

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

UNIVERSITE MOULOUD MAMMERI, TIZI-OUZOU



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

Thèse de doctorat LMD

Spécialité : **Electronique**

Filière : **Génie Electrique**

Présentée par **Mr. Nouredine BENSAFI.**

Sujet : Nouvelle approche d'estimation spatio-temporelle des précipitations basée sur WkNN à partir des données MSG/SEVIRI.

Devant le jury d'examen composé :

Mr. Mourad LAHDIR	Professeur à l'UMMTO	Président
Mr. Mourad LAZRI	Maître de conférences A à l'UMMTO	Rapporteur
Mr. Fethi OUALLOUCHE	Maître de conférences A à l'UMMTO	Examineur
Mr. Mahmoud BELHOCINE	DR Habilité à CDTA	Examineur
Mr. Karim LABADI	HDR à ECAM-EPMI Cergy Pontoise	Examineur
Mr. Soltane AMEUR	Professeur à l'UMMTO	Invité

Remerciement

Je souhaite remercier en premier lieu mon directeur de thèse, Mr. Mourad LAZRI, Maître de conférences à l'Université de Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou et chercheur au Laboratoire d'Analyse et de Modélisation des Phénomènes Aléatoires (LAMP), pour m'avoir accueilli au sein de son équipe. Je lui suis également reconnaissant pour le temps conséquent qu'il m'a accordé, ses qualités pédagogiques et scientifiques, sa franchise et sa sympathie. J'ai beaucoup appris à ses côtés et je lui adresse ma gratitude pour tout cela.

Je souhaite exprimer ma reconnaissance et ma gratitude toute particulière à Mr. Mourad LAHDIR, Professeur à l'Université de Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou, d'avoir accepté de présider mon Jury.

Je tiens à remercier à Mr. Soltane AMEUR, Professeur à l'Université de Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou et Directeur du Laboratoire d'Analyse et de Modélisation des Phénomènes Aléatoires (LAMP) d'avoir accepté de faire partie de mon Jury.

J'adresse mes sincères remerciements à Mr. Fethi OUALLOUCHE, Maître de conférences à l'Université de Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou d'avoir accepté de faire partie de mon Jury.

Je tiens à remercier à Mr. Mahmoud BELHOCINE, DR Habilité au Centre de Développement des Technologies Avancées d'Alger d'avoir accepté de faire partie de mon Jury.

J'adresse mes sincères remerciements à Mr. Karim LABADI, HDR à ECAM-EPMI de Cergy Pontoise d'avoir accepté de faire partie de mon Jury.

J'adresse de chaleureux remerciements à tous les membres du laboratoire LAMP, pour leur attention, conseils avisés et écoute qui ont été prépondérants pour la bonne réussite de cette thèse.

Enfin, je remercie ceux qui rien ne serait possible, mes chères et tendres parents qui m'ont soutenu sans relâche durant toutes mes études et projets entrepris à qui je dédie ce modeste travail, et tous les membres de ma chère famille mes deux frères (Cherif et Samir), mes quatre sœurs (Nacera, Samia, Nora et Laurie), mes neveux (Ramy, Amine, Nadjim et Ilyane) et mes nièces (Lina, Mina, Maria et Sounia).

Acronymes et abréviations.

3B42-RT: 3B42 - Real Time

ANN: Artificial Neural Network.

AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer.

EUMETSAT: EUropean Organisation for the exploitation of METeorological SATellites.

ECST: Enhanced Convective Stratiform Technique.

EPSAT-SG: Estimation of Precipitation by SATellites – Second Generation.

ESA: European Space Agency.

CCT: Cloud Top Temperature.

CCD: Cold Cloud Duration.

CCN: Cold Cloud Number.

CIP: Cloud Ice Path

CMORPH: CPC MORPHing.

CP: Cloud Phase.

CTH: Cloud Top Height.

CWP: Cloud Water Path.

CST: Convective Stratiform Technique.

GEOS: Geostationary Earth Orbit Satellite.

GERB: Geostationary Earth Radiation Budget.

GSMaP-MVK: Satellite Mapping of Precipitation.

GPCP-1DD: Global Precipitation Climatology Project - 1 Degree Daily.

GPI: GOES Precipitation Index.

HRV: High Resolution in the Visible.

HTI: Height Time Indicator.

IR: InfraRed.

IWC: Ice Water Content

kNN: *k* Nearest Neighbours.

LWC: Liquid Water Content

LWP: Liquid Water Path

MTG-I: Meteosat Third Generation – Imaging.

MTG-S: Meteosat Third Generation – Sounding.

MAE: Mean Absolute Error.

MO: Micro-Ondes.

MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.

MSE: Mean Squared Error.

MSG: Meteosat Second Generation.

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration.

OMM: Organisation Mondiale de Météorologie

ONM: Office National de Météorologie

PERSIANN: Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks.

PPI: Plan Position Indicator.

RACC: Rain and Cloud Classification.

RF: Random Forest.

RFE-2.0: Rain Fall Estimation.

RHI: Range Height Indicator

RMSE: Root Mean Squared Error.

SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager.

SSM/I: Special Sensor Microwave/Imager.

SVM: Support Vector Machine.

SWIR: Short Wavelength InfraRed.

TAMSAT: Tropical Applications of Meteorology using SATellite

TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission.

UTC: Universel Temps Coordonné.

VIS: Viewable Image Size.

WkNN: Weighted k Nearest Neighbours.

WV: Water Vapor.

