pour une évaluation fiable des précipitations dans les régions extratropicales, des techniques basées sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages ont été développées (e.g. 2003a,b ; Lensky et al, 2002, 2007 ; Nakajima et King, 1990 ; Nauss1 and A. A. Kokhanovsky, 2006)

Notre contribution dans ce travail est de mettre en œuvre une technique permettant d'estimer les précipitations dans les régions extratropicales (Nord d'Algérie). En raison des propriétés géographiques de cette région, son climat présente des caractéristiques spatio-temporelles très complexes (Lionello et al. 2006). En effet, il est influencé à la fois par le climat subtropical et le climat des systèmes de moyenne latitude (Trigo et al., 2006 ; Alpert et

al., 2006). Par conséquent, cette région est caractérisée par une occurrence importante des précipitations convectives liées à l'instabilité atmosphérique et des précipitations stratiformes liées aux systèmes frontaux. Pour ce faire, le paramètre CTT est utilisé pour estimer les précipitations convectives et le paramètre CWP est utilisé pour estimer les précipitations stratiformes.

La suite du mémoire est structurée de la façon suivante :

Le premier chapitre contient les généralités sur le climat méditerranéen

Dans le second chapitre, nous avons présenté les instruments de télédétection des précipitations à savoir le radar et le satellite météorologique ainsi que le pluviomètre dont il mesure les précipitations au sol.

Le principe des différentes régressions font l'objet du troisième chapitre

Nous présentons dans le quatrième chapitre la méthode proposée pour estimer les précipitations dans la région Nord de l'Algérie.

Une conclusion et une bibliographie sont données à la fin du mémoire

CHAPITRE 1 LES PRECIPITATIONS DANS LA REGION MEDITERRANNEENE

1.1 Préambule

La région méditerranéenne située entre 30° et 45° de latitude connaît depuis la haute antiquité une occupation humaine importante qui a fortement marqué ses paysages et ses espaces naturels. Les ressources physiques de cette région dépendent des caractéristiques des principales composantes du milieu naturel à savoir, le climat, le relief, le sol et les ressources en eau. Le climat méditerranéen est généralement caractérisé par une longue saison sèche estivale, des températures hivernales relativement clémentes et pluviométrie faible et extrêmement variable. En fait, ces traits généraux cachent une grande disparité marquée par des grandes variations dans l'espace et des contrastes saisonniers extrêmement prononcés. Ce climat est influencé à la fois par le climat subtropical et le climat des systèmes de moyennes latitudes [Trigo et al. 2006; Alpert et al. 2006]. Les cyclones du front polaire apportent froid et humidité alors que les pressions tropicales font remonter de l'air chaud et sec. Les précipitations des systèmes méso-échelle généralement se propagent d'Ouest en Est et du Nord au Sud sur la région méditerranéenne, susceptibles d'être associés aux perturbations cycloniques méditerranéennes résultant d'interactions entre la circulation atmosphérique à grande échelle, l'orographie et le contraste de température terre-mer [Mehta et Yang 2008]. Il en résulte que les climats méditerranéens sont des climats instables et d'une pluviométrie extrêmement variable. Par conséquent, cette région est caractérisée par une occurrence importante des précipitations convectives et des précipitations stratiformes. Les premières sont liées à l'instabilité atmosphérique des systèmes de méso échelle et les secondes sont liées aux systèmes frontaux de grande échelle.

Dans ce chapitre, après la présentation du processus de formation des précipitations et l'organisation spatio-temporelle des phénomènes météorologiques, nous nous intéresserons plus particulièrement à ces deux systèmes précipitants.

1.2 Principe de formation des précipitations et des nuages

Les gouttelettes d'eau se forment lorsqu'une quantité suffisante de vapeur d'eau est entraînée au-dessus du niveau de condensation par des mouvements ascendants. Un flux d'humidité convergent de l'environnement vers le nuage est nécessaire dans les basses et moyennes couches de l'atmosphère pour assurer le maintien et le développement du nuage. Pour qu'il y ait production de précipitations, il faut, d'une part, que les mouvements ascendants persistent suffisamment longtemps pour qu'il y ait condensation d'une grande quantité d'eau nuageuse et, d'autre part, que les petites gouttelettes se transforment en particules précipitantes. Les processus microphysiques se produisant dans un nuage dans les deux phases « chaudes » et « mixtes » et conduisant aux différents types de précipitations sont schématisés dans la figure.1. Ces précipitations se forment selon deux mécanismes : Soit par un mécanisme de croissance consistant en la déposition de vapeur d'eau en sursaturation sur les noyaux de condensation, puis sur les gouttelettes, ce qui a pour effet d'augmenter leur diamètre. Soit par un mécanisme d'auto conversion, par lequel les gouttelettes vont s'agglomérer, qui dépend à la fois de la collision et de la coalescence des gouttelettes. Les gouttelettes tombent alors hors du courant ascendant lorsque leur vitesse de chute est assez grande.

Elles grossissent ensuite par collection tant qu'elles restent dans l'air nuageux. L'efficacité de ce mécanisme dépend des vitesses relatives des gouttelettes, de leur diamètre et de la turbulence dans le nuage. Certaines gouttes éclatent et produisent de nombreux fragments; les plus petits sont entraînés par les courants ascendants, les autres continuent leur chute.

Une partie s'évapore dans l'air sec sous le nuage avant d'atteindre le sol, l'autre partie produit les précipitations. Lorsque les précipitations n'atteignent pas le sol, on est en présence d'un phénomène appelé "virga".

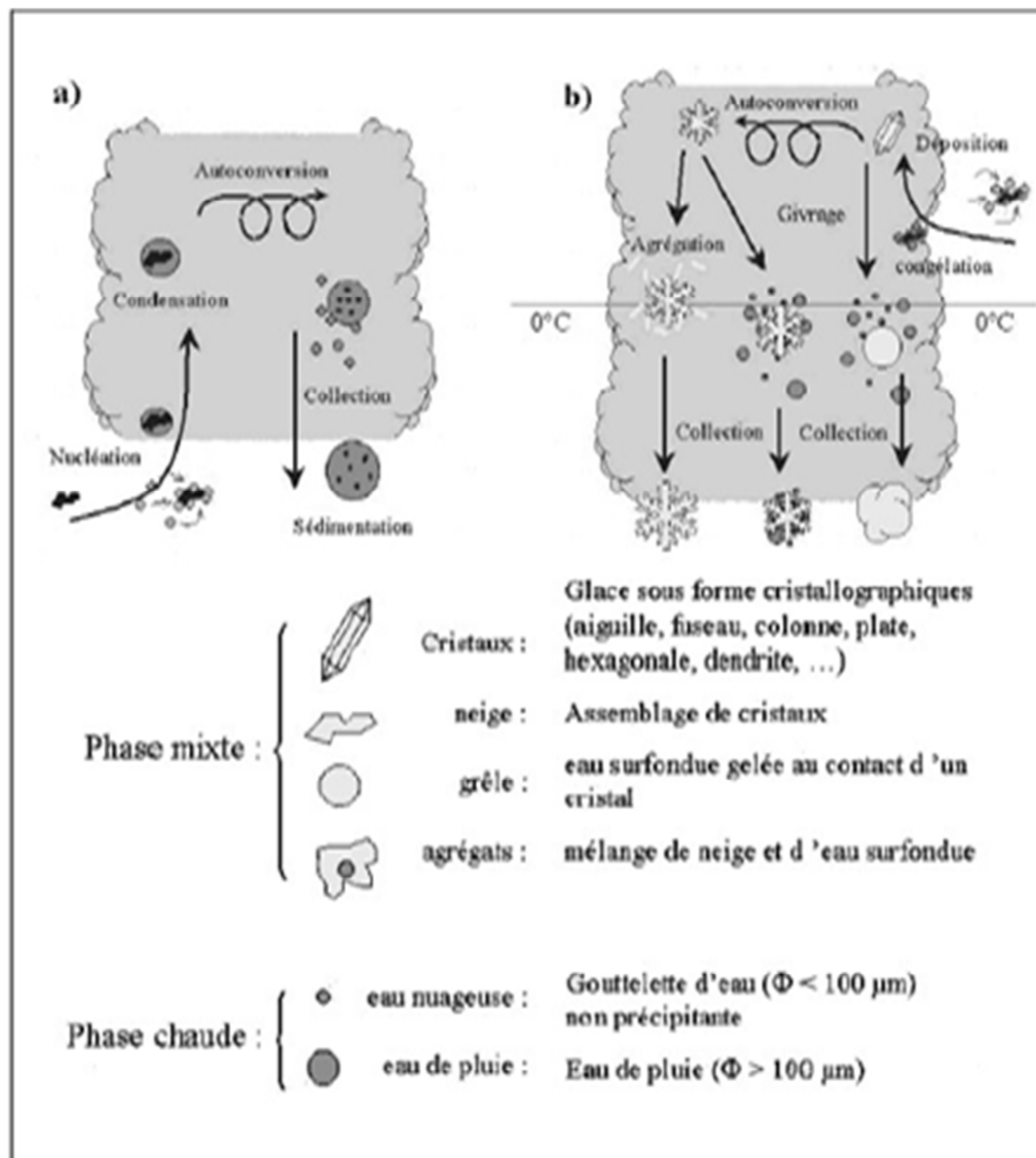


Figure.1 Processus microphysiques dans un nuage : a) Phase chaude ($T > 0^\circ\text{C}$) b) Phasemixte (l'isotherme 0°C traverse le nuage) (d'après Cohard, 1999).

1.3 Précipitations stratiformes et 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 pour lesquelles la vitesse verticale de l'air est inférieure à la vitesse de chute des gouttelettes

d'eau ou de glace et celles dites convectives pour lesquelles la vitesse verticale de l'air est supérieure ou égale à la vitesse de chute des gouttelettes d'eau ou de glace.

Dans une situation convective, les forts mouvements provoquent une condensation rapide de la vapeur d'eau et généralement et génèrent de forts contenus en eau liquide nuageuse. 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 intense ou de grêle. Les cumulonimbus sont des exemples courants de précipitations convectives intenses; les ascendances sont en moyenne comprises entre 1 et 5 ms^{-1} . Les pluies convectives sont caractérisées par des champs de précipitations de plus grande extension verticale et par une forte variabilité spatiale et temporelle des intensités de pluie.

Dans une situation stratiforme, les ascendances sont moins fortes ($< 1 \text{ ms}^{-1}$), les contenus en eau liquide nuageuse plus faibles et la croissance des précipitations se fait par les mécanismes de diffusion et d'agrégation. Ces particules tombent dans le champ de pesanteur, grossissent en formant quelques agrégats de neige, fondent au passage par l'isotherme 0°C et enrichissent les précipitations liquides qui atteignent parfois le sol. Si la température est négative, les précipitations restent sous forme de flocons de neige. Ces situations correspondent à des nuages de type nimbostratus. Les pluies stratiformes sont caractérisées par des champs de précipitations de grande extension horizontale, de faible extension verticale et par une faible variabilité spatiale et temporelle des intensités de pluie.

1.4 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.2 montre les différentes échelles spatio-temporelles utilisées pour caractériser les différents phénomènes météorologiques.

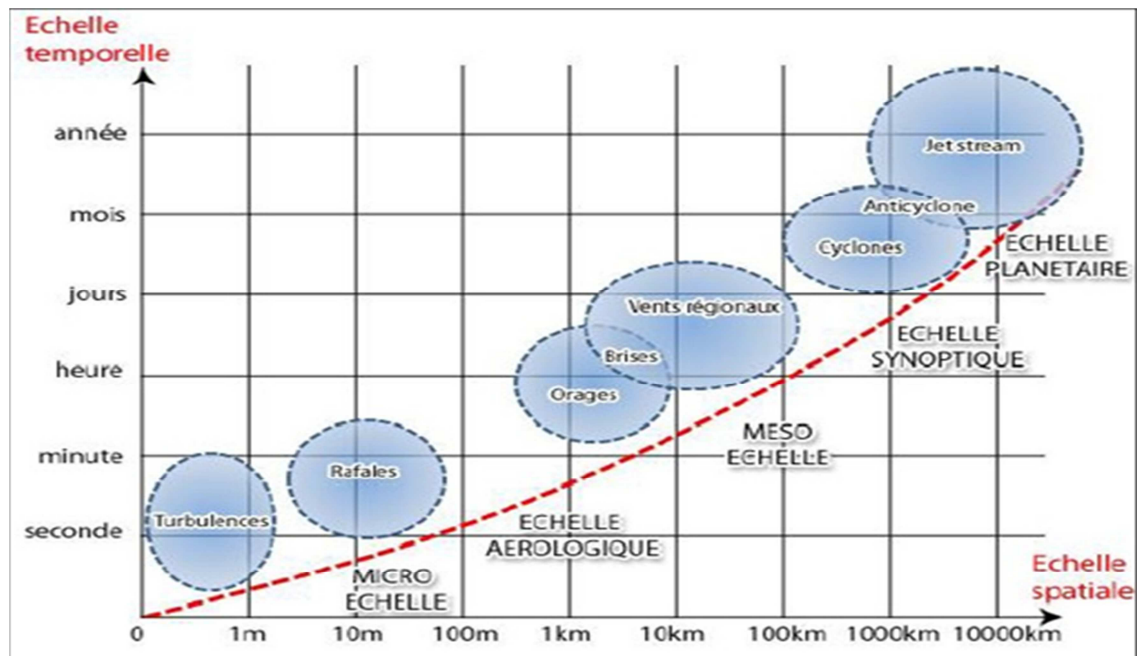


Figure.2 Echelles spatio-temporelles des différents phénomènes météorologiques

1.4.1 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 et les étudier grâce aux satellites géostationnaires.

1.4.2 L'échelle synoptique

Les phénomènes de l'échelle synoptique intéressent de vaste régions de l'ordre de 1000 à 10000 Km persistent plusieurs jours. L'étude et l'analyse de tels phénomènes sont faites grâce aux réseaux d'observations en surface et en altitude dont la maille doit être

comprise entre 250 à 500 Km et la fréquence des observations de 1 à 2 fois par jour. La mousson, les lignes de grains de l'Afrique tropicale et les cyclones tropicaux en sont de bons exemples parmi tant d'autres.

1.4.3 La Mésoscale

Elle est rattachée aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 100 à 1000 Km. Vents régionaux ou locaux, 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.

1.4.4 L'échelle Aérologique

Elle est relative aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 10 à 100 Km. Les orages des échelles de catégorie B et C et la ligne de grains peuvent être recensés dans cette échelle.

1.4.5 La micro échelle

La micro échelle se rapporte aux phénomènes dont la dimension est comprise entre 1 Km et 10 Km et peut être donc considérée comme une échelle de laboratoire. On peut y inclure tout phénomène ayant une dimension de l'ordre du mètre et 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.

1.5 Précipitations en région méditerranéenne

Une des caractéristiques du climat méditerranéen est le faible nombre annuel de jours de pluie. Mais derrière cette faible pluviosité se cachent des épisodes intenses conduisant à de

forts cumuls de précipitations. Ces épisodes pluvieux naissent de la conjonction entre la configuration géographique de la zone considérée et la situation météorologique. En région méditerranéenne, la mer a une influence non négligeable sur l'occurrence de ces événements. En effet, la température de surface de la mer joue un rôle important en humidifiant et en réchauffant les basses couches de l'atmosphère conduisant ainsi à un développement des systèmes fortement précipitants [Lebeaupin et al. 2006]. L'analyse de nombreux épisodes de précipitations intenses (HPEs pour Heavy Precipitating Events) en région méditerranéenne a montré qu'ils résultent principalement de deux systèmes à savoir, les systèmes précipitants de grande échelle et les systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS pour Mesoscale Convective System). Notons que ces deux systèmes précipitants peuvent coexister [Nuissier et al. 2008].

1.5.1 Les systèmes précipitants de grande échelle

Dans les systèmes précipitants de grande échelle, les précipitations sont modérées (typiquement avec des réflectivités radar < 38 dBZ) mais leur caractère continu et persistant (de durée supérieure à 24 h) amène à des cumuls importants. Ce type de système est identifiable sur les images satellitaires dans les radiances visibles et infrarouges grâce à leurs propriétés optiques et microphysiques. Ces systèmes sont associés à des systèmes frontaux dynamiques des moyennes latitudes qui sont engendrés au voisinage des surfaces de contact entre deux masses d'air de température et d'humidité différentes, qu'on appelle « front ». La masse d'air chaud est toujours soulevée en altitude par la masse d'air froid. Suivant que la masse d'air chaud suit ou précède la masse d'air froid, on trouve un front chaud ou froid (voir figure 3). Les systèmes frontaux peuvent prendre, au moins localement et temporairement, un caractère convectif avec le développement, notamment au niveau du front froid, de cellules de convection profonde noyées dans la masse de la perturbation dynamique. Dans ce cas, les nuages auront un développement vertical important et les précipitations seront intenses.