Sommaire

Introduction	1
---------------------------	----------

Chapitre 1 : Précipitations dans la région méditerranéenne

1. Préambule	5
2. Nuages et Précipitations	5
3. Différents types de précipitations	6
3.1. Précipitations convectives	6
3.2. Précipitations stratiformes	7
4. Atmosphère et phénomènes météorologiques	7
5. Précipitations en région méditerranéenne	10
5.1. Systèmes précipitants de grande échelle	10
5.2. Systèmes convectifs de méso échelle	10
6. Propriétés multi spectrales des précipitations et des nuages	11
7. Discussion	13

Chapitre 2 : Instrument de mesure des précipitations

1. Préambule	14
2. Instruments de mesure au sol	14
2.1. Pluviomètre	15
2.2. Pluviographe	15
2.2.1. Pluviographe à auget basculeur	16
2.2.2. Pluviographe à siphon	17
2.2.3. Pluviographe optique	18
2.2.4. Pluviographe acoustique	18
3. Instrument de mesure à distance	18
3.1. Radar météorologique	19
3.1.1. Principe de fonctionnement du radar	19
3.1.2. Mesure et l'acquisition des données radar météorologique	21
3.1.2.1. Equation du radar	21
3.1.2.2. Réflectivité radar	22
3.1.2.3. Intensité de pluie R.....	23
3.1.2.4. Affichage des données radar	24
3.1.2.5. Différentes bandes de fréquences radar	25
3.2. Satellites météorologiques	25
3.2.1. Satellites météorologiques polaires.....	25
3.2.2. Satellites météorologiques géostationnaires	26
3.2.3. Satellites météorologiques Météosat Seconde Génération (MSG)	27
3.2.4. Radiomètre-imageur SEVIRI.....	29
3.2.5. Acquisition des images du satellite MSG	30
3.2.6. Caractéristiques des 12 canaux du radiomètre-imageur SEVIRI	32

3.2.5.1. Canaux visibles	33
3.2.5.2. Canaux infrarouges	33
3.2.5.3. Canaux vapeur d'eau	35
4. Discussion	35

Chapitre 3 : Rayonnement électromagnétique et méthodes d'estimation des précipitations satellitaire.

1. Préambule	37
2. Rayonnement électromagnétique	37
3. Mesure du rayonnement électromagnétique	38
4. Energie d'un rayonnement électromagnétique	38
5. Interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière	39
6. Méthodes d'estimation des précipitations par satellite	41
6.1. Méthodes indirectes (IR et VIS)	41
6.1.1. Méthodes indirectes infrarouges	41
6.1.1.1. Méthodes à indice nuageux	41
6.1.1.2. Méthodes basées sur le cycle de vie d'un nuage	42
6.1.1.3. Méthodes statistiques	43
6.1.1.4. Méthodes paramétriques	44
6.1.1.5. Technique Convective Stratiforme (CST)	44
6.1.2. Méthodes bi-spectrales	45
6.1.3. Méthodes multi spectrales	46
6.2. Méthodes directes (MO)	49
6.2.1. Méthodes basées sur le mécanisme de l'émission	49
6.2.2. Méthodes basées sur le mécanisme de la diffusion	49
6.2.3. Méthodes basées sur le mécanisme de la dépolarisation	50
6.3. Méthodes combinées (IR/MO)	50
7. Discussion	50

Chapitre 4 : Estimation des précipitations par la méthode WkNN

1. Préambule	53
2. Présentation de la région d'étude et de données	54
2.1. Etude de la région	54
2.2. Données utilisées	55
2.2.1. Données radar	56
2.2.2. Données satellite	56
2.2.3. Correspondances spatio-temporelles entre radar et satellite	61
3. Méthodologie	62
3.1. Modèle	62
3.1.1. Méthode kNN (k Nearest Neighbours)	63
3.1.2. Algorithme WkNN (Weighted k Nearest Neighbours)	65
3.2. Entraînement et tests	69

3.3. Applications de WkNN	71
4. Résultats	72
4.1. Résultats de l'estimation instantanée des précipitations.....	72
4.2. Résultats de l'estimation de cumul de précipitations	77
5. Discussion des résultats.....	83
 Conclusion	83
 Annexes	86
 Références bibliographiques	110

Liste des figures

Figure 1	Processus de formation des nuages et des précipitations.....	6
Figure 2	Puissance du rayonnement absorbée en moyenne annuelle (Météo France).....	7
Figure 3	Bilan énergétique du système Terre-atmosphère.....	8
Figure 4	Pluviomètre à lecture directe.	15
Figure 5	Principe de fonctionnement d'un pluviographe à auget basculeur.....	16
Figure 6	Pluviographe à auget basculeur.	17
Figure 7	Pluviographe à siphon.....	17
Figure 8	Pluviographe optique (a)Thiès Clima, (b)Parsivel, (c)Hydreon RG-11.	18
Figure 9	Radar météorologique.....	19
Figure 10	Principe de fonctionnement d'un radar météorologique.....	20
Figure 11	Orbite des satellites polaires.	26
Figure 12	Orbite des satellites géostationnaires.	27
Figure 13	Satellite Météosat Seconde Génération MSG.....	29
Figure 14	Principe de l'acquisition de l'image par le radiomètre-imageur SEVIRI.	31
Figure 15	Bandes spectrales du radiomètre-imageur SEVIRI.	32
Figure 16	Images des canaux visibles.	33
Figure 17	Images des canaux infrarouges.	34
Figure 18	Images des canaux vapeur d'eau.	35
Figure 19	Spectre du rayonnement électromagnétique.....	38
Figure 20	Interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière.....	39
Figure 21	Région d'étude et la couverture de radar de Sétif.	54
Figure 22	Contenance en eau du nuage (CWP) en fonction de $TIR3.9 - IR10.8$ et $\Delta TIR3.9 - WV7.3$ [Lazri et al 2013a].	59
Figure 23	Contenance en eau du nuage (CWP) en fonction de $VIS0.6$ et $NIR1.6$ [Lazri et al 2013a].	60
Figure 24	Exemple d'une classification kNN à deux classes.	65
Figure 25	Représentation des poids en fonction des distances standardisées avec les différentes fonctions noyaux de pondération N	68
Figure 26	Etude du modèle $WkNN$ en variant les paramètres (fonction noyau pondération N et le nombre de voisins k) utilisés appliqué au même ensemble test.....	70
Figure 27	Modèle $WkNN$	71
Figure 28	Résultats d'estimation instantanée de précipitations de la scène du 3 janvier 2010 à 14h UTC (a) Estimations instantanées utilisant la technique $WkNN$, (b) utilisant la technique ANN en fonction des mesures radar, (c) et (d) visualisation de niveau d'erreurs dans le cas de surestimation et de sous-estimation.....	74
Figure 29	Estimation des précipitations pour la scène du 30 janvier 2010 à 14h00 UTC. (a) image $TIR10.8$, (b) image prétraitée radar, (c) estimation instantanée des précipitations par technique $WkNN$, (c) estimation instantanée des précipitations par technique ANN.	76
Figure 30	Nuages de points des estimations mensuelles des précipitations par la technique $WkNN$ en fonction des mesures radar pour la saison des pluies 2009/2010 dans le Nord de l'Algérie.....	78

Liste des tableaux

Tableau 1 : Différentes bandes de fréquences radar.....	25
Tableau 2 : Liste des satellites Météosat et MSG misent en orbite.....	28
Tableau 3 : Caractéristiques spectrales du radiomètre-imageur SEVIRI.....	30
Tableau 4 : Résolution du radiomètre-imageur SEVIRI.....	32
Tableau 5 : Relation entre l'intensité de précipitation et le facteur de réflectivité de radar. ...	56
Tableau 6 : Paramètres multi-spectraux utilisés.....	61
Tableau 7 : Paramètres spectraux sélectionnés durant le jour et la nuit.....	69
Tableau 8 : Table de contingence entre l'estimation satellite et l'observation radar	72
Tableau 9 : Paramètres d'évaluation de l'estimation instantanée des précipitations.....	75
Tableau 10 : Intensité des précipitations des classes estimées.....	77
Tableau 11 : Paramètres d'évaluation des cumuls des précipitations estimés par la technique WkNN	79
Tableau 12 : Comparaison des résultats entre la technique WkNN et la technique ANN	80
Tableau 13 : Comparaison des résultats de WkNN avec d'autres techniques.....	81

Introduction

En raison de son importance pour la civilisation humaine, l'eau potable est devenue un défi majeur pour la population mondiale à cause de la répartition inéquitable de cette eau entre les différentes régions du globe. A cet effet, l'étude des ressources en eau est une des grandes priorités scientifiques.

En ce début de siècle, les ressources d'eau potable commencent à se raréfier et l'utilisation de l'eau est en constante croissance. Face à cet usage grandissant, la mise en œuvre d'un plan de gestion raisonnable et rationnelle de ces ressources est urgente. Une partie considérable de ces ressources provient des précipitations dont la distribution spatio-temporelle est très variable. La connaissance des champs de précipitations dans le temps et dans l'espace contribue donc à une meilleure gestion de ces ressources d'eau.

En général, les estimations des précipitations spatio-temporelles à des échelles importantes sont d'un grand intérêt pour plusieurs domaines tels que l'hydraulique, l'aménagement du territoire, l'agriculture... Aussi, ces estimations peuvent servir à la prévision météorologique et climatique.

L'Algérie est l'un des pays le plus concerné par ce déficit en eau. En effet, dans cette région, l'eau potable exploitée provient essentiellement des précipitations qui sont concentrées principalement au Nord du pays. Le Nord de l'Algérie, par sa situation géographique lui confère un climat influencé par le froid et l'humidité apportés par les cyclones frontaux polaires, et de l'air chaud et sec insufflé par le climat subtropical [Trigo et al.2006, Alpert et al. 2006]. De plus, sa situation au Sud de la Mer Méditerranée et de sa structure orographique particulière sont à l'origine d'une pluviométrie très variable causée par la présence à la fois des systèmes convectifs et des systèmes stratiformes.

La mesure des quantités de précipitations peut se faire par les pluviomètres installés au sol ou par les moyens de télédétection tels que les radars et les satellites météorologiques. Les pluviomètres installés au sol permettent donc de mesurer des précipitations tombées localement avec une grande précision. Toutefois, pour couvrir de larges territoires, la mise en place d'un réseau de pluviomètres est difficilement réalisable, voire impossible notamment pour les régions difficile d'accès. L'emploi des radars pour la mesure directe des intensités de précipitations s'est généralisé afin de remédier aux mesures ponctuelles des pluviomètres.

Malgré ce succès, la couverture radar est toujours limitée et ne peut pas couvrir de vastes territoires.

L'utilisation d'instruments optiques embarqués à bord des satellites météorologiques est devenue indispensable. En effet, le satellite dispose d'un champ d'observation plus large englobant même des régions difficiles d'accès contrairement aux instruments traditionnels installés au sol tels que les radars météorologiques et les pluviomètres. Cependant, ces satellites ne fournissent pas des mesures directes des intensités de précipitations. Ils permettent de donner des informations implicites sur les précipitations.