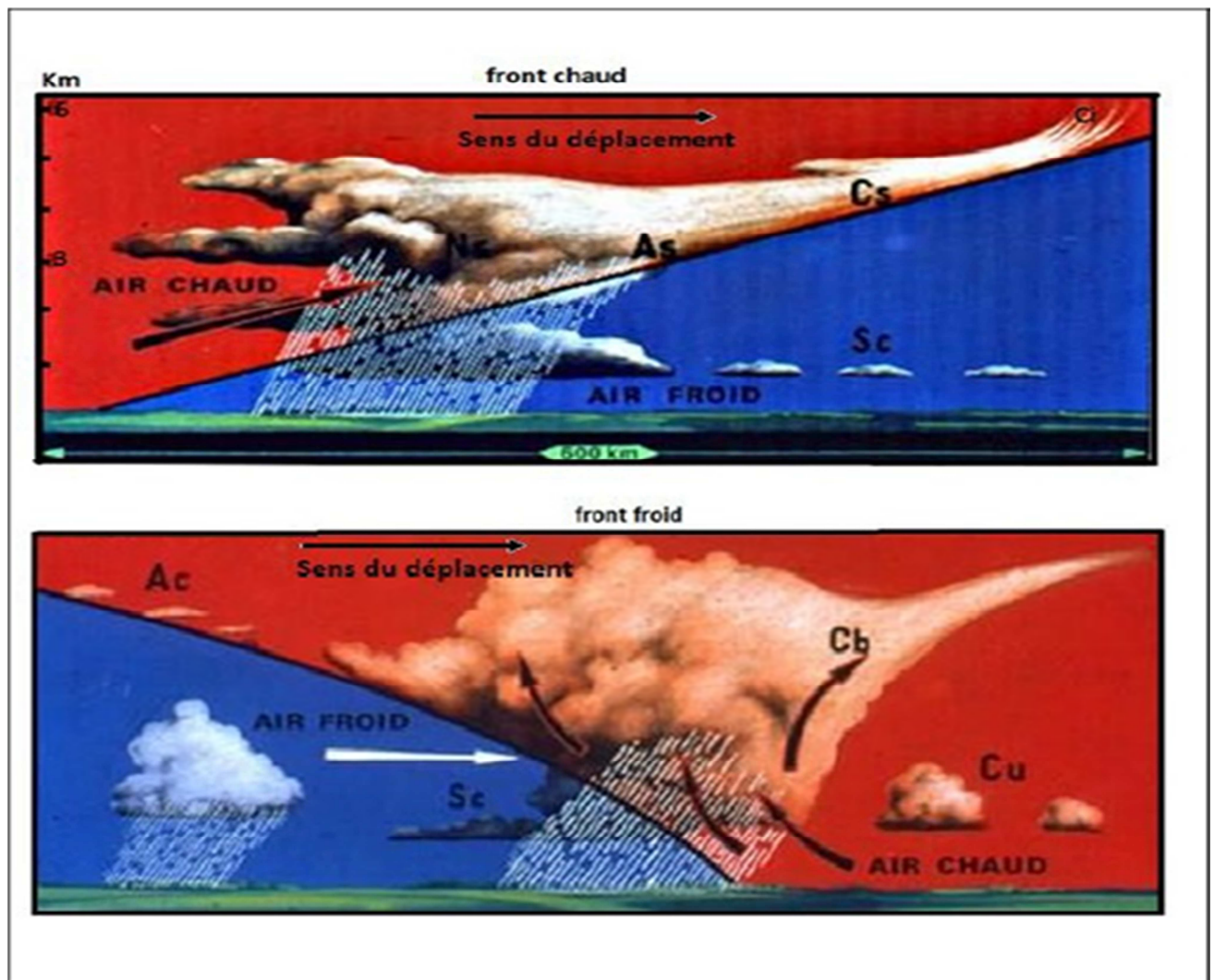


Figure.3 Fronts chaud et froid (Météo France)

1.5.2 Les systèmes convectifs de méso échelle

Dans les systèmes convectifs de mésoéchelle, les précipitations associées sont intenses (réflectivités allant régulièrement jusqu'à 70 dBZ) mais plus localisées que les précipitations de grande échelle. Les systèmes convectifs de méso-échelle peuvent être comme l'imbrication de systèmes convectifs de petite échelle tels que les orages monoclulaires, multicellulaires ou encore supercellulaires. Ainsi, un système convectif de méso-échelle mature est composé de cellules convectives à différents stades de développement. Le maintien du système est lié aux circulations internes qui s'établissent. Alimenté par un flux d'humidité, de nouvelles cellules convectives se forment permettant de prolonger la durée de vie du système et le

rendre quasi-stationnaire. Les cellules plus anciennes et la partie stratiforme qu'elles constituent sont advectées selon le flux qui prévaut en altitude.

La quasi-stationnarité des systèmes focalise ces précipitations intenses sur une même zone permettant alors d'atteindre très rapidement des cumuls importants. Il apparaît que ce second phénomène météorologique est à l'origine de la grande majorité des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne [Rivrain 1997]. Les MCS quasi-stationnaires responsables de la plupart des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne sont facilement identifiables sur l'imagerie satellitaire dans l'infrarouge [Rivrain, 1997; Nuissier et al... 2008]. Ils sont caractérisés par un sommet très froid avec une extension verticale importante.

Lorsque l'environnement météorologique devient moins favorable, la formation de nouvelles cellules devient plus éparse et le système entre dans sa phase de dissipation. Il se désorganise et les précipitations convectives puis stratiformes diminuent rapidement.

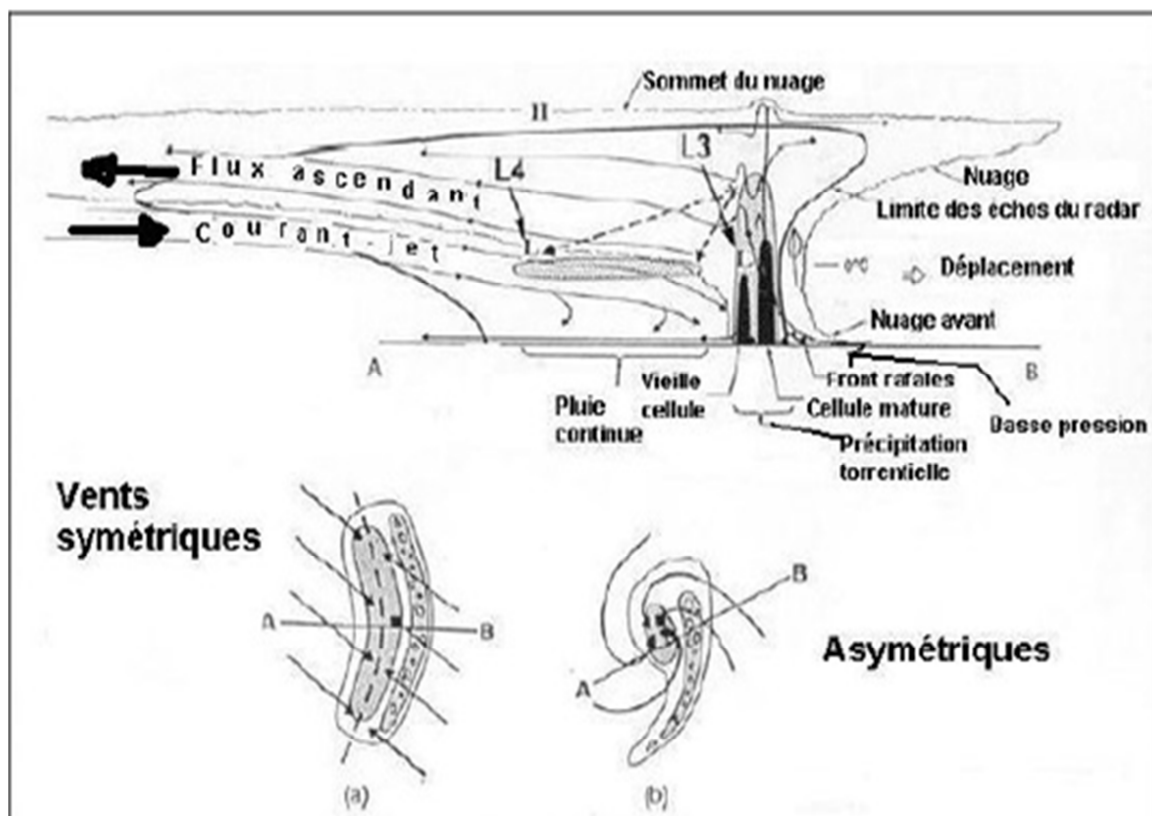


Figure.4 Représentation schématique d'un MCS en phase mature [Houze et al. 1988].

Sur la figure.4, la partie du haut représente une coupe verticale de MCS et la partie du bas représente les coupes horizontales des deux formes typiques de MCS. On distingue deux zones principales qui sont la partie convective et la partie stratiforme. Bien que la partie stratiforme soit très étendue spatialement, elle ne représente que 25 à 50 du total des précipitations.

1.5.2.1 Les cellules convectives

Une cellule convective est un système nuageux formé par une masse d'air instable. Ce système est constitué d'un courant vertical ascendant alimenté par la masse d'air instable et au sein duquel la vapeur d'eau condense pour former de l'eau liquide nuageuse puis précipitante ou des cristaux de glace. Les particules d'eau liquide et de glace interagissent entre elles et avec la vapeur d'eau ambiante pour grossir selon divers processus microphysiques.

Les hydrométéores sont ainsi stockés un moment en altitude pendant que la cellule se développe et devient mature. Lorsqu'ils atteignent un poids suffisant, ils précipitent en générant des courants subsidents. La cellule convective est alors dans sa phase mature.

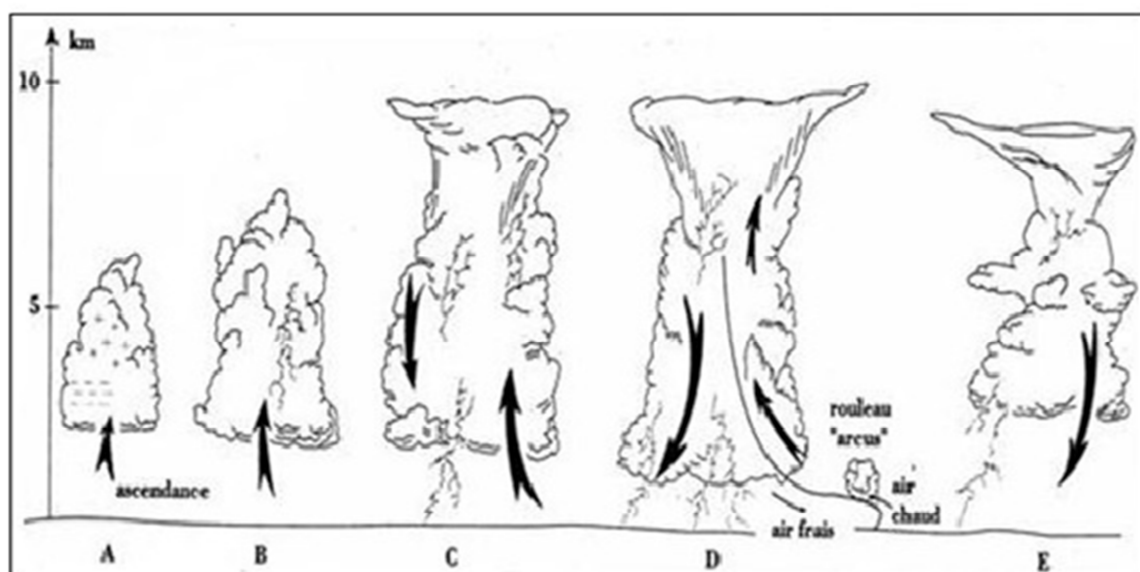


Figure.5 Cycle de vie d'une cellule convective isolée [Malardel 2005].

1.5.2.2 Formations des orages à partir des cellules convectives

Les orages sont formés à partir des cellules convectives profondes. Au sein desquelles, se produisent des décharges électriques qui se manifestent par des éclairs et des tonnerres. Le nuage caractéristique des orages est le cumulonimbus, reconnaissable par sa grande extension verticale et sa forte densité. Lorsqu'un orage de ce type se produit, l'air est instable entre la base du nuage et son sommet.

➤ Orage monoclulaire

Un orage monoclulaire est formé d'une simple cellule convective isolée. Il se dissipe donc rapidement et n'est généralement pas stationnaire. Il peut ainsi donner des précipitations momentanément intenses, mais ne permet pas d'obtenir des cumuls de précipitations importants.

➤ Orage supercellulaire

Un orage supercellulaire est formé comme l'orage monoclulaire d'une seule cellule convective mais cette dernière est de très grande taille, de très forte intensité et de très longue durée de vie. Cette cellule convective est un élément constitutif des orages formé d'un courant ascendant et d'un courant descendant (figure.6).

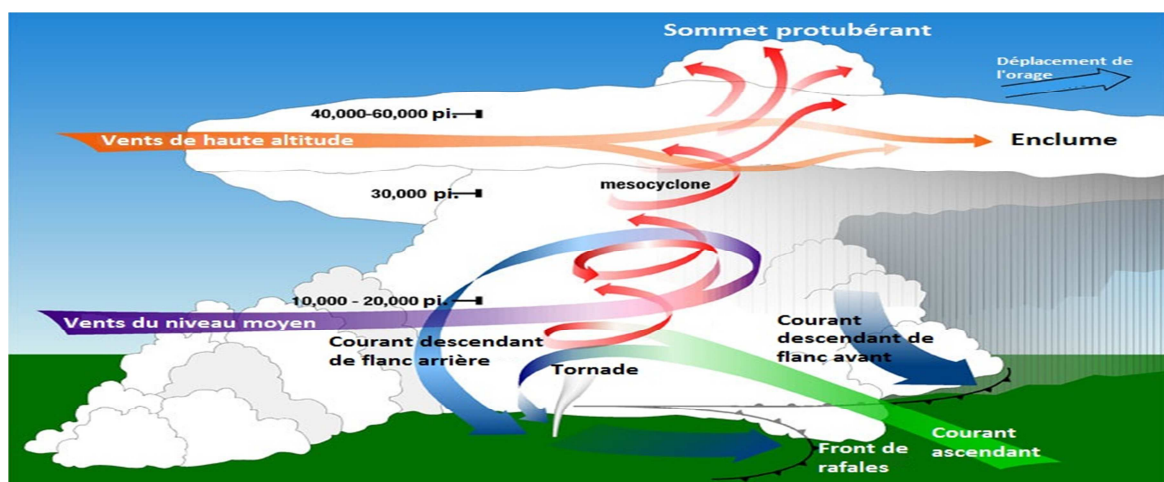


Figure.6 Orage supercellulaire

➤ **Orage multicellulaire**

A l'inverse des orages isolés, un orage multicellulaire est un système composé de plusieurs cellules convectives à différents stades de leur cycle de vie [Browning et Ludlam, 1960; Chappell 1986], comme cela est indiqué schématiquement sur la figure.7. Un système convectif multicellulaire se forme dans un environnement instable permettant la génération permanente de nouvelles cellules convectives. Ces nouvelles cellules deviennent matures et prennent part au système tout en étant advectées dans le flux moyen (comme pour les cellules isolées) avec les cellules plus anciennes. Une zone stratiforme s'étend en aval du flux d'altitude, alimentée par les anciennes cellules en cours de dissipation.

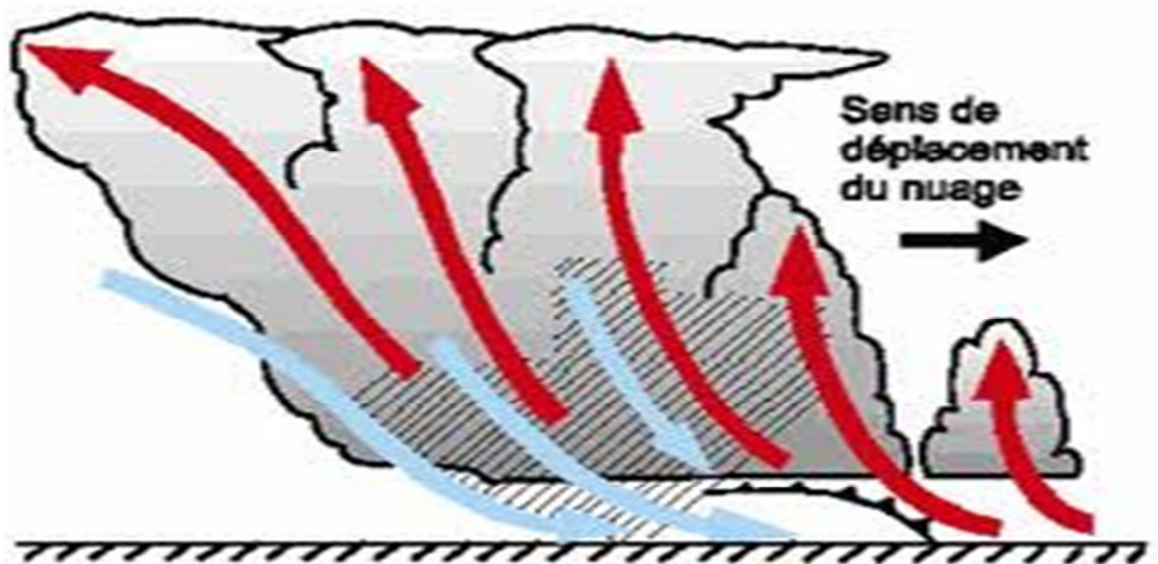


Figure.7 Orage multicellulaire

La génération continue de nouvelles cellules convectives assure aux orages multicellulaires une durée de vie plus longue que pour les orages isolés. Ces orages durent typiquement plusieurs heures et, en cas de quasi-stationnarité, sont susceptibles de donner de forts cumuls de précipitations. Un système convectif multicellulaire ou l'ensemble cohérent de plusieurs d'entre eux (issus d'un même forçage) peut atteindre une extension horizontale importante générant une zone continue de précipitations convectives et stratiformes de plusieurs centaines de kilomètres de long. On parle alors de système convectif de méso échelle (MCS).

1.6 Discussion :

Nous avons présenté dans ce chapitre, les différents types de précipitations en région méditerranéenne qui peuvent résulter de différents phénomènes météorologiques dû aux pluies intenses. Ainsi nous avons cité ces deux types de précipitations : stratiformes et convectives qui sont réalisées en utilisant les moyens de télédétection à savoir, les satellites et les radars météorologiques. Ainsi que l'instrument de mesure au sol (pluviomètre) qui sont bien détaillés dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.1 Préambule

La mesure des précipitations est une opération complexe. Cela est dû, à la forte variation spatiale des précipitations engendrées par le déplacement de la perturbation, le lieu de l'averse et sa topographie.

On exprime généralement les précipitations en hauteur ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (*mm* où $1\text{ mm} = 1\text{ l/m}^2$). Si on rapporte cette hauteur d'eau à l'unité de temps, il s'agit d'une intensité (*mm/h*). L'enregistrement des pluies en général, et des averses en particulier, se fait au moyen de divers appareils de mesure. Il existe deux grandes familles d'instruments à savoir, ceux qui mesurent les précipitations au sol dont les plus classiques sont les pluviomètres et les pluviographes, à enregistrement mécanographique ou digital, et ceux qui opèrent à distance par télédétection passive (satellites météorologiques) ou active (radars météorologiques)

Dans ce chapitre, nous présenterons les instruments de mesure des précipitations (le pluviomètre, les radars et les satellites MSG) et ainsi que leurs modes de fonctionnement.

2.2 Le pluviomètre

Le pluviomètre est un instrument qui mesure la quantité de précipitations ou le volume d'eau de pluie. La plupart du temps, les précipitations sont récoltées par un entonnoir dans un récipient de verre gradué en cc (centimètres cubes). Si on divise cette quantité par 10, on obtient la correspondance en millimètre ou litre par m^2 (c'est-à-dire un volume dont la base mesure 1m^2 doté d'une hauteur de 1mm). 10 mm d'eau recueillis dans le pluviomètre correspondent à 10 litres d'eau tombés sur le sol, de plus 1 cm de neige donne approximativement 1 mm d'eau. Le retour de l'eau à la surface de la Terre sous forme de pluie, est une composante très visible du cycle de l'eau. Or, avec la température, la quantité de pluie qui tombe annuellement sur une région détermine en grande partie son type de climat. Cette mesure s'effectue sur une surface de 1m^2 . La hauteur du niveau d'eau, exprimée en millimètres, indique la quantité de précipitations tombées par mètre carré.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

Le choix du site d'installation du pluviomètre est très important. Il est recommandé de choisir un site dégagé et sans obstacles à proximité. La hauteur au-dessus du sol de la bague du pluviomètre est également déterminante pour une mesure correcte de la pluie. En effet, les effets du vent créent un déficit en eau dans le cas où le pluviomètre serait en position élevée. Aussi, malgré les erreurs de captation, les normes de l'OMM (Organisation Mondiale de Météorologie) préconisent que la surface réceptrice des pluviomètres soit horizontale et située à 1,50 m au-dessus du sol ; cette hauteur permet d'éviter les rejaillissements.



Figure.8 pluviomètre

2.3 Les radars météorologiques :

2.3.1 Définition d'un radar météorologique

Le mot radar est une abréviation de l'anglais (Radio Detection and Ranging), est utilisé pour désigner un capteur actif qui, au moyen d'un balayage temporel effectué par des hyperfréquences, génère une image du terrain.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

Les radars ont été utilisés à l'origine pour détecter les avions, ils sont devenus au début des années 60 un moyen d'observation irremplaçable pour détecter et quantifier les précipitations.



Figure.9 radar météorologique

Les radars météorologiques permettent de localiser les précipitations et de mesurer leur intensité en temps réel. Répartis sur l'ensemble du territoire, ils ont une portée d'environ 200 à 300 *km* pour mesurer la quantité de précipitations et d'environ 200 *km* pour détecter des phénomènes dangereux. Outre l'intensité des précipitations, les radars météorologiques fournissent également, en exploitant l'effet Doppler, des informations sur le vent dans les zones précipitantes. Les radars les plus récents sont quant à eux capables de faire la distinction entre les types de précipitations (pluie, neige, grêle...).

2.3.2 Principe de fonctionnement

Un radar est classiquement constitué d'une antenne parabolique, d'un système d'émission-réception et d'un ordinateur. L'antenne est équipée de plusieurs moteurs destinés à l'orienter verticalement et horizontalement et d'un radôme, enveloppe sphérique qui protège l'ensemble des intempéries. Le ordinateur assure le contrôle de l'antenne et de l'émetteur ainsi que le traitement du signal reçu. Il permet une visualisation locale des échos et un suivi en temps réel de l'état du radar. Enfin, il assure la diffusion des produits.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

Les radars utilisés en météorologie sont des radars à impulsion. Pour cela, un signal H.F issu d'un oscillateur piloté est modulé en amplitude par une impulsion rectangulaire. Selon sa configuration électronique, un radar à impulsion est cohérent ou non. Le signal produit par un radar non cohérent, permet de déterminer la nature de la cible, la distance à laquelle elle se trouve et sa position angulaire dans l'espace ,par contre, un radar cohérent donne en plus des informations données par un radar non cohérent, la vitesse de déplacement de la cible par mesure de l'effet Doppler dû à son mouvement (Sauvageot, 1992).

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

Finalement, ce type de radar permet d'utiliser la même antenne pour l'émission et la réception, en plus de concentrer l'énergie dans des impulsions courtes au lieu de la répartir dans une émission continue. Le phénomène physique "responsable" du signal radar est la rétrodiffusion (diffusion vers l'arrière) des particules du volume échantillonné. Il s'agit donc d'une propriété physique directement proportionnelle à la puissance reçue mesurée par le radar.

Le traitement de ce signal retour permet de calculer le facteur de réflectivité radar Z, exprimé en décibels (dBZ). Généralement, on représente un radar météorologique comme un radar tournant à 360° sur son axe (représenté par son angle azimutal) avec un certain angle d'élévation par rapport au sol, comme représenté sur la figure.10.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

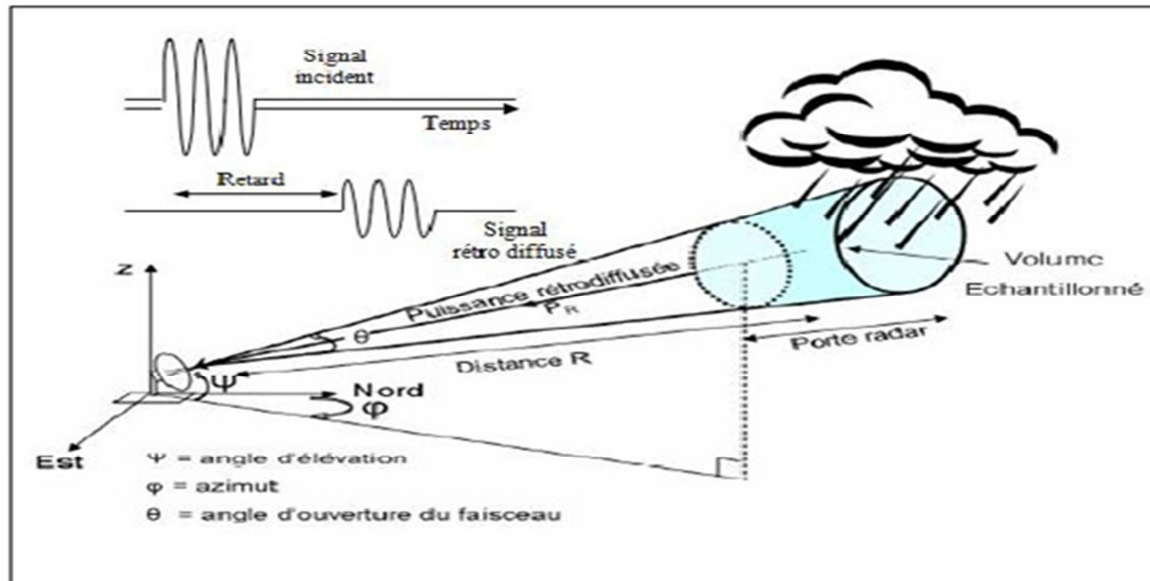


Figure.10 principe de fonction d'un radar météorologique

En L'équation du radar est un bilan des puissances sur le trajet aller-retour d'une onde émise. Cette équation exprime la relation entre la puissance de l'onde émise par le radar et celle rétrodiffusée par les précipitations. Elle révèle les propriétés du volume diffusant d'une cible située à une distance r , en fonction des caractéristiques du radar et des conditions émettant des hypothèses sur les caractéristiques physiques des cibles (phase, distribution dimensionnelle) ou en utilisant des informations provenant d'instruments complémentaires (lidar, radiomètre), il est possible de restituer certains paramètres nuageux tels que les diamètres caractéristiques (diamètre moyen, effectif des hydrométéores), la nature des hydrométéores (pluie, eau nuageuse, neige, grêle, ...), ou encore les contenus en eau ou en glace.

2.3.3 Equation du radar

Soient P_t , la puissance totale émise par le radar, G_m le gain maximum de son antenne et σ , la section efficace de rétrodiffusion de la cible. La distance entre l'émetteur et le récepteur est déduite du décalage de temps entre émission et réception.

Si on néglige l'atténuation atmosphérique, le rapport entre la puissance reçue et celle transmise est donné par la relation suivante (Sauvageot 1992):

$$P/P_t = \sigma \cdot G_m^2 \cdot \lambda^2 / 4\pi^3 \cdot r^4 \quad (2.1)$$

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

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

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

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

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

$$P/P_t = \frac{G_m^2 \cdot \lambda^2 \cdot \theta_0 \cdot \Phi_0 \cdot c \cdot \tau \cdot L_a^2 \cdot L_r}{1024 \cdot \pi^2 \cdot \ln 2} \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (2.3)$$

Avec θ_0 et Φ_0 sont des angles d'ouvertures à 3dB en site et en azimut, c est la vitesse de propagation des ondes, et τ la durée de l'impulsion radar. L'équation peut se mettre sous la forme suivante:

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

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

2.3.4 Réflectivité radar

L'écho de retour réfléchi par les cibles est analysé pour son intensité afin d'établir le taux de précipitation dans le volume sondé. On utilise une longueur d'onde radar entre 1 et 10cm afin que le retour agisse selon la loi de Rayleigh (intensité proportionnelle à une puissance du diamètre de la cible en autant que le diamètre des cibles soit beaucoup plus petit que la longueur d'onde du faisceau radar). C'est ce qu'on nomme la réflectivité (Z) exprimé usuellement en mm^6/m^3 . Cette intensité varie en fait comme la 6ième puissance du diamètre D des cibles et le carré de leur constant diélectrique. La distribution des gouttes est donnée par l'équation suivante (Sauvageot 1992):

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

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

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

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

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

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

Une échelle logarithmique définie par comparaison avec un niveau de référence de 1 mm⁶/m³ exprime le facteur de réflectivité en dBZ (Sauvagoet 1992):

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

2.3.5 Intensité de pluie R

Le taux de pluie notée R exprimée par unité de temps et de surface est la quantité d'eau traversant une unité de surface pendant un intervalle de temps, en d'autres termes c'est la hauteur d'eau / temps. Elle est donnée selon la relation suivante (Sauvagoet 1992) :

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

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

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

k et α sont des coefficients.

En posant certaines hypothèses sur le comportement de la pluie (son homogénéité, sa répartition, la constance de son intensité dans le volume traité), et connaissant les lois

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

physiques qui régissent le comportement des gouttes d'eau [Quéré 2004].une relation semi empirique entre la réflectivité et l'intensité de la pluie a été proposé [Marshall et Palmer 1948], elle est de la forme :

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

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

2.3.6 Modes de visualisation des images radar météorologiques

Toutes les données obtenues par le sondage radar sont affichées selon leur format. Ainsi, la visualisation du signal radar reçu peut se faire selon trois modes appelés respectivement: PPI, RHI et HTI.

2.3.6.1 Mode PPI (Plan Position Indicator)

C'est une représentation de la forme et de la position de la cible en azimuth, dans le système de coordonnées polaires. Cette représentation est obtenue en imprimant à l'antenne radar un balayage circulaire ou semi circulaire et en synchronisant ce balayage à celui d'une base de temps circulaire d'un oscilloscope jouant le rôle d'organe de visualisation.

2.3.6.2 Mode RHI (Range Height Indicator)

C'est une représentation de la forme et de la position de la cible en site, dans le système de coordonnées polaires. On adopte le même principe de balayage que celui de la représentation précédente.

2.3.6.3 Mode HTI (Height Time Indicator)

C'est une représentation de l'intensité du signal émis et de son écho en fonction du temps. Cette représentation permet de trouver la distance qui sépare la cible du radar.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.3.7 Bande de fréquence radar

Selon leur application les radars météorologiques fonctionnent dans des bandes de fréquence telles qu'indiquées par le tableau.1 :

Fréquence	Longueur d'onde	Bande	Application météorologique
1500 Mhz	20 cm	L	Vitesse du vent
3000 Mhz	10 cm	S	Prévision des intempéries et de la grêle. Mesure des précipitations.
6000 Mhz	5 cm	C	Caractérisation des nuages. Mesure des précipitations.
10000 Mhz	3 cm	X	Caractérisation des nuages.
30000 Mhz	1 cm	K	Mesure de l'atténuation par les précipitations de l'onde radar

Tableau.1: Bandes de fréquences utilisées par les radars météorologiques

2.4 Les satellites MSG

2.4.1 Présentation du satellite MSG

Cette nouvelle génération de satellite météorologique a été mise en orbite le 28 Aout 2002. Le 29 janvier 2004, le satellite, rebaptisé à l'occasion Météosat-8, a été déclaré pleinement opérationnel (Eumetsat, 2005), ce qui signifie qu'il fonctionnait à pleine capacité et qu'il était possible d'accéder régulièrement à ses données, qui pouvaient donc donner lieu à une utilisation opérationnelle régulière dans toute la zone de couverture du satellite, comprenant non seulement l'Europe, mais aussi l'Afrique et le Moyen-Orient ainsi que de mettre à jour la largeur de bande pour supporter une transmission à 2 Mbit/s.

Le satellite MSG constitue un nouveau moyen spatial majeur, utile non seulement pour la météorologie, mais aussi pour la climatologie et pour la surveillance de l'environnement (Lacaze, 2004 ; lacaze, 2007).

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

Cette nouvelle génération comme le montre la figure.11, emportent deux instruments impressionnants: le radiomètre-imageur dans le visible et l'infrarouge en rotation amélioré SEVIRI(Spinning Enhanced Visible and InfrRed Imageur) - une version perfectionnée de l'instrument embarqué sur les satellites Météosat de la première série - et l'instrument géostationnaire de détermination du bilan radiatif de la Terre GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) - une innovation sur un satellite géostationnaire - destiné aux études climatiques. Ce sont des instruments complexes. SEVIRI produit dix fois plus de données que ses prédécesseurs, avec des résolutions spatiales, temporelles et spectrales plus poussées, en exploitant quatre fois plus de canaux de prise d'images.

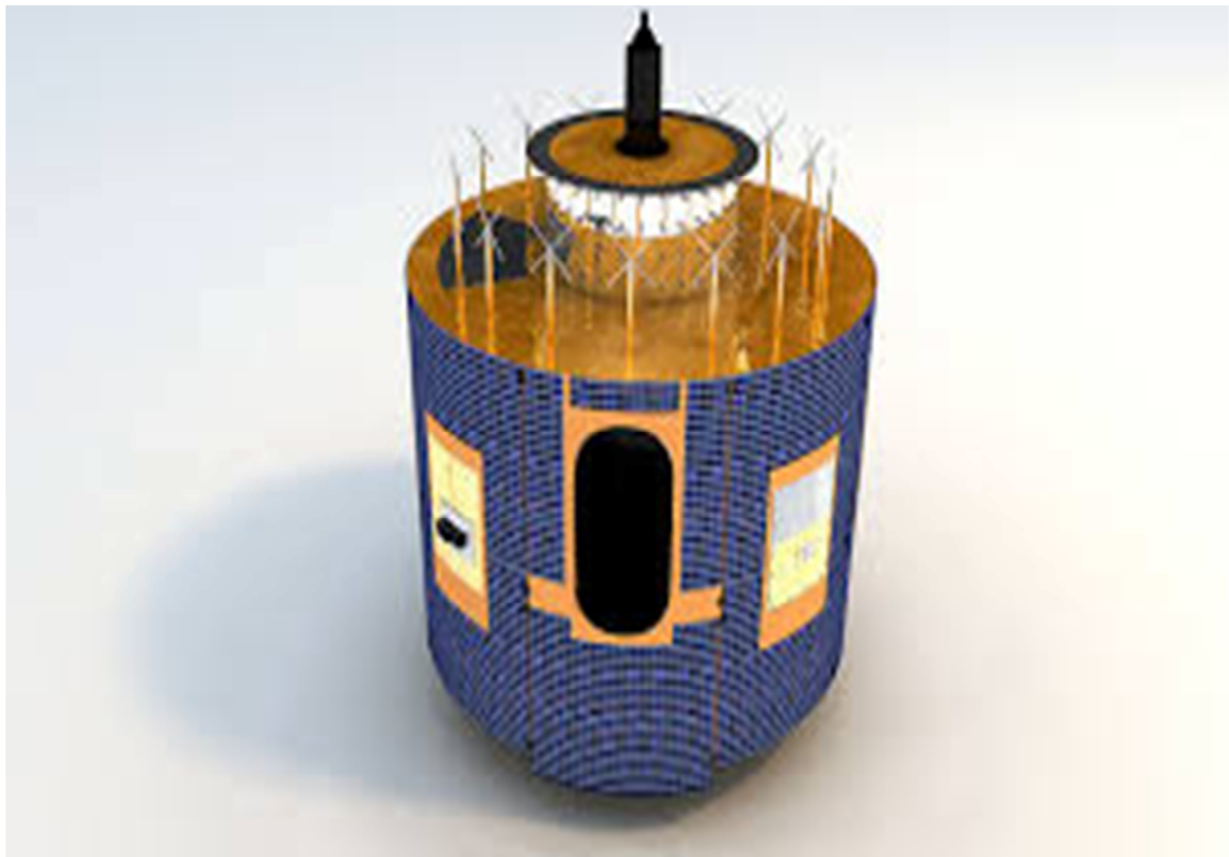


Figure.11 Satellite MSG1 (EUMETSAT).

Le principale imageur SEVIRI fourni des images de la terre et de son atmosphère à une fréquence temporelle de 30 minutes avec une résolution spatiale de 3km au Point Sous Satellite (PSS) pour les 11 canaux et de 1km pour le canal Visible Haute Résolution (HRV).

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

Le satellite balaye la terre d'Est en Ouest et du Sud au Nord en 15 minutes dans les 12 bandes spectrales données dans le Tableau 2.

Nom du canal	Longueur d'onde centrale (µm)	Bande spectrale (µm)	Objectif principal
VIS 0.6	0.635	0.56 - 0.71	Surface, nuages, champs de vent
VIS 0.8	0.81	0.74 - 0.88	Surface, nuages, champs de vent
IR 1.6	1.64	1.50 - 1.78	Surface, phase du nuage
IR3.9	3.92	3.48 - 4.36	Surface, nuages, champs de vent
WV 6.2	6.25	5.35 - 7.15	Vapeur d'eau, nuages à haute altitude, instabilité atmosphérique
WV 7.3	7.35	6.85 - 7.85	Vapeur d'eau, instabilité atmosphérique
IR 8.7	8.7	8.30 - 9.10	Surface, nuages, instabilité atmosphérique
IR 9.7	9.66	9.38 - 9.94	Ozone
IR10.8	10.8	9.80 - 11.80	Surface, nuages, champs de vent, instabilité atmosphérique
IR 12.0	12	11.00 - 13.00	Surface, nuages, instabilité atmosphérique
IR 13.4	13.4	12.40 - 14.40	Hauteur des cirrus, instabilité atmosphérique
HRV	0.7	0.50 - 0.90	Surface, nuages

Tableau.2 : les 12 canaux du MSG

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.4.2 Missions principales du système MSG

Un ensemble de six missions principales a été clairement défini dans le cadre du Programme Météosat Seconde Génération :

2.4.2.1 Mission d'imagerie multi-spectrale

La mission d'analyse des masses d'air doit utiliser les caractéristiques spectrales des canaux centrés sur la bande d'absorption de la vapeur d'eau, du gaz carbonique et de l'ozone pour surveiller l'état thermodynamique de l'atmosphère dans les basses couches.

2.4.2.2 Mission d'imagerie à haute résolution

La mission d'imagerie à haute résolution (1 km au nadir) dans le visible doit permettre de caractériser et de suivre l'évolution des phénomènes nuageux de faible étendue spatiale, tels que les nuages convectifs.

2.4.2.3 Mission d'extraction des produits

La mission d'extraction des produits permettra, à partir des jeux de données images d'origine, de fournir des produits météorologiques et géophysiques dérivés en temps quasi-réel, comme les vents, les températures de surface de la mer et des sols, des indices d'instabilité des masses d'air, les brouillards, des indices de végétation, etc. A tous ces produits viennent également s'ajouter ceux élaborés par le réseau des Centres d'applications satellitaires.

2.4.2.4 Mission de collecte des données

La mission de collecte des données consiste à recueillir et relayer les données et autres mesures environnementales transmises par des plates-formes automatisées (bouées marines, balises terrestres, aéroportées, etc.).