Par conséquent, plusieurs approches ont été développées pour la détection et l'estimation des précipitations en utilisant les informations issues des satellites météorologiques polaires (NOAA, TERRA, TRMM) ou géostationnaires (GEOS, MSG).

Des études développées ont exploité les mesures dans les canaux infrarouges, en se basant sur la relation entre, d'une part, la hauteur des nuages et les températures à leurs sommets (Cloud Top Height, Cloud Top Temperature) et, d'autre part, le taux des précipitations [e.g. Arkin et Meisner, 1987, 1988 ; Porcu et Levizzani 1992 ; Hsu et al. 2002 ; Hong et al. 2004]. Comme il a été mentionné à maintes reprises dans la littérature, les méthodes d'estimation utilisant l'infrarouge sont adaptées aux systèmes convectifs [e.g. Amorati et al. 2000 ; Ebert et al. 2007 ; Fruh et al. 2007]. Ces derniers, contrairement aux nuages stratiformes, possèdent un sommet froid facilement identifiable dans l'infrarouge. Les systèmes stratiformes, quant à eux, sont caractérisés par une structure horizontale importante et homogène; ils sont relativement chauds au sommet et génèrent des intensités de précipitations faibles à modérées. Ces précipitations relativement chaudes ne peuvent pas être identifiées dans le canal infrarouge.

Pour y remédier, dans le cas des situations mixtes où les deux systèmes coexistent, les techniques utilisant les propriétés optiques et microphysiques des nuages pour l'estimation des précipitations sont employées [e.g. Thies et al. 2010, 2008 ; Lazri et Ameer 2016b ; Levizzani, 2003]. En effet, l'augmentation de la résolution temporelle et spectrale apportée par la nouvelle génération de satellites a vu l'apparition de méthodes qui exploitent les paramètres optiques et microphysiques des nuages. Ceci a permis de mieux relier entre, d'une part, la phase du nuage (Cloud Phase) et la contenance en eau et/ou en glace du nuage (Cloud Water/Ice Path) et, d'autre part, le taux des précipitations, améliorant significativement la

classification et l'estimation des précipitations dans les systèmes stratiformes [Ba et Gruber, 2001 ; Nauss et Kokhanovsky 2006 ; Roebeling et Holleman, 2009 ; Thies et al. 2008a, 2008b, 2008c].

Dans l'estimation des précipitations, la classification est une étape essentielle. En effet, les résultats de l'estimation des précipitations dépendront fortement de la qualité de la classification. Plusieurs approches ont donc été élaborées pour la classification des précipitations basées sur des algorithmes d'apprentissage supervisés (Machine Learning), tels que le SVM (Support Vector Machine) [Sehad et al. 2016 ; Lazri et Ameer 2017], les forêts aléatoires (Random Forest) [Kühnlein et al. 2013 ; Lazri et Ameer 2017 ; Ouallouche et al. 2018], les réseaux de neurones artificiels (ANN) [Lazri et Ameer 2017] etc. Tous ces algorithmes ont démontré leurs efficacités pour la classification spatio-temporelle en utilisant les caractéristiques spectrales, temporelles dérivées des canaux spectraux du radiomètre-imageur SEVIRI [Aminou et al. 1997] embarqué à bord satellite MSG.

Toutefois, ces techniques souffrent parfois d'affectations aberrantes des pixels lors de la classification conduisant à des taux d'erreurs élevés. La méthode des k plus proches voisins kNN (k Nearest Neighbours) est l'une des méthodes qui permet de remédier à cet inconvénient. C'est une méthode d'apprentissage supervisée qui présente une simplicité de mise en œuvre et son taux d'erreur ne dépasse pas deux fois le taux d'erreur Bayésien [Duda et Hart 1973, Dudani 1976]. Aussi, elle est très utilisée tant dans la classification que dans la régression, car c'est une approche de classification non paramétrique. Cette approche utilise une fonction non linéaire permettant de relier dans le cas de ce travail entre les informations spectrales du satellite MSG et des données du radar météorologique pour la classification des précipitations. Une extension directe de cette méthode a été développée. Il s'agit de la méthode $WkNN$ (Weighted k Nearest Neighbours) dont des fonctions de pondération ont été conçues [Macleod et al. 1987 ; Zuo et al. 2008] pour améliorer les performances du classifieur kNN . La méthode $WkNN$ permet d'attribuer des poids plus forts pour les échantillons proches et plus faibles pour ceux qui sont éloignés.

Dans le cadre de cette thèse, nous montrons le potentiel du classifieur $WkNN$ pour l'estimation des précipitations en utilisant les correspondances entre les données multi-spectrales issues de MSG/SEVIRI et les données collectées par le radar météorologique de Sétif. En raison de la complexité du climat méditerranéen, les informations sur les propriétés

optiques et microphysique des nuages sont exploitées ici pour tenir compte à la fois des systèmes convectifs et des systèmes stratiformes.

Pour ce faire, dans un premier temps, nous effectuons une classification des images MSG/SEVIRI en 16 classes. Ensuite, des taux de précipitation sont attribués à chacune des classes en fonction des données radar correspondantes. Dans un second temps, nous estimons des précipitations instantanées et nous calculons des cumuls mensuels de ces précipitations. Des comparaisons pour la validation de la méthode WkNN sont aussi réalisées.

Pour bien structurer le travail que nous avons réalisé dans cette thèse, nous l'avons organisé en quatre chapitres :

Dans le premier chapitre, nous présentons la situation climatique de la région méditerranéenne et les phénomènes météorologiques qui contribuent aux précipitations dans cette région. Nous décrivons aussi les propriétés optiques et microphysiques des nuages dans ce chapitre.

Nous consacrons le deuxième chapitre à la description des différents instruments de mesure des précipitations et nous discutons de leurs avantages et inconvénients.

Dans le troisième chapitre, nous rappelons quelques concepts physiques sur le rayonnement électromagnétique et sur l'interaction rayonnement-matière. Aussi, nous présentons quelques méthodes d'estimation des précipitations satellitaires dans ce chapitre.

Dans le dernier chapitre, nous présentons la méthode utilisée pour l'estimation des précipitations ainsi que les résultats obtenus en l'appliquant sur la région du Nord de l'Algérie.

Nous terminons notre thèse par une conclusion en présentant quelques perspectives de ce travail.

Chapitre 1 Précipitations dans la région méditerranéenne

1. Préambule

La région méditerranéenne qui comprend la Mer Méditerranée, l'Afrique du Nord, l'Europe du Sud et une partie du Moyen-Orient, a une structure orographique et des caractéristiques particulières de la côte maritime. En raison de ces propriétés géographiques, son climat présente une caractéristique spatio-temporelle très complexe [Lionello et al. 2006]. En effet, il 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 frontaux polaires apportent du froid et de l'humidité, tandis que la pression tropicale trace l'air chaud et sec. En conséquence, les climats méditerranéens sont instables avec une pluviométrie très variable. Les précipitations de systèmes méso-échelle se propagent généralement d'Ouest en Est et du Nord au Sud, ce qui peut être associé aux perturbations cycloniques méditerranéennes résultant des interactions entre circulation atmosphérique à grande échelle, orographie et contraste de température «Terre-Mer» [Mehta et Yang 2008]. Par conséquent, cette région est caractérisée par des occurrences importantes de précipitations convectives associées à l'instabilité atmosphérique et à des précipitations stratiformes associées à des systèmes frontaux.

2. Nuages et précipitations

La formation des nuages et des précipitations est un ensemble de processus physiques et chimiques à une échelle de l'ordre d'un micromètre dans le cas de la nucléation et de la croissance des particules de nuages. Les nuages sont formés par un ensemble de fines gouttelettes ou de cristaux de glace en suspension dans l'atmosphère. Aussi appelées hydrométéores, ces particules d'eau peuvent être liquide ou solide ou les deux à la fois, c'est le résultat des processus microphysiques qui se produisent dans deux phases distinctes appelées chaude et mixte (*cf. Figure 1*). Une étape obligatoire est partagée par les deux processus est l'ascendance qui a pour origine la convergence du flux d'humidité vers le nuage, ce qui permet d'entraîner l'air humide au dessus du niveau de condensation. Pour la formation des particules précipitantes, il faut que l'ascendance persiste suffisamment longtemps pour une condensation d'eau de nuage suffisante et l'agglomération des fines gouttelettes. Ceci a pour effet l'augmentation de la masse des particules ainsi formées et A pour résultat le phénomène à la coalescence ou à l'agrégation selon la phase d'appartenance

des particules précipitantes. Aussi, d'autres phénomènes peuvent intervenir et changer la nature de ces particules avant qu'elles n'atteignent le sol (cf. **Figure 1**).

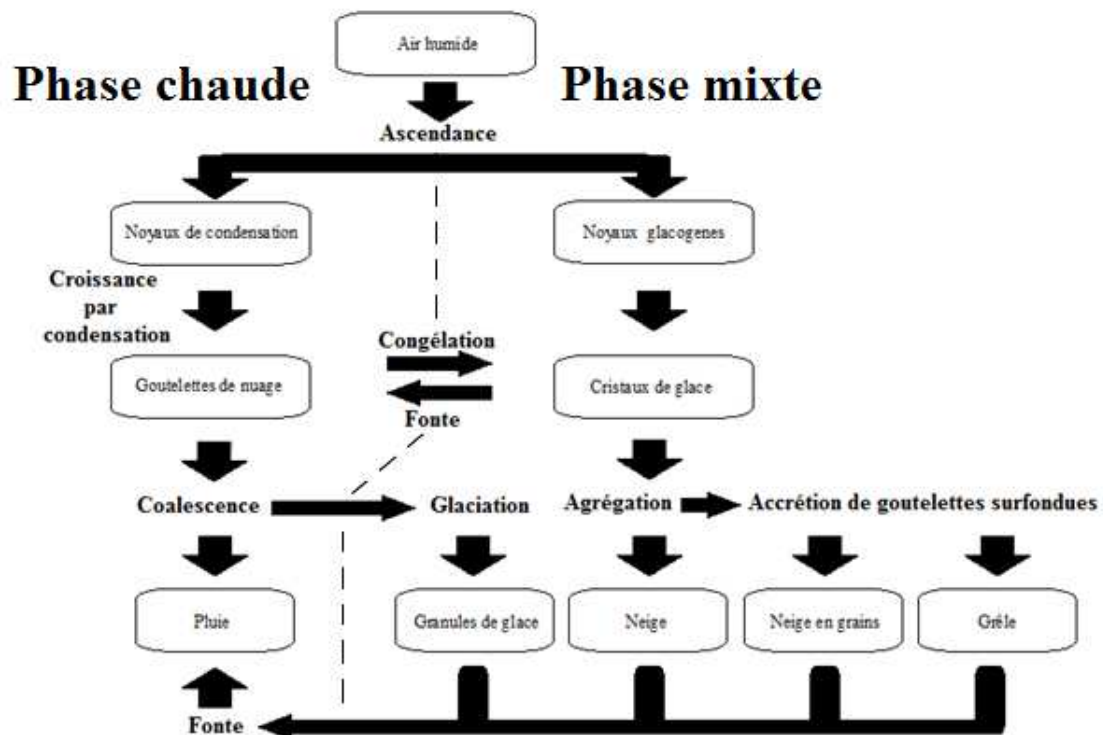


Figure 1 Processus de formation des nuages et des précipitations.