2.4.2.5 Mission de dissémination

La mission de dissémination est une mission de télécommunication, puisqu'elle a pour objectif de transmettre les images et autres données météorologiques aux diverses

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

communautés d'utilisateurs, en temps réel, via le service de distribution EUMETCast. La diffusion sera réalisée à l'aide d'un canal de transmission d'information à haut débit (HRIT High Rate Information Transmission) pour les principaux utilisateurs et les centres spécialisés. Un canal de transmission d'information à plus faible débit (LRIT Low Rate Information Transmission) assurera la dissémination des données images aux autres utilisateurs.

2.4.2.6 Missions et services complémentaires

En complément des missions citées précédemment, les satellites Météosat Seconde Génération offrent également :

Un service de recherche et sauvetage, grâce à un répéteur GeoSAR qui retransmet immédiatement aux services d'urgence et d'intervention les signaux de détresse émis par des navires, avions ou tout autre appareil équipé d'une balise Cospas-Sarsat. Un instrument géostationnaire de détermination du bilan radiatif de la Terre (GERB) qui participera grandement à l'avancée des recherches en cours sur le réchauffement de la planète en fournissant aux chercheurs des données essentielles sur le bilan radiatif de la Terre. Les performances de l'instrument SEVIRI, à la fois sur la résolution temporelle, la résolution spectrale et la résolution spatiale vont permettre aux météorologistes de décrire plus précisément les processus atmosphériques et de déceler plus aisément les phénomènes localisés à évolution rapide ou violente, tels que les orages, les tempêtes de neige ou le brouillard.

2.4.3 Traitement des images SEVIRI

SEVIRI produit en environ 25GB de données brutes par jour. Ces fichiers sont compressés, ensuite retransmis aux utilisateurs par le centre de traitement EUMETSAT, qui représente le produit primaire de système MSG, dit du niveau 1.5, avec une taille d'environ 7 GB. Ces images sont dérivées des images brutes après une correction géométrique et radiométrique. Ces produits représentent les images pixel par pixel aligné et ajusté en coordonnées de tel sort qu'elle correspond à l'information du même point sur la surface terrestre. Pour des problèmes techniques liés à la transmission des données MSG et vue la masse importante des données transmises en temps réel, le disque terrestre couvert par le satellite est divisé en huit bandes appelées segment pour chaque canal et vingt-quatre

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

segments pour le canal haute résolution HRV. Les segments de données sont compressés par la méthode des ondelettes afin d'éviter des problèmes de chevauchement dans les fenêtres temporelles de transmission. Chaque réception débute par un fichier Prologue (début de transmission) contenant divers informations concernant notamment les coefficients de calibration (et autres information pour chaque canal) ; les 112 segments images brutes pour l'ensemble des 12 canaux et enfin le fichier Epilogue contenant l'état et la qualité de l'image. Une application permet de décompresser et rassembler les 8 segments en un seul fichier image brute (compte numérique) pour chaque canal et les 24 segments pour le canal HRV.

2.4.3.1 Radiation mesurée par le radiomètre

Les comptes numériques MSG appelés valeurs radiométriques sont codés sur dix bits, peuvent être transformés en radiances physiques spectrale selon la relation de calibration linéaire (Schmetz et al., 2002b) :

$$\text{Rad} = \text{offset} + \text{slop} \cdot \text{Compte} \quad (2.12)$$

Rad est la radiance spectrale mesurée par le capteur SEVIRI en $(mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1})$

Offset et slop sont les coefficients de régression linéaire extraits pour chaque canal SEVIRI du fichier Prologue transmis au début de chaque réception et compte est la valeur numérique (0 et 1023) mesuré réellement par le satellite et extraite du fichier image brute.

Dans chaque fichier image, on trouve donc :

- Un fichier prologue : qui contiens les informations suivantes :
 - L'état du satellite.
 - L'acquisition de l'image.
 - La description de l'image.
 - Le traitement radiométrique et géométrique.
 - Les coefficients de correction.
- Un fichier épilogue : il est réservé uniquement pour les données image MSG SEVIRI Level 1.5 créée à la fin du cycle de la prise d'image. Il contient des informations sur :
 - L'état de la constitution de l'image.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

- Les résultats de navigation spatiale du satellite (les paramètres orbitaux).
- La qualité radiométrique et géométrique.
- La complémentarité de l'acquisition de l'image.

- Un fichier de données : ce fichier contient les données de l'image en format binaire.

2.4.3.2 Conversion de la Radiance en températures de brillance

Dans les produits dérivés MSG MPEF (Meteorological Products Extraction Facility), la relation analytique entre la température de brillance spectrale SEVIRI et la radiance est donnée par la relation suivante :

$$T_b = \frac{1}{A} \left(\frac{C_2 v_c}{\log\left(\frac{C_1 v_c^3}{Rad} + 1\right)} - B \right) \quad (2.13)$$

Avec

$$C_1 = 1.19104 \times 10^{-5} \text{ (mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{(cm}^{-1}\text{)}^{-4}$$

$$C_2 = 1.43877 \text{ k (cm}^{-1}\text{)}^{-1}$$

V_c , est la fréquence centrale du canal

A et B sont des coefficients.

2.4.3.3 Conversion inverse de la température de brillance à la radiance

En inversant la relation (2.13), la relation analytique entre la radiance R en fonction de la température de brillance T_b en degré K est donnée par la relation suivante :

$$R(v_c) = \left(\frac{C_1 v_c^3}{\exp\left(\frac{C_2 v_c^3}{AT_b + B}\right) - 1} \right) \quad (2.14)$$

2.4.3.4 Conversion de la radiance en réflectance spectrale pour les canaux (VIS0.6, VIS0.8, NIR1.6 et HRV)

La conversion des radiances dans les quatre bandes visibles en réflectances spectrales se fait à l'aide de la formule (2.15) (Rosenfeld, 2005). Cette relation ne tient pas compte des effets d'absorption atmosphériques.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

$$\text{Ref (canal)} = \frac{\text{Rad}(\text{canal})}{\text{TOARAD}(\text{canal})\cos(\theta)} \quad (2.15)$$

Avec

Ref : est la réflectance pour le canal=1, 2, 3 et 12.

1 = VIS0.6; 2 = VIS0.8; 3 = NIR1.6; 12 = HRV

Rad : est la radiance en $(\text{mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}(\text{cm}^{-1}))^{-4}$ pour le canal=1, 2, 3 et 12 calculée à l'aide la formule (2.12)

TOARAD : (Top Of Atmospher Radiance) est l'énergie solaire en $(\text{mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}(\text{cm}^{-1})^{-4})$ à la limite de l'atmosphère pour les canaux (1, 2, 3,12).

θ : est l'angle zénithale solaire

Le calcul de la radiance à la limite supérieure de l'atmosphère dans les différentes bandes spectrales de l'imageur SEVIRI se fait de la manière suivante :

$$\text{TOARAD}(\text{VIS0.6}) = \frac{20.76}{\text{EDS}^2} \quad (2.16)$$

$$\text{TOARAD}(\text{VIS0.8}) = \frac{23.24}{\text{EDS}^2} \quad (2.17)$$

$$\text{TOARAD}(\text{NIR1.6}) = \frac{19.85}{\text{EDS}^2} \quad (2.18)$$

$$\text{TOARAD}(\text{HRV}) = \frac{25.11}{\text{EDS}^2} \quad (2.19)$$

ESD est la distance Terre-Soleil (en unité Astronomique) en fonction du jour julien donnée par la relation suivante :

$$\text{ESD}=1-0.0167\cos\left(\frac{2\pi(\text{JourJulien}-3)}{365}\right) \quad (2.20)$$

Les informations que nous avons présentées ont montré clairement que les dernières générations des satellites METEOSAT(MSG) ont capable d'apporter de nouvelles connaissances utiles dans beaucoup de disciplines -y compris, bien sûr, sa contribution à la prévision météorologique et l'étude liées à la spectroscopie atmosphérique.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.4.4 Potentialité des images MSG

Avec les satellites MSG, la mission principale reste bien entendu toujours la même, à savoir, améliorer les prévisions météorologiques quotidiennes et anticiper les phénomènes violents (Lacaze, 2006). Cependant les données plus nombreuses, à la fois spectralement et temporellement et de meilleure résolution spatiale, vont permettre aux chercheurs d'acquérir de meilleures connaissances des processus physiques gouvernant le climat (Abdel et al., 2009), l'hydrologie (Caloz et al., 1996), détection automatique des nuages (Derrien et al., 1993), estimation de la radiation solaire (Rigollier, et al., 2004) mais aussi des phénomènes naturels tels que la sécheresse (Bergès et al., 2005 ; Fensholt et al., 2006) et ainsi, d'affiner et de diversifier les missions. Aussi pour améliorer notre compréhension du climat et des prévisions météorologiques, il est crucial de connaître la répartition des températures de surface des océans (TSM). Depuis une quarantaine d'années, les satellites opérant dans l'infrarouge thermique ont considérablement enrichis nos connaissances en permettant de repérer les structures océanographiques qui ont une signature thermique à la surface. Utilisées comme traceurs naturels de la dynamique des océans, les structures thermiques superficielles permettent des applications dans des domaines nombreux et variés, qui vont de la recherche sur le climat, la météorologie, l'océanographie marine.

De nombreuses perspectives et applications du spatial s'ouvrent ainsi à la recherche, tant dans les domaines de la climatologie que des activités connexes de surveillance de l'environnement telles que :

- Etude des changements climatiques
- L'hydrologie et précipitations
- L'agriculture,
- Le suivi des espaces urbanisés lien interne Environnement urbain,
- L'halieutique à travers la cartographie des températures de surface des océans
- L'étude des phénomènes éruptifs, une meilleure estimation des vents
- L'évolution du couvert végétal
- Les sécheresses
- La détection des incendies de forêts
- Suivi des nuages de poussières en cas de catastrophes industrielles,
- Cartographie de la radiation solaire.

CHAPITRE 2 INSTRUMENTS DE MESURE DES PRECIPITATIONS

2.5 Discussion :

Les instruments que nous avons cités dans ce chapitre sont largement utilisés pour la mesure des précipitations.

Les pluviomètres fournissent des estimations quantitatives généralement fiables mais ponctuelles.

Les radars météorologique qui donnent des mesures directes des précipitations mais ne permettent pas une couverture global de toute la région intéressée. Pour avoir une estimation sur une région plus vaste avec la meilleure résolution spatio-temporelle possible les satellites météorologiques (MSG dans notre cas) constituent un moyen d'observation privilégié. Ces satellites météorologiques ont permis d'améliorer considérablement la connaissance de la répartition spatiale des précipitations. Cependant, les mesures satellitaires ne sont liées qu'indirectement à la quantité de pluie atteignant sur la surface terrestre, d'où des estimations moins précises que celles issues des mesures "au sol". Pour améliorer ces estimations, plusieurs techniques ont été développées pour tenter de relier les mesures satellitaires aux intensités de précipitations.

CHAPITRE 3 LA REGRESSION LINEAIRE

3.1 Préambule :

Le nom de la régression linéaire est dû à Galton (1822-1911), Galton étudiait la taille des petits poids en fonction de la taille de leurs parents, et il s'apercevait que les gros petit poids avaient des descendants qui étaient plus petits qu'eux en moyenne et puis que les petits petit poids avaient des descendants un peu plus gros qu'eux en moyenne. Il avait appelé ce processus la régression linéaire de la moyenne. Puis c'est lui qui a développé la technique proprement dite de la régression linéaire.

Galton appelait "rapport de régression filiale" la pente de la relation graphique linéaire entre la taille des parents et celle des enfants.

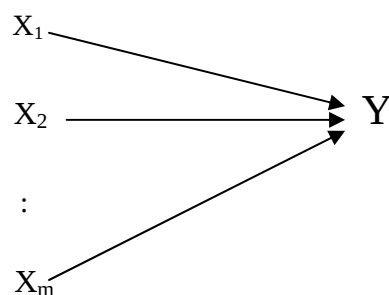
Ce chapitre introduit la notion de modèle linéaire par la version la plus élémentaire ; la régression linéaire simple ainsi que le modèle linéaire multidimensionnel ; régression linéaire multiple.

3.2 La régression linéaire multiple

Le modèle de régression linéaire multiple est l'outil statistique le plus habituellement mis en œuvre pour l'étude de données multidimensionnelles. Cas particulier de modèle linéaire, il constitue la généralisation naturelle de la régression simple.

Une variable quantitative Y dite à expliquer (ou encore, réponse, exogène, dépendante) est mise en relation avec p variables quantitatives $X_1, \dots, X_p$ dites explicatives (ou encore de contrôle, endogènes, indépendantes, régresseurs). Comme est représenté sur (model.1)

(Model.1) :



Les données sont supposées provenir de l'observation d'un échantillon statistique de taille n ($n > p + 1$) de $R^{(p+1)}$:

$$(x_i^1, \dots, x_i^j, \dots, x_i^p, \dots, y_i) \quad i = 1, \dots, n.$$

L'écriture du modèle linéaire dans cette situation conduit à supposer que l'espérance de Y appartient au sous-espace de R^n engendré par $\{1, X_1, \dots, X_p\}$ où 1 désigne le vecteur de R^n constitué de "1". C'est-à dire que les $(p + 1)$ variables aléatoires vérifient :

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i^1 + \beta_2 x_i^2 + \dots + \beta_p x_i^p + \varepsilon_i \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (3.1)$$

Avec les hypothèses suivantes :

- Les ε_i sont des termes d'erreur, non observés, indépendants et identiquement distribués

$$E(\varepsilon_i) = 0, \text{Var}(\varepsilon_i) = \sigma^2 \quad (3.2)$$

- Les termes x_i^j sont supposés déterministes (facteurs contrôlés) ou bien l'erreur ε est indépendante de la distribution conjointe de $X^1, \dots, X^p$. On écrit dans ce dernier cas que :

$$E(Y / X^1, \dots, X^p) = \beta_0 + \beta_1 x^1 + \beta_2 x^2 + \dots + \beta_p x^p \quad (3.3)$$

Et

$$\text{var}(Y / X^1, \dots, X^p) = \sigma^2 \quad (3.4)$$

- Les paramètres inconnus $\beta_0, \dots, \beta_p$ sont supposés constants.
- En option, pour l'étude spécifique des lois des estimateurs, une quatrième hypothèse considère la normalité de la variable d'erreur ε ($N(0, \sigma^2)$)
- Les ε_i sont alors i.i.d. (indépendantes et identiquement distribuées de loi $N(0, \sigma^2)$)

Les données sont rangées dans une matrice X ($n \times (p + 1)$) de terme général x_i^j dont la première colonne contient le vecteur 1 ($x_i^0 = 1$) et dans un vecteur Y de terme général y_i . En notant les vecteurs $\varepsilon = [\varepsilon_1 \dots \varepsilon_p]'$ et $\beta = [\beta_0 \beta_1 \dots \beta_p]$, le modèle s'écrit matriciellement :

$$y = X\beta + \varepsilon \quad (3.5)$$

3.3 La régression linéaire simple

La régression linéaire simple où une variable X est expliquée, modélisée par une fonction affine d'une autre variable Y . La finalité d'un tel modèle est multiple et dépend donc du contexte et surtout des questions sous-jacentes. Comme est représenté sur (model.2).

(Model.2) : $X \longrightarrow Y$

La régression linéaire simple s'adresse à un type de problème où les 2 variables quantitatives continues X et Y ont un rôle asymétrique : la variable Y dépend de la variable X . La liaison entre la variable Y dépendante et la variable X indépendante peut être modélisée par une fonction de type $Y = \beta_0 + \beta_1 X$, représentée graphiquement par une droite. On note Y la variable aléatoire réelle à expliquer (variable endogène, dépendante ou réponse) et X la variable explicative ou effet fixe (exogène). Le modèle revient à supposer, qu'en moyenne, $E(Y)$, est une fonction affine de X . L'écriture du modèle suppose implicitement une notion préalable de causalité dans le sens où Y dépend de X .

$$E(Y) = f(X) = \beta_0 + \beta_1 X \quad \text{ou} \quad Y = \beta_0 + \beta_1 X + \varepsilon \quad (3.6)$$

3.4 La droite de régression

Nous observons un nuage de forme plus ou moins rectiligne. on trouver l'équation de la droite en minimisant les distances qui la séparent des points généralement les carrés des distances euclidiennes parce que l'utilisation des valeurs absolues nous bloquerait dans une impasse mathématique un peu longue à expliquer (mais certains logiciels permettent de

réaliser ce type de régression). Graphiquement, il s'agit des distances verticales, parallèles à l'axe y . comme la montre dans la figure.12, la flèche noire indique, pour l'observation n° 7, la distance entre le modèle théorique (droite rouge) et la distance réelle (point bleu).

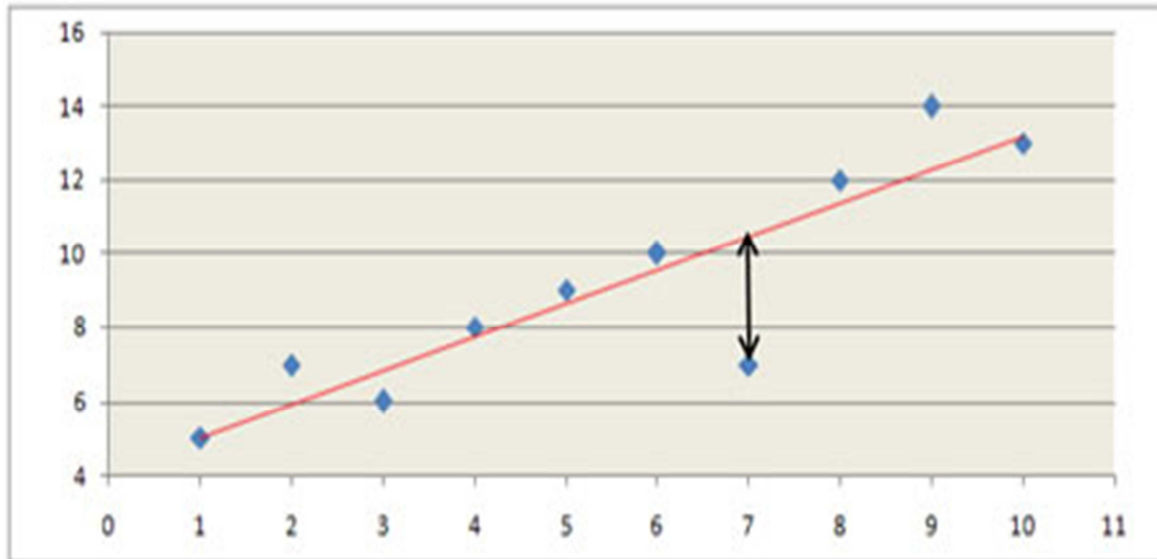


Figure.12 La droite de régression

Les droites que ces distances permettraient de tracer résumerait également le nuage des observations mais les distances horizontales impliqueraient une explication de x en fonction de y et les distances orthogonales supposeraient une symétrie.