3. Différents types de précipitations

Les types de précipitations sont identifiés selon la nature de leur mouvement verticale des particules précipitantes. Il est possible de distinguer deux types de précipitations, à savoir les précipitations stratiformes et les précipitations convectives.

3.1. Précipitations convectives

La vitesse verticale de l'air humide d'une formation convective est supérieure ou égale à la vitesse de la chute des particules fines, ce qui a pour effet une condensation rapide de la vapeur d'eau et la formation de nuage à fort contenus d'eau liquide. Les processus de la coalescence et le givrage se poursuivent et favorisent une forte ascendance des particules et se transforment en hydrométéores et s'agglomèrent et grossissent jusqu'à ce que leurs poids deviennent suffisamment lourdes. Sous l'effet du champ de pesanteur, les hydrométéores tombent sous formes de pluie intense ou de grêle. Les précipitations convectives sont en

général de courte durée avec un développement vertical très important et un sommet très froid. Cette caractéristique favorise la formation des précipitations intenses.

3.2. Précipitations stratiformes

Dans une formation stratiforme, la vitesse verticale de l'air humide est inférieure à la vitesse de la chute des particules fines ce qui cause la formation de nuage à contenance en eau liquide plus faible qui s'agrègent et tombent sous forme d'agrégats et de flocons de neige quand la température est négative. Sinon ces hydrométéores fondent et se mêlent avec les autres précipitations. Les précipitations stratiformes dont le sommet relativement chaud se caractérisent par une extension horizontale importante présentant un aspect homogène. Les intensités de précipitations de type stratiforme varient de faibles à modérées.

4. Atmosphère et Phénomènes météorologiques

L'atmosphère est le fluide qui enveloppe la Terre en mouvement permanent, caractérisé par des phénomènes extrêmement variables comme la brise, les vents violant jusqu'au cyclone. Tous ces mouvements atmosphériques sont le résultat de la réponse du chauffage différentiel causé par l'absorption de la Terre de l'énergie convertie en chaleur du rayonnement électromagnétique émet par le Soleil. Selon leurs localisations, les régions du monde ne reçoivent pas la même quantité d'énergie (cf. **Figure 2**) à cause de l'inclinaison des rayons solaires.

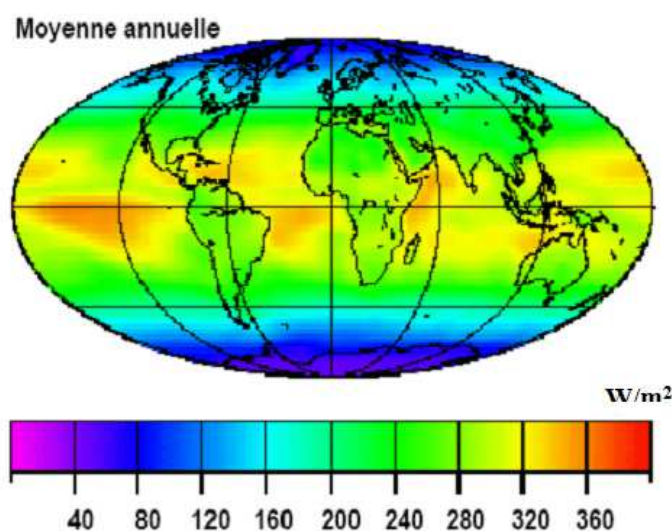


Figure 2 Puissance du rayonnement absorbée en moyenne annuelle (Météo France)

En plus de l'énergie reçue du Soleil, une autre quantité est fournie par la Terre et des éléments qui la composent sous forme de rayonnement électromagnétique infrarouge. Le bilan énergétique du système Terre-atmosphère est caractérisé par une perte d'énergie émise vers l'espace.

Toutes ces formes d'énergies et le contraste énergétique entre les deux pôles et l'Equateur du système Terre-atmosphère sont à l'origine du chauffage différentiel Equateur / pôles. L'étude menée par [Gill, 1982] montre le rayonnement solaire moyen, rayonnement solaire effectivement absorbé et le rayonnement moyen émis (cf. **Figure 3**). Le bilan énergétique excédentaire aux tropiques et déficitaire aux pôles est à l'origine d'un flux d'énergie de l'Equateur vers les pôles propagé par les systèmes de fluides atmosphérique et océanique.