3.5 Estimation

3.5.1 Paramètres

L'estimation des paramètres $\beta_0, \beta_1, \sigma^2$ est obtenue en maximisant la vraisemblance, sous l'hypothèse que les erreurs sont gaussiennes, ou encore par minimisation de la somme des carrés des écarts entre observations et modèle (moindres carrés). Les deux approches conduisent aux mêmes estimations tandis que le maximum de vraisemblance induit de meilleures propriétés des estimateurs. Pour une séquence d'observations $\{(x_i, y_i)_{i=1}, \dots, n\}$ le critère des moindres carrés s'écrit :

$$\min_{\beta_0, \beta_1} \sum_{i=1}^n (y_i - \beta_0 - \beta_1 x_i)^2 \quad (3.7)$$

On pose :

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (3.8)$$

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i \quad (3.9)$$

$$S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (3.10)$$

$$S_y^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \quad (3.11)$$

$$S_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (3.12)$$

$$r = \frac{S_{xy}}{S_x S_y} \quad (3.13)$$

Les moindres carrés sont minimisés par :

$$b_1 = \frac{S_{xy}}{S_x^2} \quad (3.14)$$

$$b_0 = \bar{y} - b_1 \bar{x} \quad (3.15)$$

Qui sont les réalisations des estimateurs $\hat{\beta}_0$ et $\hat{\beta}_1$. On montre que ces estimateurs sans biais et de variance minimum parmi les estimateurs fonctions linéaires des Y_i (resp. parmi tous les estimateurs dans le cas gaussien). A chaque valeur de X correspond la valeur estimée ou ajustée de Y :

$$\hat{y}_i = b_0 + b_1 x_i \quad (3.16)$$

Les résidus calculés ou estimés sont :

$$e_i = y_i - \hat{y}_i \quad (3.17)$$

La variance σ^2 est estimée par la variation résiduelle :

$$S^2 = \frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^n e_i^2 \quad (3.18)$$

3.5.2 Qualité d'ajustement

Il est d'usage de décomposer les sommes de carrés des écarts à la moyenne sous la forme ci-dessous ; les notations sont celles de la plupart des logiciels :

$$\text{Total sum of squares} \quad SST = (n - 1)S_y^2 \quad (3.19)$$

$$\text{Regression sum of squares} \quad SSR = (n - 1) \frac{S_{xy}^2}{S_x^2} \quad (3.20)$$

$$\text{Error sum of squares} \quad SSE = (n - 2)S^2 \quad (3.21)$$

$$\text{Et on vérifie :} \quad SST = SSR + SSE$$

On appelle coefficient de détermination la quantité :

$$R^2 = r^2 = \frac{S_{xy}^2}{S_x^2 S_y^2} = 1 - \frac{n-2}{n-1} \frac{S^2}{S_y^2} = \frac{SSR}{SST} \quad (3.22)$$

Qui exprime le rapport entre la variance expliquée par le modèle et la variance total.

3.6 Inférence

3.6.1 Loi des paramètres

Les estimateurs $\hat{\beta}_0$ et $\hat{\beta}_1$ sont des variables aléatoires réelles de matrice de covariance :

$$\sigma^2 \begin{bmatrix} \frac{1}{n} + \frac{\bar{x}^2}{(n-1)S_x^2} & -\frac{\bar{x}}{(n-1)S_x^2} \\ -\frac{\bar{x}}{(n-1)S_x^2} & \frac{1}{(n-1)S_x^2} \end{bmatrix} \quad (3.23)$$

Qui est estimée en remplaçant σ^2 par son estimation S^2 . Sous l'hypothèse que les résidus sont gaussiens, on montre que :

$$\frac{(n-2)}{\sigma^2} S^2 \sim X^2(n-2) \quad (3.24)$$

Et donc que les statistiques

$$(\hat{\beta}_0 - \beta_0) / S \left(\frac{1}{n} + \frac{x^2}{(n-1)S_x^2} \right)^{1/2} \quad (3.25)$$

$$(\hat{\beta}_1 - \beta_1) / S \left(\frac{x^2}{(n-1)S_x^2} \right)^{1/2} \quad (3.26)$$

(3.20) et (3.21) suivent des lois de Student à $(n-2)$ degrés de liberté. Ceci permet de tester l'hypothèse de nullité d'un de ces paramètres ainsi que de construire les intervalles de confiance :

$$b_0 \pm t_{\alpha/2; (n-2)} S \left(\frac{1}{n} + \frac{\bar{x}^2}{(n-1)S_x^2} \right)^{1/2} \quad (3.27)$$

$$b_1 \pm t_{\alpha/2; (n-2)} S \left(\frac{\bar{x}^2}{(n-1)S_x^2} \right)^{1/2} \quad (3.28)$$

Remarque : une inférence conjointe sur β_0 et β_1 ne peut être obtenue en considérant séparément les intervalles de confiance. La région de confiance est en effet une ellipse d'équation :

$$n(b_0 - \beta_0)^2 + 2(b_0 - \beta_0)(b_1 - \beta_1) \sum_{i=1}^n x_i + (b_1 - \beta_1)^2 \sum_{i=1}^n x_i^2 = 2S^2 F_{\alpha; 2, (n-2)} \quad (3.29)$$

Qui est incluse dans le rectangle défini par les intervalles. Une grande part des valeurs du couple (β_0, β_1) est donc exclue de la région de confiance et ce d'autant plus que b_0 et b_1 sont corrélés.

Sous l'hypothèse : $\beta_1 = 0$, la statistique

$$(n - 2) \frac{R^2}{1 - R^2} = (n - 2) \frac{SSR}{SSE} \quad (3.30)$$

(3.30) suit une distribution de Fisher $F_1, (n - 1)$. Cette statistique est le carré de la statistique de Student correspondant à la même hypothèse.

3.6.2 Prédiction par intervalle de confiance

Connaissant une valeur x_0 , on définit deux intervalles de confiance de prévision à partir de la valeur prédite $\hat{y}_0 = b_0 + b_1 x_0$. Le premier encadre $E(Y)$ sachant $X = x_0$; le deuxième, qui encadre $\hat{y}_0$ est plus grand car il tient compte de la variance totale :

$[\sigma^2 + \text{Var}(\hat{y}_0)]$

$$\hat{Y}_0 \pm t_{\alpha/2; (n-2)} S \left(\frac{1}{n} + \frac{(x_0 - \bar{x})^2}{(n-1)S_x^2} \right)^{1/2} \quad (3.31)$$

$$\hat{Y}_0 \pm t_{\alpha/2; (n-2)} S \left(1 + \frac{1}{n} + \frac{(x_0 - \bar{x})^2}{(n-1)S_x^2} \right)^{1/2} \quad (3.32)$$

Les logiciels proposent également une bande de confiance entre deux arcs d'hyperboles pour la droite de régression. A chaque point $(b_0; b_1)$ de l'ellipse de confiance correspond une droite d'équation $\hat{y} = b_0 + b_1 x$. Toutes ces droites sont comprises entre les bornes :

$$\hat{y} \pm s \sqrt{F_1, (n-2)} \left(\frac{1}{n} + \frac{(x - \bar{x})^2}{(n-1)S_x^2} \right)^{1/2} \quad (3.33)$$

Ceci signifie que cette bande recouvre la "vraie" ligne avec une probabilité $(1 - \alpha)$. Elle est plus grande que celle associée aux intervalles de confiance des $E(y)$

Remarque : la prédiction par intervalle n'est justifiée que pour des observations appartenant à la population échantillonnée et à condition que les hypothèses: linéarité, erreurs (normalité), homoscedasticité, soient valides.

3.6.3 Tests d'hypothèse

Les tests précédents prennent une signification particulière avec un objectif “explicatif” ; α désigne le niveau des tests, souvent $\alpha = 5\%$. Comme pour tous les tests usuels de comparaison d'échantillon, les logiciels fournissent les probabilités critiques ou P –valeurs qui, en pratique, sont comparées avec le seuil prédéterminé.

Le test de Fisher s'intéresse à la significativité globale d'un modèle. Dans le cas de la régression simple, seul le paramètre β_1 est concerné :

$$F = (n - 2) \frac{R^2}{1 - R^2} = (n - 2) \frac{SSR}{SSE} \quad (3.34)$$

L'équation (3.34) suit une loi de Fisher à $(1, n - 2)$ degrés de liberté. L'hypothèse $H_0 : \beta_1 = 0$, est rejetée si $F > f_{1; n-2; 1 - \alpha/2}$ ou si la P –valeur associée est inférieure à α plus précisément, l'hypothèse $H_0 : \beta_0 = 0$ répond aussi à la question de l'influence de X sur Y. La réponse est négative si H_0 est acceptée : la pente de la droite de régression est nulle, le nuage de point est réparti sans structure linéaire significative. La réponse est positive lorsque le test est significatif et donc l'hypothèse rejetée. Ce paramètre suit une loi de Student et H_0 est rejetée lorsque $t_1 = \frac{|b_1|}{Sb_1} > t_{n-2; 1 - \alpha/2}$ ou si la P –valeur associée est inférieure à α . Ce test est strictement équivalent au test de Fisher précédent, il conduit à la même P –valeur.

Enfin, le test de l'hypothèse $H_0 : \beta_0 = 0$ qui signifie : “la droite passe par l'origine”, a un intérêt limité à des situations très particulières comme la calibration du “zéro” d'un appareil de mesure. Elle est rejetée si $t_0 = \frac{|b_0|}{Sb_0} > t_{n-2; 1 - \alpha/2}$.

3.7 Influence

Le critère des moindres carrés, comme la vraisemblance appliquée à une distribution gaussienne douteuse, est très sensible à des observations atypiques, hors “norme” (outliers) c'est-à-dire qui présentent des valeurs trop singulières. L'étude descriptive initiale permet sans doute déjà d'en repérer mais c'est insuffisant. Un diagnostic doit être établi dans le cadre spécifique du modèle recherché afin d'identifier les observations influentes c'est-à-dire celles

dont une faible variation du couple (x_i, y_i) induisent une modification importante des caractéristiques du modèle. Ces observations repérées, il n'y a pas de remède universel : supprimer une valeur aberrante, corriger une erreur de mesure, construire une estimation robuste (en norme L_1).

3.7.1 Effet levier

Une première indication est donnée par l'éloignement de x_i par rapport à la moyenne $\bar{x}$. En effet, écrivons les prédicteurs y_i comme combinaisons linéaires des observations :

$$\hat{y}_i = b_0 + b_1 x_i = \sum_{j=1}^n h_{ij} y_j \quad (3.35)$$

avec

$$h_{ij} = \frac{1}{n} + \frac{(x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{\sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x})^2} \quad (3.36)$$

En notant H la matrice (hat matrix) des h_{ij} ceci s'exprime encore matriciellement :

$$\hat{\mathbf{y}} = H \mathbf{y} \quad (3.37)$$

Les éléments diagonaux h_{ii} de cette matrice mesurent ainsi l'impact ou l'importance du rôle que joue y_i dans l'estimation de $\hat{y}_i$.

3.7.2 Résidus et PRESS

Différents types de résidus sont définis afin d'affiner leurs propriétés.

$$\text{Résidus :} \quad e_i = y_i - \hat{y}_i \quad (3.38)$$

$$\text{Résidus}_{(i)} : \quad e_{(i)i} = y_i - \hat{y}_{(i)i} = \frac{e_i}{1 - h_{ii}} \quad (3.39)$$

Où $\hat{y}_{(i)i}$ est la prévision de y_i calculée sans la i ème observation (x_i, y_i) ce type de résidu conduit à la définition du PRESS (predicted residual sum of squares) dit de Allen:

$$\text{PRESS} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_{(i)i}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{e_i}{1-h_{ii}} \right)^2 \quad (3.40)$$

La relation (3.40) est une estimation sans biais de la qualité de prévision d'un modèle car une même observation n'est pas utilisée, à la fois, pour estimer le modèle et l'erreur de prévision.

Le PRESS est très utile pour comparer les qualités prédictives de plusieurs modèles. Ce point important sera développé dans le cas du modèle linéaire multiple. Le PRESS encore appelé LooCV (Leave one out Cross Validation) est plus pertinent pour atteindre cet objectif. Remarquer que dans le cas particulier du modèle linéaire, le PRESS est calculé directement à partir des résidus initiaux et des termes diagonaux h_{ii} de la matrice H . Pour d'autres modèles, le calcul du PRESS nécessite l'estimation, éventuellement coûteuse, de n modèles.

Résidus standardisés : Même si l'hypothèse d'homoscédasticité est vérifiée, ceux-ci n'ont pas la même variance : $E(e_i) = 0$ et $\text{Var}(e)_i = \sigma^2(1 - h_{ii})$

Il est donc d'usage d'en calculer des versions standardisées afin de les rendre comparables :

$$r_i = \frac{e_i}{S\sqrt{1-h_{ii}}} \quad (3.41)$$

Résidus studentisés : La standardisation ("interne") dépend de $e_i = 0$ dans le calcul de S estimation de $\text{Var}(e_i)$. Une estimation non biaisée de cette variance est basée sur :

$$S_{(i)}^2 = (n-2)s^2 - \frac{e_i^2}{1-h_{ii}} / (n-3) \quad (3.42)$$

Qui ne tient pas compte de l' i ème observation. On définit alors les résidus studentisés par :

$$t_i = \frac{e_i}{S_{(i)}\sqrt{1-h_{ii}}} \quad (3.43)$$

Sous hypothèse de normalité, on montre que ces résidus suivent une loi de Student à $(n - 3)$ degrés de liberté. Il est ainsi possible de construire un test afin de tester la présence d'une observation atypique ou de plusieurs en utilisant l'inégalité de Bonferroni. Plus concrètement, en pratique, les résidus studentisés sont comparés aux bornes ± 2 .

3.8 Diagnostics

3.8.1 Distance de Cook

Les deux critères précédents contribuent à déceler des observations potentiellement influentes par leur éloignement à $\bar{x}$ ou la taille des résidus. Ces informations sont synthétisées dans des critères évaluant directement l'influence d'une observation sur certains paramètres : les prévisions $\hat{y}_i$, les paramètres b_0, b_1 , le déterminant de la matrice de covariance des estimateurs. Tous ces indicateurs proposent de comparer un paramètre estimé sans l'ième observation et ce même paramètre estimé avec toutes les observations. Le plus couramment utilisé est la distance de Cook

$$D_i = \frac{(\sum_{j=1}^n \hat{y}_{ij} - \hat{y}_j)^2}{2S^2} = \frac{h_{ii}}{2(1-h_{ii})} r_i^2 \quad \text{Pour } i=1, \dots, n. \quad (3.44)$$

Qui mesure donc l'influence d'une observation sur l'ensemble des prévisions en prenant compte l'effet levier et l'importance des résidus. La stratégie de détection consiste le plus souvent à repérer les points atypiques en comparant les distances de Cook avec la valeur 1 puis à expliquer cette influence en considérant, pour ces observations, leur résidu ainsi que leur effet levier.

3.8.2 Graphe des résidus

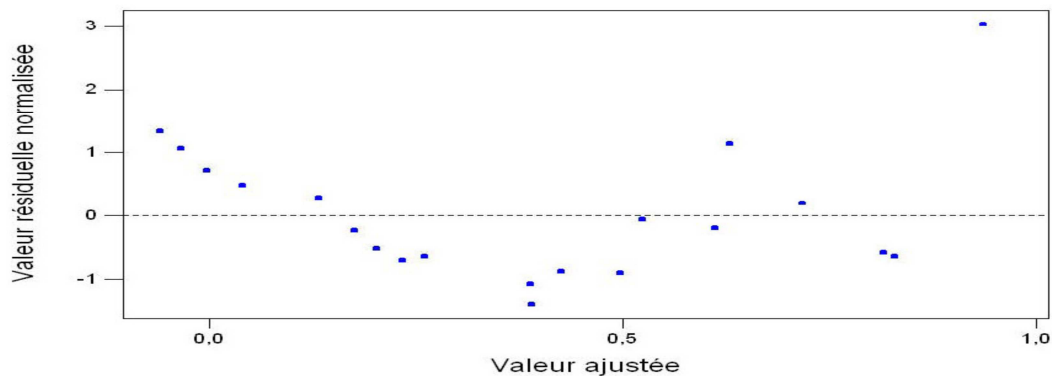


Figure.13 Les résidus de la régression du poids en fonction du produit(diamètre $\times$ hauteur)montre clairement un problème de linéarité.

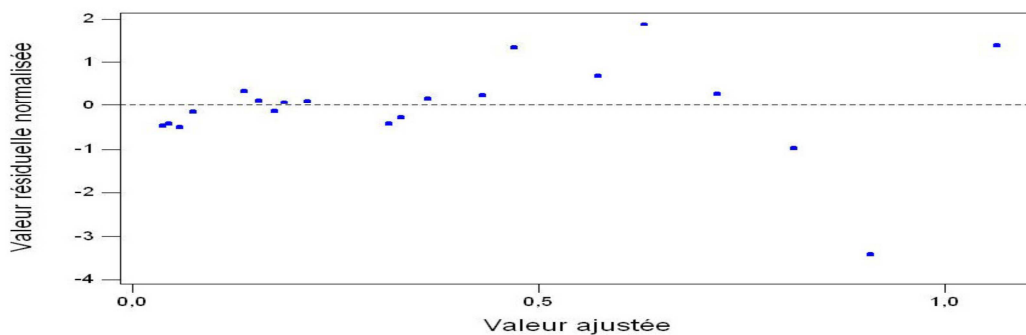


Figure.14 La transformation de la variable diamètre (carré) améliore le diagnostic de la Figure.13 mais soulève un problème d'hétéroscédasticité.

La présentation “pédagogique” des concepts de la régression linéaire ne doit pas faire négliger l'étape de diagnostic des résidus. Concrètement, le graphe des résidus est la première chose à consulter après l'estimation d'un modèle linéaire. L'appréciation de sa forme, même si celle-ci reste “subjective”, renseigne précisément sur la validité des hypothèses implicites du modèle dont surtout celle de linéarité et celle d'homoscédasticité. Dans le cas contraire, toutes les décisions issues de tests et les intervalles de confiances n'ont plus de légitimité. Si certaines des hypothèses ne sont pas vérifiées, des mesures s'imposent comme la recherche de transformation des variables.

L'homoscédasticité et la linéarité du modèle sont évalués par un graphique des résidus studentisés ou non : $(x_i; t_i)$ qui doit se disperser "normalement" de part et d'autre de l'axe $y = 0$: symétriquement et sans forme particulière. Des formes d'"entonnoir", ou de "diabolo" du nuage font suspecter une hétéroscédasticité des résidus, celle d'une "banane" indique une possible relation non linéaire entre Y et X .