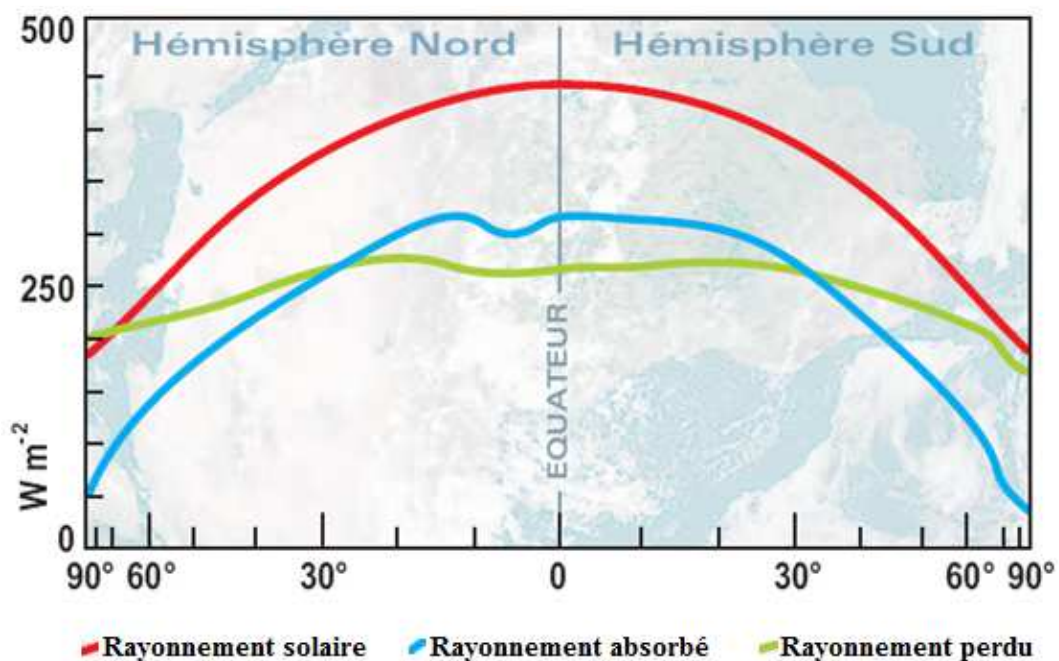


Figure 3 Bilan énergétique du système Terre-atmosphère

En plus du chauffage différentiel Equateur / pôles à l'échelle planétaire, le chauffage différentiel sol / altitude à une échelle régionale influe sur le fluide atmosphérique. Il consiste au mouvement vertical du flux d'énergie transporté par les ascendances du sol vers l'altitude.

La combinaison du chauffage différentiel Equateur / pôles et du sol / altitude soumis à la force de Coriolis causée par la rotation de la Terre sur elle-même sont à l'origine du mouvement du fluide atmosphérique et des phénomènes météorologiques.

Les phénomènes météorologiques sont définis et regroupés selon leurs étendues spatiales et temporelles. On distingue cinq échelles utilisées par les météorologistes pour la classification des phénomènes météorologiques.

➤ **Echelle planétaire**

On retrouve tous les phénomènes qui ont une étendue spatiale de plusieurs milliers de kilomètres, et une échelle temporelle de plusieurs mois ou années, tels que les grandes fluctuations saisonnières de l'atmosphère.

➤ **Echelle synoptique**

L'étendue spatiale des phénomènes d'échelle synoptique est semblable à celle des phénomènes d'échelle planétaire, mais avec une persistance de quelques jours. On peut citer à titre d'exemple les alizés, la mousson et les cyclones.

➤ **Méso échelle**

La persistance des phénomènes de méso échelle est de quelques jours avec une couverture spatiale de l'ordre de centaines de kilomètres. On retrouve dans cette échelle, les vents régionaux ou locaux, les cellules convectives, la brise mer / terre. Aussi on retrouve les phénomènes qui n'ont pas la dimension spatiale suffisante pour être d'échelle synoptique, tel que la ligne de grains de l'Afrique tropicale.

➤ **Echelle aérologique**

Cette échelle regroupe les phénomènes de dimension spatiale moins importante que celle des échelles définies précédemment, car leurs étendues est de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres. Les orages de cumulonimbus et la ligne de grains peuvent être considérés comme des phénomènes d'échelle aérologique.

➤ **Micro échelle**

Tous les phénomènes de moins d'une dizaine de kilomètres d'étendue spatiale et d'une persistance de moins d'un jour sont regroupés dans la micro échelle. Ces phénomènes sont nombreux. On peut citer, la convection, les tourbillons de poussière et les rafales de vent.

5. Précipitations en région méditerranéenne

La variation saisonnière des précipitations dans la région méditerranéenne est généralement associée aux perturbations cycloniques synoptiques et méso échelles se produisant sur une échelle de temps de 2 à 8 jours [Lionello et al. 2006b]. Le développement et le passage de ces systèmes pluvieux sur la région méditerranéenne sont affectés par une combinaison de facteurs tels que la circulation à grande échelle, les caractéristiques orographiques locales et le contraste de température Terre-Mer.

5.1. Systèmes précipitants de grande échelle

Les précipitations des systèmes à grande échelle sont caractérisées par leurs persistances continues avec une intensité modérée. Ces systèmes sont principalement représentés par les systèmes frontaux dynamiques des moyennes latitudes qui sont le résultat de la rencontre de deux masses d'air chaud et froid. Le front froid donne parfois naissance à des cellules de convection profonde locale avec un développement vertical important et des précipitations intenses. Pour le front chaud, le développement horizontal est important et les précipitations sont plus faibles.

Un environnement très dynamique est propice pour la formation des systèmes précipitants à grande échelles, grâce aux ascendances qui produisent des formations nuageuses et des précipitantes principalement stratiformes avec une large couverture géographique. Aussi, le relief accidenté sur la trajectoire d'une formation de ce type de systèmes renforce son développement par les ascendances dynamiques en donnant des gouttelettes d'eau nuageuses. Ce même système peut se faiblir et disparaître dès que ce relief est dépassé.