3.9 Discussion

La méthode de la régression linéaire a pour but de décrire la relation entre une variable aléatoire dépendante et une variable indépendante ou prédictive x . Le modèle obtenu permet d'estimer la valeur de la variable dépendante à l'aide de la variable prédictive.

Si le coefficient de corrélation est suffisamment élevé, le modèle peut-être utilisé pour des applications prédictives ou prévisionnelles comme dans notre cas estimation. On remplace alors une variable indépendante dans l'équation de la droite et l'on obtient une estimation qui lui correspond. En général, on procède à une extrapolation autrement dit reprojection: graphiquement, on prolonge la droite.

CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUE DES NUAGES

4.1 Préambule

Dans ce chapitre, une technique d'estimation des précipitations par satellite est développée et appliquée à la région méditerranéenne. Pour ce faire, les relations CTT/taux de précipitations et CWP/taux de précipitations sont analysées et calibrées en utilisant des régressions linéaires. Les paramètres CWP et CTT sont obtenus à partir des données SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) et les taux de pluie correspondants sont mesurés par le radar météorologique.

4.2 Présentation de la région d'étude et les données utilisées

4.2.1 Présentation du site

Notre méthode est appliquée dans la région Nord de l'Algérie. Cette région est couverte par le satellite météorologique MSG et une partie est couverte par la portée radar de Sétif (figure.14). Ainsi, les données MSG/SEVIRI et les données correspondantes des radars basés au sol sont indispensables pour la mise au point de notre méthode. La collocation spatiale et temporelle entre les observations satellite et radar a été appliquée pour la comparaison.

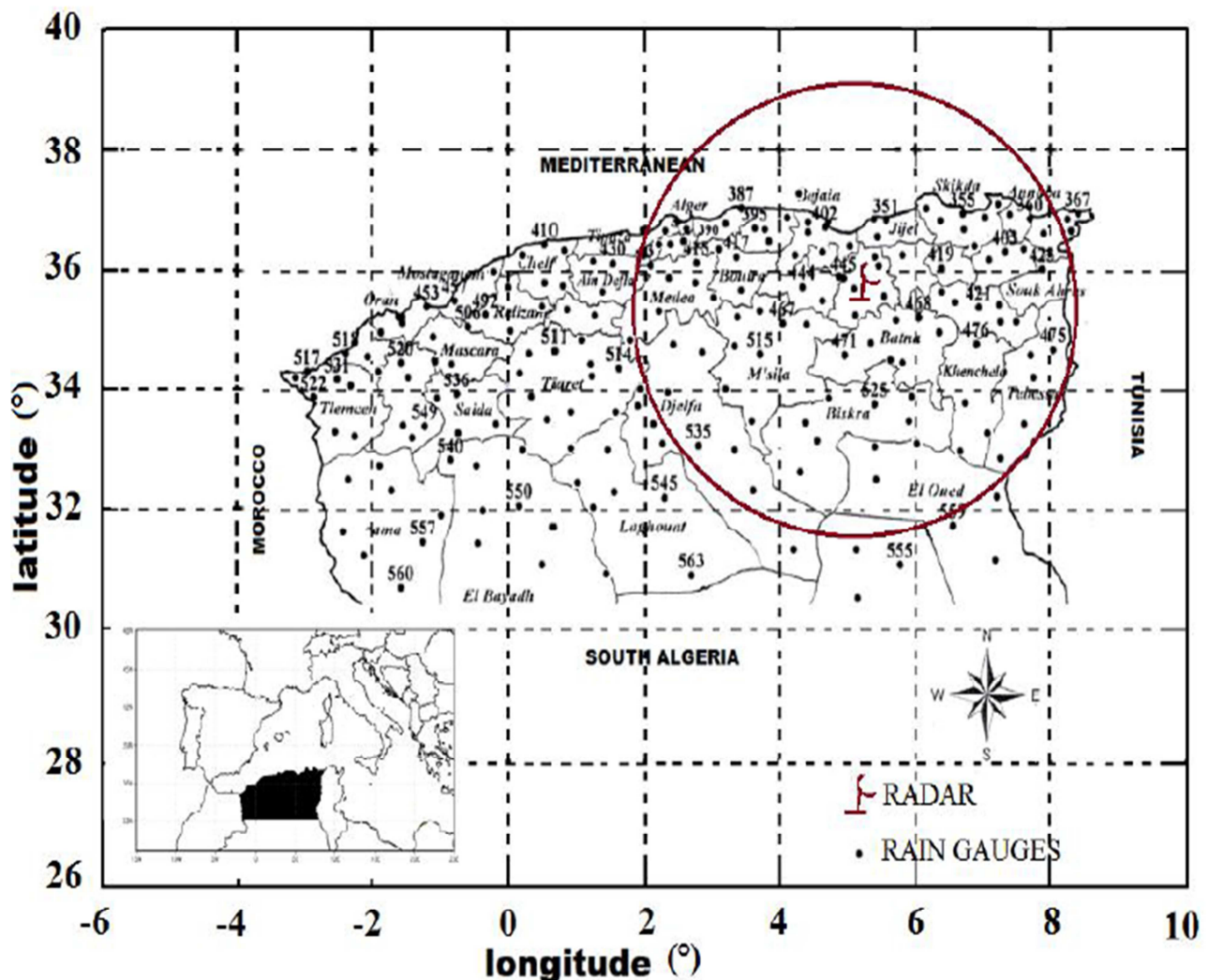


Figure.15 Position du radar météorologique de Sétif et répartition des stations pluviométriques sur la zone d'étude. Le cercle montre la couverture radar d'un rayon de 250 km (ONM).

4.2.2 Données utilisées

Nous avons utilisé deux sortes de données à savoir, des données collectées par le satellite MSG et des données enregistrées par les pluviomètres et par le radar de Sétif. Cette base de données est constituée de données de calibration et de données de validation. Les données de calibration collectées d'Octobre 2008 à Mai 2009 sont utilisées pour élaborer notre technique et se composent de 2109 situations de précipitations. Les données de validation sont utilisées pour évaluer notre technique et se composent de 1936 situations de

précipitations enregistrées d'Octobre 2009 à Mai 2010.

4.2.2.1 Données du satellite MSG

La base de données satellite utilisée dans cette étude est issue du radiomètre SEVIRI du satellite MSG dans les différentes bandes de fréquences. Le radiomètre SEVIRI fournit toutes les 15 minutes 12 images dans les 12 canaux disponibles. Nous avons sélectionné les canaux sensibles aux propriétés optiques et microphysiques des nuages (l'épaisseur optique, la taille des gouttelettes, la phase thermodynamique des nuages) ainsi qu'à la température du sommet des nuages, et ceux situés dans les bandes spectrales d'absorption affectées principalement par la vapeur d'eau. Ces canaux correspondent aux bandes VIS0.6, NIR1.6, IR3.9, WV6.2, WV7.3, IR8.7, IR10.8 et IR12.0. L'image (type Level 1.5) a une taille de 3712×3712 pixels dans chaque canal (Eumetsat 2004). Cela correspond à une résolution spatiale au centre de l'image d'environ 3 km². Chaque pixel est codé sur 10 bits.

Le point sub-satellite est localisé à 3.4° de longitude et 0° de latitude qui correspond au pixel de la position (1856, 1856) sur l'image. Nous avons stocké les données (Level 1.5), c'est-à-dire les valeurs des 3712×3712 pixels de l'image, ainsi que les coefficients de calibration pour en déduire la radiance à chaque pixel. Pour notre cas, nous avons prédéfini une zone de l'image, elle correspond à notre région d'étude (figure.15). La valeur d'un pixel aussi appelée « count », est convertie en radiance (exprimée en $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$) à l'aide d'une relation linéaire donnée par l'équation (4.1) [Eumetsat2004] :

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

Où $CN(i, ch)$ (valeurs possibles entre 0 et 1023) est le compte numérique d'un pixel i pour un canal ch . Les $offset(ch)$ et $slope(ch)$ sont des coefficients de calibration exprimés en $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$ utilisés pour calculer la radiance à chaque pixel d'un canal ch , dont les valeurs sont données à l'entête de chaque image [Eumetsat 2004]. Cette radiance peut ensuite être convertie en température de brillance dans les canaux infrarouges et en réflectance dans les canaux visibles [Eumetsat 2004]. Pour un pixel donné, la température de brillance T_b (kelvin) dans les canaux infrarouges est calculée à partir de la formule de Planck (équation 4.2) :

CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHISYQUE DES NUAGES

$$T_b = \frac{1}{A} \left(\frac{C_2 v_c}{\log\left(\frac{C_1 v_c^3}{Ra} + 1\right)} - B \right) \quad (4.2)$$

Avec

$C_1 = 1.19104 \times 10^{-5} (mW m^{-2} sr^{-1} (cm^{-1})^{-4})$, $C_2 = 1.43877 k (cm^{-1})^{-1}$, V_c est la fréquence centrale du canal A et B sont des coefficients donnés dans le Tableau.6

Où R_a est la radiance du pixel calculée par l'équation (4.1) pour les canaux infrarouges; central du canal d'observation par cm. A et B sont deux paramètres d'ajustement dépendant du canal (voir Tableau.3)

Canal No.	Canal ID	V_c	A (K)	B (K)
04	IR3.9	2569.094	0.9959	3.471
05	WV6.2	1598.566	0.9963	2.219
06	WV7.3	1362.142	0.9991	0.485
07	IR8.7	1149.083	0.9996	0.181
08	IR9.7	1034.345	0.9999	0.060
09	IR10.8	930.659	0.9983	0.627
10	IR12.0	839.661	0.9988	0.397
11	IR13.4	752.381	0.9981	0.576

Tableau.3 Valeurs des constantes V_c , A et B en fonction des canaux infrarouges.

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

$$R_e = \frac{\pi \cdot R_a \cdot d^2(t)}{I \cdot \cos(\theta(t,x))} \quad (4.3)$$

Où R_a est la radiance du pixel calculée par l'équation (4-1), $d(t)$ est la distance terre- soleil à l'instant t (calculée en fonction de la date), I est une constante dépendant du canal d'observation (voir tableau.4), et $\theta(t,x)$ est l'angle zénithale solaire (calculé en fonction de la

CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHISYQUE DES NUAGES

date, temps, latitude et longitude).

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

Tableau.4 Valeurs de la constante I dépendant du canal

4.2.2.2 Données du radar météorologique

Le radar de Sétif installé près de la ville de Sétif, à 36° 11' N, 5° 25' E et 1 700 m d'altitude, est l'un des sept radars du réseau météorologique algérien. C'est un Radar AWSR 81C en bande C. Sa fréquence opérationnelle est de 5.6 GHz. Le déplacement en azimuth est entre 0 à 360 degrés continus et le déplacement en inclinaison de -20° à 90°. Sa polarisation est linéaire et horizontale.

Les images radar utilisées sont collectées à une résolution temporelle de 15 min et une résolution spatiale de 1km^2 sous un format de 512x512 pixels. Chaque pixel est codé sur quatre bits. Cela correspond à seize classes (figure.16). Les caractéristiques techniques du radar sont données par le tableau suivant :

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

Tableau.5 Caractéristiques du radar de Sétif

Le paramètre physique représentatif de l'image radar est le facteur de réflectivité noté Z exprimé en (mm^6m^{-3}). La conversion du facteur de réflectivité Z en intensité de précipitations R (mm/h) est obtenue par l'équation (4.4) adaptée à la situation météorologique de notre région.

$$Z = 300. R^{1.5} \quad (4.4)$$

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

$$Z (dBZ) = 10 \log (Z) \quad (4.5)$$

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

La figure.16 donne un exemple d'une image enregistrée par le radar de Sétif en réflectivité (en dBZ).

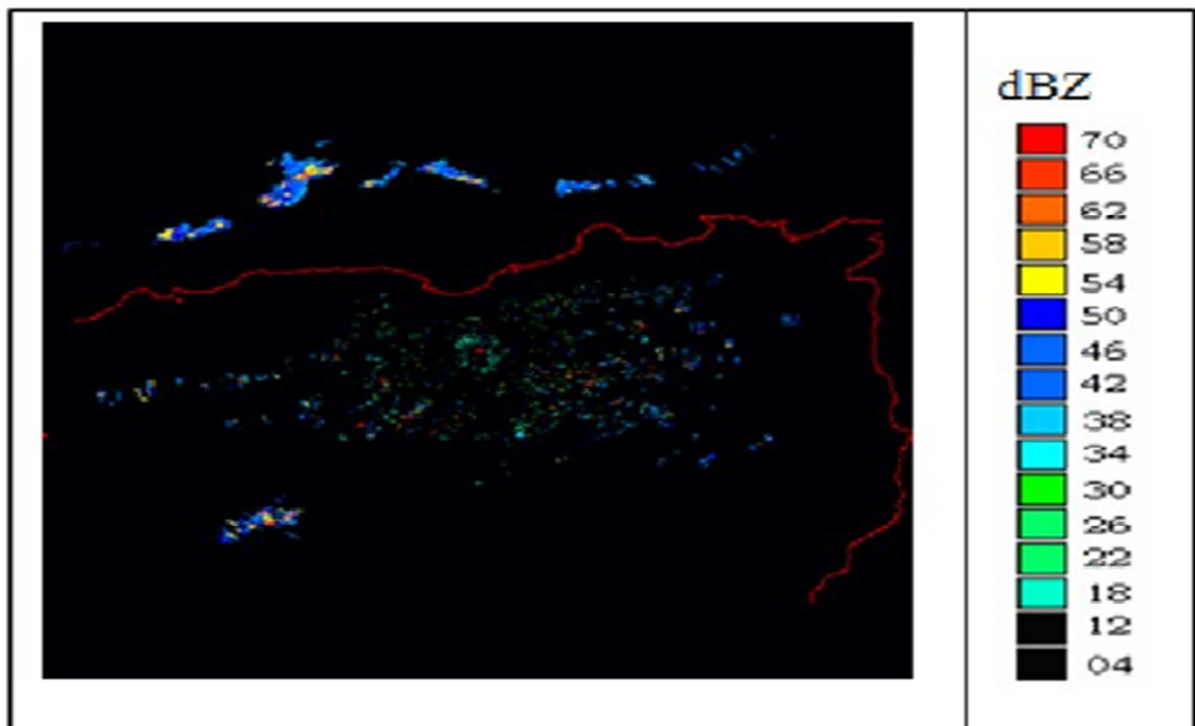


Figure. 16 Image en réflectivité issue du radar de Sétif.

➤ **Collocalisation de données**

Pour la comparaison spatiale entre les données radar et satellite, les données radar qui ont une résolution spatiale de $1 \times 1 \text{ km}^2$ ont été reprojctées et rééchantillonnées à la résolution spatiale des données de SEVIRI (environ $4 \times 5 \text{ km}^2$ dans la zone d'étude). Cette dernière est supposée constante en raison de la faible surface commune couverte par les capteurs du satellite et du radar. Aussi, en raison du décalage spatial entre ces deux types de données, dû aux erreurs de parallaxe et des erreurs de collocation (Vicente et al. 2002), la comparaison des deux types de données ne peut être réalisée qu'après réajustement. En effet, le décalage de parallaxe est le déplacement apparent d'un nuage observé qui se produit lorsque le radiomètre SEVIRI observe la Terre sous un angle oblique. En zone d'étude, les nuages observés par SEVIRI peuvent subir un décalage de parallaxe jusqu'à 20 km par rapport aux images radar météorologique (Kühnlein et al. 2010). L'erreur de parallaxe est fonction de la hauteur des nuages (en particulier pour les nuages convectifs).

Afin de réduire les différences mentionnées ci-dessus, chaque pixel radar a été comparé aux 5×5 pixels correspondants de SEVIRI pour les nuages hauts et aux 3×3 pixels correspondants de SEVIRI pour les nuages bas pour trouver le maximum de corrélation. Pour la comparaison temporelle, il existe un décalage temporel entre le radar et le satellite d'environ 3 min . Ce faible décalage ne nécessite pas une synchronisation entre les données radar et les données satellitaires.

4.3 La méthodologie

La méthodologie présentée ici consiste à rechercher une relation entre les taux de pluie mesurés à partir du radar météorologique et les données satellite. Ces dernières fournissent des informations sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages déterminées à partir des observations satellite dans les longueurs d'onde visibles. Ces propriétés de précipitation sont disponibles durant la journée, entre 08:30 et 16:00 UTC. L'ensemble des données consiste en 2436 scènes d'événements de précipitation d'Octobre 2008 à Mai 2009 au nord de

l'Algérie utilisées pour étalonner la méthode développée. Les données collectées entre Octobre 2009 et Mai 2010 sont utilisées pour évaluer la méthode.

4.4 Analyse des relations CTT / taux de pluie et CWP / taux de pluie

4.4.1 Relation CWP / taux de pluie

Le CWP est directement liée aux taux de pluie dans le nuage; il est fonction de rayon efficace des gouttelettes d'eau (r_e) et l'épaisseur optique des nuages (τ). Le rayon effectif r_e est défini comme le rapport du troisième sur le second moment du spectre dimensionnel des gouttelettes.

L'épaisseur optique des nuages (τ) est défini par l'intégration du coefficient d'extinction intégré sur l'épaisseur géométrique du nuage est considérée représentatif pour l'épaisseur géométrique du nuage. Le CWP représente la quantité d'eau intégrée verticalement dans le nuage et dépend du diamètre des gouttes de pluie et l'épaisseur du nuage formé par ces gouttes. La relation est donnée par l'équation suivante (Thies et al, 2008; Nauss et Kokhanovsky 2006):

$$CWP = \frac{2}{3} \rho \cdot \tau \cdot r_e \quad (4.6)$$

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

Le CWP est déterminé pour des pixels nuageux d'une manière itérative en comparant simultanément la réflectance observée par le satellite dans le visible ($0.6 \mu m$) et proche infrarouge ($1.6 \mu m$) des longueurs d'ondes aux taux de précipitations pour établir des Tables de correspondance (LUTs). Ces réflectances sont simulées pour des nuages d'eau et de glace pour donner des épaisseurs optiques, des tailles de particule. La table utilisée ici a été construite par KNMI (DAK) le modèle de transfert radiatif (de Haan et d'autres. 1987; Stammes, 2001).

CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUE DES NUAGES

Pour notre étude, nous avons réalisé une comparaison entre les valeurs CWP déduites de LUTs (table de correspondances) et les intensités de pluie mesurées par le radar de Sétif (Figure.17).

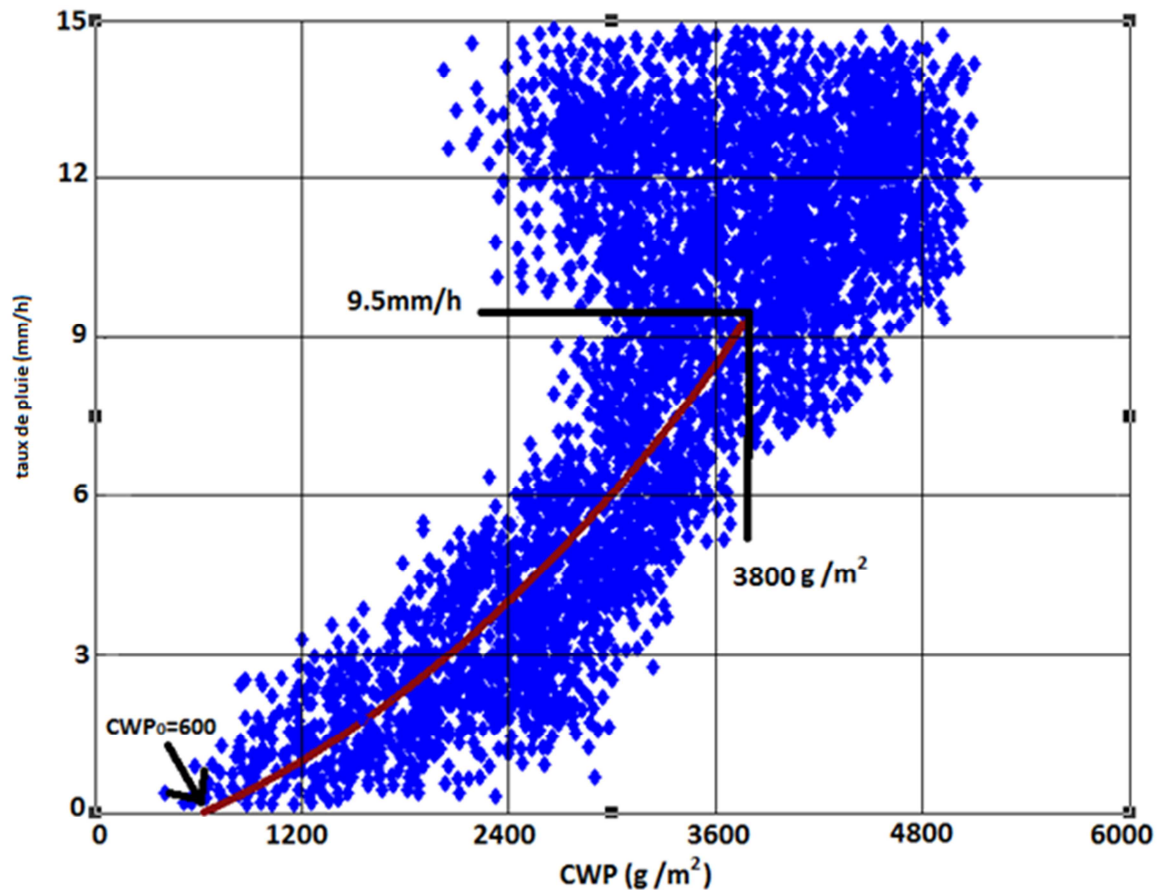


Figure.17 Relation entre l'intensité des précipitations et le CWP, CWP_0 est la trajectoire d'apparition de précipitations

Sur la figure, les faibles à moyens taux de pluie sont de façon exponentielle corrélés avec de faibles à moyens valeurs de CWP. Toutefois, pour les valeurs importantes de CWP et de taux de pluie, le degré de corrélation est très faible. Ceci est dû à la saturation de CWP en raison de la présence de glace dans la couche supérieure des nuages. La transmission de la lumière à travers les nuages de glace est fortement inhomogène.

Le calcul de la variance statistique montre que le taux de la pluie et CWP sont bien corrélés pour des valeurs inférieures à $9,5 \text{ mm/h}$, ce qui correspond à CWP de 3800 g/m^2 . En

revanche, pour des valeurs au-dessus de 9,5 mm/h, la corrélation est faible. A cet effet, le paramètre peut être utilisé pour estimer les précipitations d'intensités inférieures à 9.5mm/h.

Les faibles et les moyens taux de pluie sont en général enregistrés pour les systèmes stratiformes. Par conséquent, les précipitations sont correctement estimées en utilisant le CWP dans les systèmes stratiformes.

4.4.2. Relation CTT / taux de pluie

La température du sommet du nuage (CTT) est représentée par la température de brillance dans du canal infrarouge $10.8\mu\text{m}$ de SEVIRI. Les valeurs de CTT sont comparées aux intensités de précipitations du radar d'Octobre 2008 à mai 2009. Le nuage de points de comparaison est donné par la figure.18.

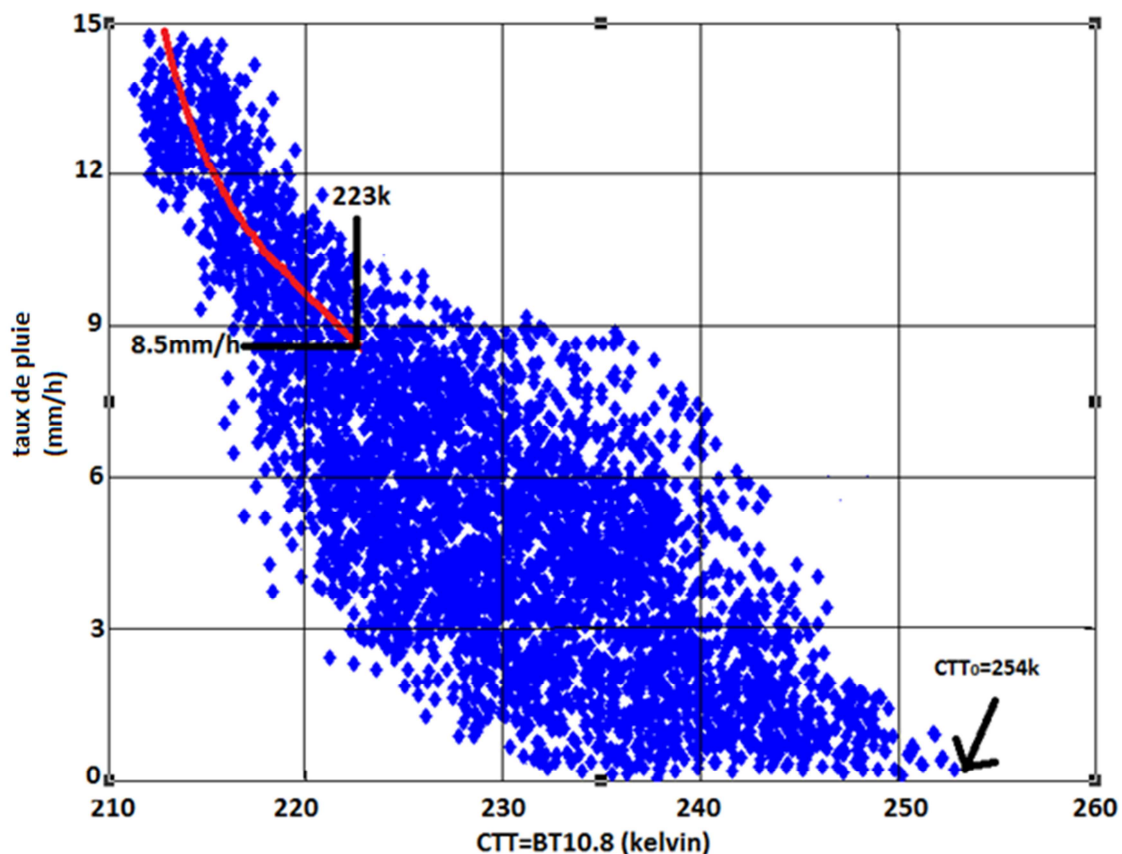


Figure.18 Nuage de points entre CTT (k) et le taux de pluie (mm/h), CTT0 est la température d'apparition de précipitation

CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUE DES NUAGES

Les taux de pluie élevés sont directement liés à CTT obtenues à partir de SEVIRI. Alors que pour les taux de pluie faibles sont mal corrélés avec les valeurs de CTT. En effet, le calcul de la variance statistique montre qu'il existe une relation exponentielle entre le taux de la pluie et CTT lorsque le taux de pluie dépasse 8,5 mm/h, ce qui correspond à un CTT de 223k. Pour les valeurs inférieures, la corrélation est faible. A cet effet, le paramètre peut être utilisé pour estimer les précipitations d'intensités supérieures à 8.5mm/h.

Les forts taux de pluie sont en général enregistrés pour les systèmes convectifs. Par conséquent, les précipitations sont correctement estimées en utilisant le CTT dans les systèmes convectifs.

4.5 Procédures d'étalonnage CTT / taux de pluie et CWP / pluie de taux

Dans les sections précédentes, nous avons étudié deux relations, c'est-à-dire la relation CTT / taux de la pluie et celle de CWP / taux de pluie. L'étude montre que les taux de pluie sont exponentiellement bien corrélés avec CWP pour les faibles et les moyens taux de pluie (les précipitations stratiformes) (voir Figure.18). En revanche, les taux élevés de pluie (les précipitations convectives) le CWP n'est pas bien corrélé avec le taux de pluie, conduisant à des erreurs d'estimation. A l'inverse, les taux de pluie sont étroitement et exponentiellement liés à CTT (Figure.17).

Par conséquent, deux relations distinctes sont établies pour les estimations de taux de pluie. La relation CWP/taux de pluie est utilisée pour les précipitations stratiformes et la relation CTT/taux de pluie est utilisée pour les précipitations convectives. La fonction de régression appropriée pour convertir le CWP ou le CTT en taux de pluie est exponentielle.

En outre, afin d'identifier à la fois les précipitations convectives et stratiformes dans des zones nuageuses en utilisant CWP et CTT, les CWP et CTT extraits à partir de SEVIRI correspondant à des scènes de précipitantes observées par radar sont examinées. Toutefois, certaines situations non précipitantes tels que les cirrus et d'autres qui peuvent causer une confusion avec les situations précipitantes ont été sélectionnés pour être éliminés. Les nuages de points de toutes les situations sont présentés sur la figure.19.

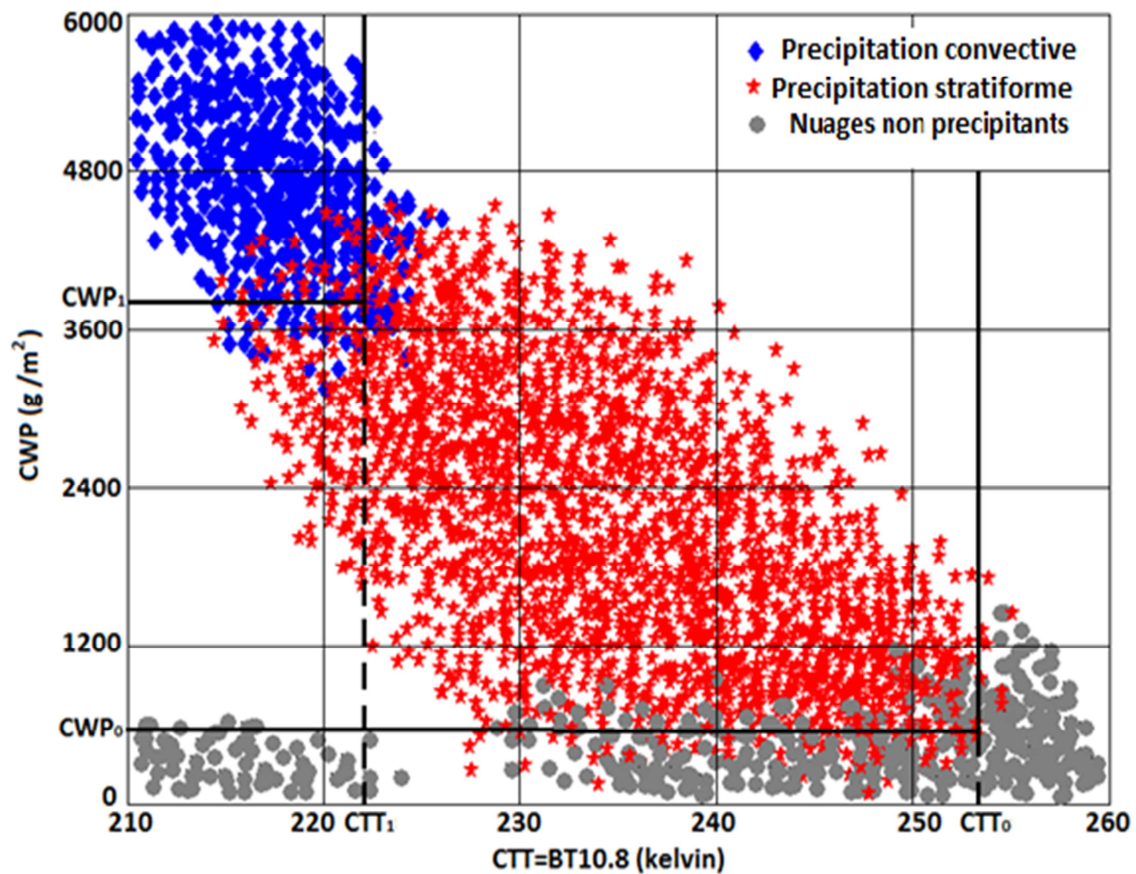


Figure.19 Nuage de points entre CTT / CWP pour les précipitations convectives (taux de pluie $\geq 9 \text{ mm/h}$), les précipitations stratiformes (taux de pluie $< 9 \text{ mm/h}$) et les nuages non pluvieux (taux de pluie = 0 mm/h).

L'analyse de la relation CWP/CTT permet de sélectionner des seuils optimaux pour identifier les zones des nuages convectifs et stratiformes. En effet, selon cette relation et aussi les relations «taux de pluie / CTT» et «taux de pluie / CWP», il est décidé de considérer qu'un pixel (CWP, CTT) est convectif si:

- $\text{CWP} > \text{CWP}_1$ (3700 g/m^2)

Et

- $\text{CTT} < \text{CTT}_1$ (222 K)

Et que ce pixel (CWP, CTT) est stratiforme si:

- $CWP_0 (600g/m^2) \leq CWP \leq CWP_1 (3700g/m^2)$

Et

- $CTT_0 (254k) \geq CTT \geq CTT_1 (222k)$

Les pixels sont considérés comme des nuages non pluvieux si:

- $CWP < CWP_0 (600g/m^2)$

Ou

- $CTT > CTT_0 (254k)$

4.5.1 Procédure d'étalonnage CTT / taux de pluie

Pour les précipitations convectives, une régression en loi de puissance entre CTT et les taux de pluie mesurée par le radar est utilisée. Cette relation est donnée par :

$$R(mm/h) = a \exp\left(-b * \left(\frac{CTT}{1k}\right)^c\right) \quad (4.7)$$

Cette équation est valable pour $CTT < 222 k$ et $CWP > 3700 g/m^2$

Où a, b et c sont des constantes empiriques. Par régression, ces constantes sont

$a = 80760 mm/h$, $b = 0,04$ et $c = 1$. L'utilisation de $CWP > 3700 g/m^2$ permet de dépister les nuages non-précipitants; les nuages cirrus, qui est un nuage froid mais mince.

4.5.2 Procédure d'étalonnage CWP / taux de pluie

Pour les précipitations stratiforme, le taux de pluie est en fonction de CWP, reliés par une équation exponentielle:

$$R(mm/h) = a \exp\left(b * \left(\frac{CWP - CWP_0}{CWP_0}\right)\right) - c \quad (4.8)$$

CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUE DES NUAGES

Cette équation est valable pour $254k \geq CTT \geq 222k$ et $600 (g/m^2) \leq CWP \leq 3800 (g/m^2)$. L'équation (4.8) est utilisée avec les valeurs 160 mm/h (a), 0,01(b) et 160 mm/h (c).

La méthode mise au point pour l'estimation des précipitations à partir de SEVIRI est donnée par l'organigramme de la figure.20.

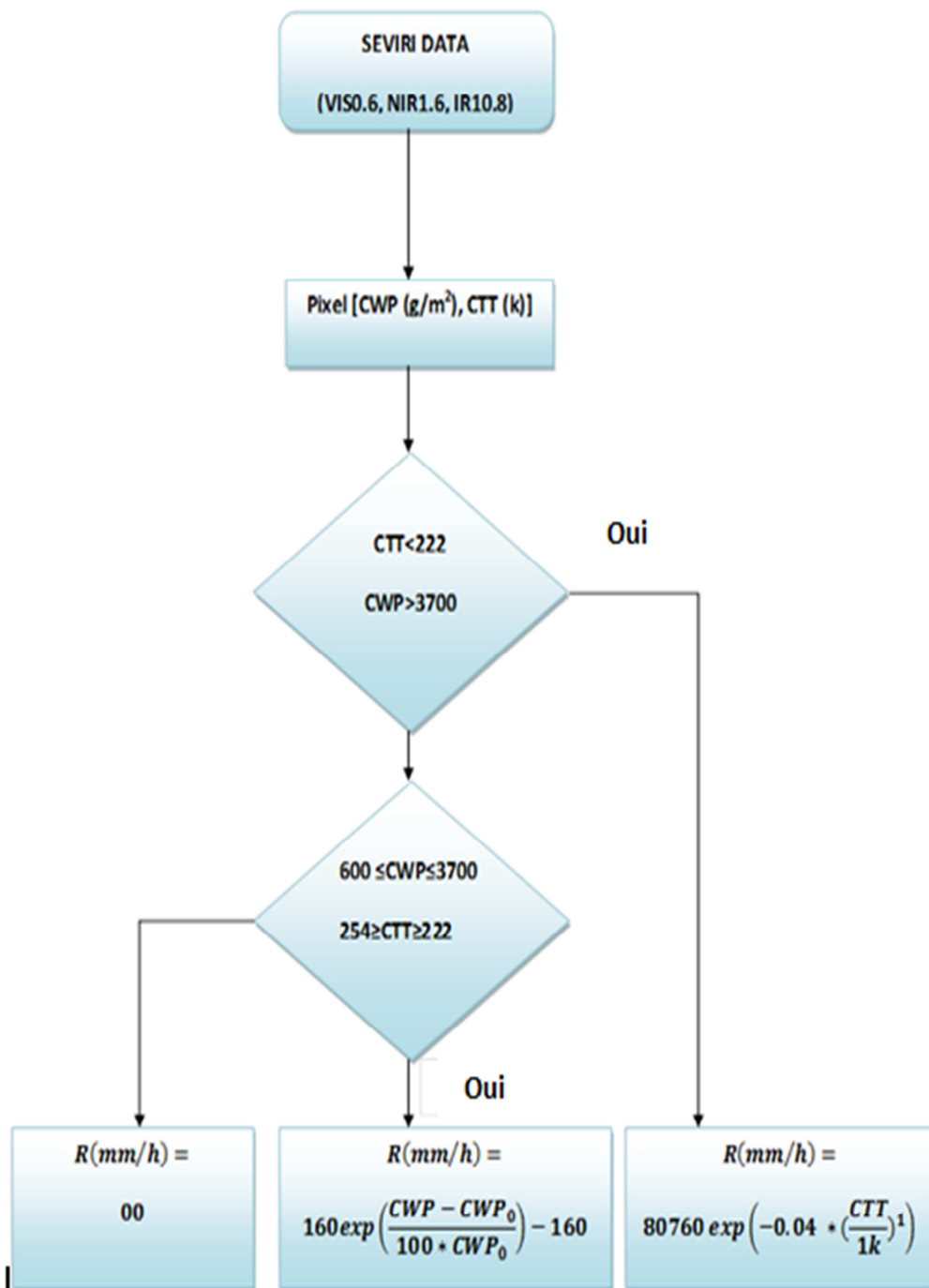


Figure.20 organigramme d'estimation de précipitation à partir SEVIRI

4.6 Estimation des précipitations et évaluation

Afin d'évaluer notre méthode, nous avons appliqué les relations (4.7) et (4.8) pour estimer les précipitations. Trois événements de précipitation sont choisis. Dans le premier événement, les précipitations sont exclusivement frontales, observées le 19 Janvier 2010 entre 08:45 et 15:15 GMT qui se composent de 26 images par SEVIRI et radar météorologique. Le deuxième événement est observé le 25 Février 2010 entre 10:15 et 15:00 GMT. Il se compose de 20 images où les précipitations convectives (44%) et les précipitations stratiformes (56%) coexistent. Le troisième événement résulte des orages convectifs profonds, a eu lieu le 17 Avril 2010 entre 12:15 et 15:45 GMT qui comprennent 20 images.

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 (Root Mean Square Difference : RMSD), le Biais et la moyenne des différences absolues entre les valeurs estimées et les valeurs mesurées (Mean Absolute Difference : MAD) (équations (4-9) à (4-10) respectivement).

$$\text{Bias} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i) \quad (4.9)$$

$$\text{MAD} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |E_i - V_i| \quad (4.10)$$

$$\text{RMSD} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i)^2} \quad (4.11)$$

$$\text{PD} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|E_i - V_i|}{V_i} \quad (4.12)$$

Où E_i est la valeur estimée et V_i est la valeur de validation. Le diagramme de dispersion des taux de pluie estimés à partir de SEVIRI et de taux de pluie mesurés par radar est présenté dans Figure.21a (1er événement), Figure.21b (2ème événement) et Figure.21c (3ème événement) avec les statistiques associées dans le tableau 16.

**CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE
SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUE DES NUAGES**

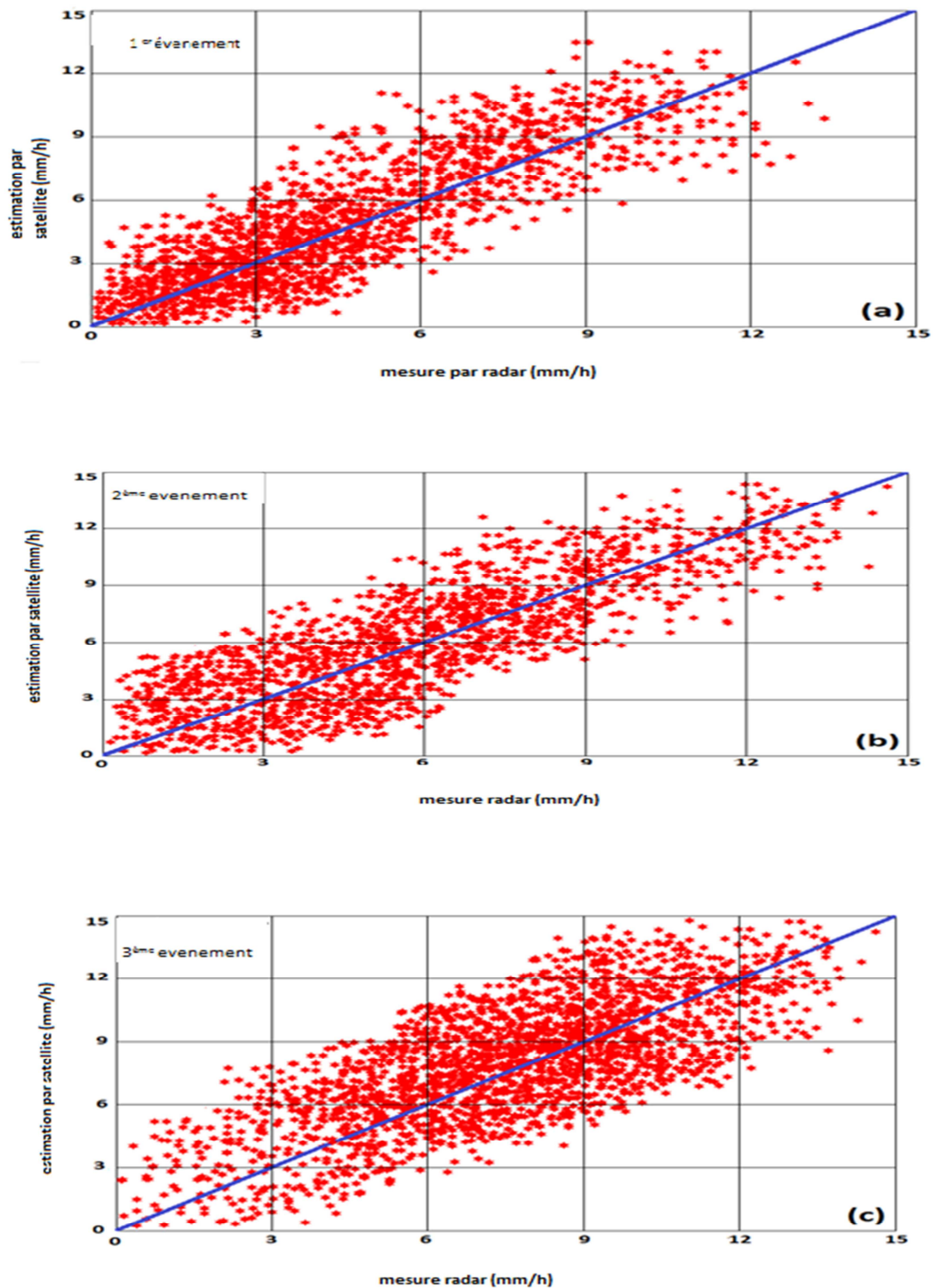


Figure.21. Résultats de la comparaison entre les estimations satellitaires et les mesures radar.
(a) pour le premier événement; (b) pour le second événement; (c) pour le troisième événement.

**CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE
SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHISYQUE DES NUAGES**

	Satellite (mm/h)	Radar (mm/h)	RMSD (mm/h)	MAD (mm/h)	Biais (mm/h)	PD	R
1 ^{er} événement	4.93	5.95	2.31	1.23	-1.02	0.73	0.77
2 ^{eme} événement	6.88	6.48	1.65	0.62	0.4	0.28	0.80
3 ^{eme} événement	9.85	8.78	0.81	0.24	1.07	0.12	0.82

Tableau6. Valeurs statistiques à partir des ensembles de données de validation

1^{er} Evénement

Les différentes erreurs calculées pour le premier événement qui représente la situation frontale sont donnés dans le tableau.6. Les taux de pluie estimés par la méthode développée sont bien corrélés avec ceux observés dans les données radar. En effet, le coefficient de corrélation indique une valeur de 0.77. Les taux de pluie sont légèrement sous-estimés par la technique de satellite (biais: -1,02). L'erreur RMSD est une bonne mesure de la précision pour le modèle, c'est un critère le plus important pour un ajustement. Ainsi, une valeur plus basse de RMSD (2.31mm/h) est obtenu pour cet événement indique la fiabilité du modèle. Dans le même temps, la plus petite valeur de MAD correspond à l'estimation la plus précise. Dans ce cas de l'étude, les valeurs de MAD sont relativement faibles avec 1.23mm/h. La comparaison a été faite également réalisée en termes de PD où les résultats indiquent une valeur relativement faible de PD (0.73).

2^{ème} Evénement

En ce qui concerne le deuxième événement où les précipitations convectives et stratiformes coexistent, les taux de pluie estimés par la technique satellitaire sont également

CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUE DES NUAGES

bien corrélés avec ceux observés par le radar ($r: 0,80$). L'écart entre les estimations par satellite et les données de validation a été évalué en utilisant les paramètres RMSD, Bias, MAD et PD. Les taux de pluie sont légèrement surestimés par la méthode indiquée par Bias ($0,4 \text{ mm/h}$). Le RMSD, MAD et PD présentent des valeurs faibles, qui sont $1,65 \text{ mm/h}$, $0,62 \text{ mm/h}$ et $0,28$ respectivement. Tous ces résultats indiquent que la méthode mise au point fonctionne également assez bien pour les situations mixtes, et un peu mieux que la situation stratiforme. Dans le premier événement, la précipitation est principalement générée par le système stratiforme, tandis que dans le second événement, une quantité importante de précipitations est convective. Ceci montre que la méthode estime mieux les précipitations convectives.

3^{ème} Evénement

Les précipitations du troisième événement avec de fortes intensités de précipitation estimées par la méthode proposé est très bien corrélées avec celles mesurées par le radar au sol ($r: 0,82$). Une légère surestimation a été constatée pour cet événement. Le Bias indique une valeur positive faible ($1,07$). Les RMSD, MAD et PD sont plus faibles par rapport au premier et au second événement. Les taux de pluie instantanés de SEVIRI sont estimés avec une grande précision de $0,24 \text{ mm/h}$ (MAD), et un ajustement absolue satisfaisant de $0,81 \text{ mm/h}$ (RMSD). L'estimation est très précise pour PD ($0,12$). En conséquence, les fortes intensités de précipitation sont estimées de manière adéquate.

4.7 Discussion des résultats

Dans l'ensemble, la méthode développée permet d'estimer les taux de pluie pour toute l'année et quel que soit le type de précipitation (convectives ou stratiformes). Mais elle donne une estimation de précipitation plus précise pour les précipitations convectives. Le Biais indique une sous-estimation des précipitations frontales et une surestimation des précipitations convectives. Par conséquent, pour la situation mixte, le Biais a tendance à être nul, c'est-à-dire, les estimations de précipitation sont impartiales. Les estimations satellite sont bien corrélées avec les données de validation. En effet, les valeurs du coefficient de

CHAPITRE 4 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR UNE METHODE BASEE SUR LES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUE DES NUAGES

corrélation de la méthode sont dans la plage (0,77 à 0,82), qui sont plus importants de les comparés aux méthodes d'estimation usuelles qui ont un intervalle de (0,46 à 0,60).

La technique développée est plus appropriée pour des précipitations dans la région méditerranéenne. Les précipitations dans ces zones peuvent être de diverses origines, dû à des effets orographiques, des situations frontales, associés à une activité cyclonique ou à des précipitations convectives localisées de courte durée. Toutes ces situations caractérisent le climat méditerranéen. La technique proposée ici a été spécialement conçue pour estimer toutes ces situations. Elle prend en compte les différents types de précipitation (convectives ou stratiformes).

CONCLUSION

L'objectif du travail était d'utiliser les informations issues du satellite MSG SEVIRI pour l'estimation des taux de précipitation. Tenant compte de la présence à la fois des zones de précipitations convectives et stratiformes dans la région extra-tropicale, les relations taux de pluie/CWP et le taux de pluie/CTT ont été utilisées.

Le travail est composé de deux parties ; dans la première partie, les zones nuageuses précipitantes ont été séparées en zones convectives et en zones stratiformes. Dans la deuxième partie, les taux de précipitations ont été estimés à partir de CWP pour les précipitations stratiformes et à partir de CTT pour les précipitations convectives.

La validité de la méthode est testée en comparant les estimations par SEVIRI avec les observations du radar météorologique. Trois différentes situations climatiques ont été choisies. En premier lieu, l'approche a été utilisée pour estimer les taux de précipitation d'une situation frontale. Ensuite, les précipitations d'une situation mixte ont été estimées. Enfin, de fortes intensités de pluie résultant d'un nuage convectif profond ont été également estimées en utilisant la méthode développée. Les tests de comparaison effectués pour ces différentes situations climatiques indiquent que la méthode développée est bien adaptée aux situations extratropicales. La combinaison des informations sur CWP et CTT donne des estimations meilleures que les approches basées sur le seuil de température infrarouge.

L'inconvénient de cette méthode est que l'estimation des précipitations est réalisée durant la présence de rayonnement solaire (jour). En effet, les propriétés des nuages extraites à partir des canaux visibles de SEVIRI ne sont pas disponibles durant la nuit. Pour cette raison, la perspective de travail peut être orientée dans ce sens. En effet, les informations sur les propriétés microphysiques et optiques du nuage peuvent être dérivées à partir des canaux disponibles pendant la nuit. La différence de la température de brillance $BTD_{3.9-7.3}$ et $BTD_{3.9-10.8}$ sont censées fournir des informations sur la CWP.

Références bibliographiques

Abdel Wahab, M., El-Metwally, M., Hassan, R., Lefèvre, M., Oumbe, A. and Wald, L., Assessing surface solar irradiance in Northern Africa desert climate and its long-term variations from Meteosat images. *International Journal of Remote Sensing*, 2009, 31, n°1, 261-280.

Adler, R.F., Negri, A.J. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteorol.* 27, 30–51, 1988.

Adler, R. F., & Mack, R. A. (1984). Thunderstorm cloud height–rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 280–296.

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

Arkin, P. A., & Meisner, B. N. (1987). The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982 –84. *Monthly Weather Review*, 115, 51–74.

Barrett, E.C. Precipitation measurement by satellites: towards community algorithms. *Adv. Space Res.*, [http://dx.doi.org/10.1016/0273-1177\(93\)90537-L](http://dx.doi.org/10.1016/0273-1177(93)90537-L), 2002.

Bergès, J.C., Lacaze, B. et Faouzi Smiej, M., Vers un suivi en temps réel de la sécheresse au Maroc à partir des données Météosat Seconde Génération (MSG), Actes du colloque international "Aménagement du territoire et risques environnementaux" en hommage au Professeur Hassan Benhalima. Fès, 2005, n°15 - 16 avril 2005, 7p.

Caloz, R. Et Puech, C., Hydrologie et imagerie satellitaire. In *Précis de télédétection. Volume 2 : Applications thématiques*. Presses de l'Université du Québec UREF / AUPELF, 1996. 159-196.

Derrien, M., Farki, B., Harang, L., Le Gléau, H., Noyalet, A., Pochic, D., Sairouni, A., Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery. Remote Sensing of Environment, 1993, n°46, 246-267.

Eumetsat 2004: Applications of Meteosat Second Generation - Conversion from Counts to Radiances and from Radiances to Brightness Temperatures and Reflectance, http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.html.

Eumetsat 2005, ISBN 92-9110-071-4, MSG.02 Version 1.

Feidas, H., Kokolatos, G., Negri, A., Manyin, M., Chrysoulakis, N., Kamarianakis, Y. Validation of an infrared-based satellite algorithm to estimate accumulated rainfall over the Mediterranean basin. Theor. Appl. Climatol., <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-007-0360-y>, 2008.

Fensholt, R., Sandholt, I., Stisen, S. and Tucker, C., Vegetation monitoring with the geostationary Meteosat Second Generation SEVIRI sensor. Remote Sensing of Environment, 2006, n°101, 212-229.

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

Kühnlein, M., Thies, B., Nauss, T., & Bendix, J. (2010). Rainfall rate assignment using MSG SEVIRI data – a promising approach to spaceborne rainfall rate retrieval for midlatitudes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(7), 1477–1495.<http://dx.doi.org/10.1175/2010JAMC2284.1>.

Kühnlein M. , Appelhans T., Thies B., Nauss T. (2014), Improving the accuracy of rainfall rates from optical satellite sensors with machine learning — A random forests-based approach applied to MSG SEVIRI, *Remote Sensing of Environment* 141 (2014) 129–143

Lacaze, B., Suivi du couvert végétal des zones arides, 2004. - Séminaire GDR MSG - ATR, Paris, 22 mars 2004

Lacaze, B., Apport de l'imagerie MSG - SEVIRI au suivi en temps réel de la dynamique saisonnière de la végétation à l'échelle du continent africain, 2007. - Colloque GDR MSG - ATR 'Météosat Seconde Génération : un nouvel instrument de suivi de l'environnement', Dijon, 13 - 14 sept. 2007

Lacaze, B., Bergès, J.C., Contribution of Météosat Second Generation (MSG) imagery to drought early warning, 2006. Proceedings of the 1st International Conference on Remote Sensing and Geoinformation Processing in the Assessment and Monitoring of Land Degradation and Desertification. Trier, Germany (A. Röder & J. Hill eds), 7-9 September 2005, 406-412.

Lazri, M., Ameur, Z., Ameur, S., Mohia, Y., Brucker, J.M., Testud, J., 2013a. Rainfall estimation over a Mediterranean region using a method based on various spectral parameters of SEVIRI-MSG. J. Adv. Space Res.. <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2013.07.036>.

Lazri, M., Ameur, S., Brucker, J.M., Testud, J., Hamadache, B., Hameg, S., Ouallouche, F., Mohia, Y., 2013b. Identification of raining clouds using a method based on optical and microphysical cloud properties from Meteosat Second Generation daytime and nighttime data. Appl. Water Sci.. <http://dx.doi.org/10.1007/s13201-013-0079-0>.

Lazri, M., Ameur, S., Mohia, Y., Instantaneous rainfall estimation using neural network from multispectral observations of SEVIRI radiometer and its application in estimation of daily and monthly rainfall, *Advances in Space Research* (2014), doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2013.10.005>

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

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

Lensky, I.M., Rosenfeld, D., 2003b. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds at nighttime. *J. Appl. Meteorol.* 42, 1227–1233.

Levizzani, V. Satellite rainfall estimations: new perspectives for meteorology and climate from the EURAINSAT project. *Ann. Geophys.* 46, 363–372, 2003.

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

Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. et al. 2006: The Mediterranean Climate: An overview of the main characteristics and issues, *Mediterranean Climate Variability, Elsevier B. V.*, 1–26.

Malardel S. 2005: Fondamentaux de Météorologie : à l'école du temps, *Cépaduès ed.*, 712 pp.

Mehta A.V. and Yang S. 2008: Precipitation climatology over Mediterranean Basin from ten years of TRMM measurements. *Adv. Geosci.*, 17, 87–91.

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

Nuissier O., Ducrocq V., Ricard D., Lebeaupin C. and Anquetin S. 2008: A numerical study of three catastrophic events over Southern France. Part I : Numerical framework and synoptic ingredients, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 111–130.

Rigollier, C., Lefèvre, M. and Wald, L., The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images. *Solar Energy*, 2004, 77, n°2, 159-169.

Rivrain J.-C. 1997: Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France, *Phénomènes remarquables no. 4, Météo-France, Toulouse, (in French)*.

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

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

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

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

Trigo, R. M., Xoplaki, E., Zorita, E. et al. 2006: Relationship between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability, *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier, B. V., 179–226, 2006.