5.2. Systèmes convectifs de méso échelle

Les précipitations des systèmes convectifs de méso échelles sont intenses. L'étendue spatiale de ces systèmes est plus localisée que celles des systèmes à grande échelle avec un déplacement spatiale quasi nul, voire stationnaire. L'origine de ces précipitations est la combinaison de plusieurs systèmes convectifs de méso échelle plus petits, tel que les orages monocellulaires, les orages multicellulaires et les orages super cellulaires.

6. Propriétés multi spectrales des précipitations et des nuages

Les formations nuageuses qui sont à l'origine des précipitations dans la région de la Méditerranée ont des propriétés multi spectrales caractéristiques dans les longueurs d'ondes visible, proche infrarouge et infrarouge. Des méthodes ont été proposées utilisant ces propriétés pour extraire les paramètres de formations nuageuses précipitantes [Arkin et Childs 1985]. L'étude de [Levizzani et al. 2001] a montré que les nuages précipitants peuvent être identifiés en utilisant leurs propriétés multi spectrales suivantes :

- Dans l'infrarouge thermique, les propriétés multi spectrales sont sensibles à la distribution de taille des hydrométéores. En particulier, une augmentation de la taille des particules augmente la transmissivité, en diminuant la réflectivité et en augmentant l'émissivité de la couche nuageuse. Ce dernier domine dans ces longueurs d'onde.
- L'émissivité des nuages de glace est inférieure à celle des nuages d'eau.
- Dans le proche infrarouge, l'émissivité d'une couche nuageuse est inférieure à celle de la bande infrarouge thermique: il existe une importante contribution du rayonnement réfléchi au sommet du nuage.
- Les nuages avec de petits hydrométéores dispersent et reflètent une grande partie de la luminance énergétique dans la longueur d'onde de 3,9 μm . Une augmentation de la taille des particules du nuage ou la présence de grosses gouttes ou de cristaux de glace près du sommet du nuage réduit la réflectance du nuage dans la longueur d'onde de 3,9 μm .
- Les nuages contenant plus de glace réfléchissent moins le rayonnement solaire dans la plage de 3,7 à 3,9 μm , car la glace absorbe fortement dans ces longueurs d'onde et les cristaux de glace sont généralement plus gros que les gouttelettes de nuage au sommet du nuage.
- La réflectance dans le proche infrarouge dépend principalement du rayon effectif des particules du nuage.
- La réflectance du VIS est principalement due à l'épaisseur optique des nuages.

Des paramètres sont utilisés dans le but de déterminer les propriétés optiques et microphysiques des particules qui constituent les formations nuageuses. L'une de ces propriétés est le rayon effectif r_e des particules nuageuses. Ce dernier peut être calculé comme suit [Levizzani et al. 2001]:

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

Où

r : est le rayon des gouttelettes d'eau du nuage.

$n(r)$: est la concentration de gouttelettes de rayon r .

Un autre paramètre est aussi largement utilisé pour caractériser la microphysique des nuages est sa teneur en eau liquide LWC (Liquid Water Content) pour les nuages d'eau ou IWC (Ice Water Content) pour les nuages de glace. Ce paramètre est défini comme suit [Levizzani et al. 2001] :

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

Où

ρ_w : est la densité de l'eau.

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

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

Où

z_1 : est la hauteur de la base du nuage,

z_2 : est la hauteur du sommet du nuage,

k : est le coefficient d'extinction.

La quantité d'eau liquide LWP (Liquid Water Path) intégrée sur la colonne atmosphérique est définie par la relation suivante [Levizzani et al. 2001] :

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

La quantité d'eau d'un nuage *CWP* (Cloud Water Path) est directement liée à la probabilité qu'un nuage soit précipitant, car les particules assez grosses peuvent tomber même en présence du champ de vent ascendant [Lensky et Rosenfeld 2003a ; Nass et al. 2007]. Aussi, la présence des particules de glace dans la partie supérieure de nuage augmente la probabilité qu'un nuage soit précipitant [Houze 1993]. Cette quantité est proportionnelle à l'épaisseur optique des nuages τ et au rayon effectif des particules des nuages r_e . La relation est donnée par l'équation [Thies et al. 2008 ; Nauss et Kokhanovsky 2006, 2007] :

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

Où

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

7. Discussion

Dans ce chapitre, nous avons exposé les phénomènes météorologiques selon leurs étendues spatiales et temporelles qui sont responsables des formations nuageuses conduisant à des précipitations convectives ou stratiformes spécifiques pour la région méditerranéenne. Nous avons noté cinq échelles caractérisant les phénomènes météorologiques, à savoir l'échelle planétaire, l'échelle synoptique, la méso-échelle, l'échelle aérologique et la micro-échelle. Nous avons aussi montré les caractéristiques microphysiques et optiques des nuages dont la connaissance est indispensable pour une meilleure quantification des précipitations à partir des observations satellite. Leurs signatures dans les différentes longueurs d'onde ont été identifiées et résumées dans ce chapitre. Les instruments de mesure et d'observation des précipitations seront présentés dans le chapitre suivant.

Chapitre 2 Instruments de mesure des précipitations

1. Préambule

Les précipitations sont définies comme le produit de la condensation de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère sous forme liquide ou solide, tombant des nuages vers le sol. Il comprend la pluie, la grêle, la neige, la rosée, le givre, le brouillard... La quantité totale de précipitations qui atteint le sol au cours d'une période donnée est exprimée en fonction de la profondeur verticale de l'eau à laquelle elle couvrirait une projection horizontale de la surface de la Terre.

L'unité de mesure des précipitations est la profondeur linéaire, généralement en millimètres (*mm* où $1\text{ mm} = 1\text{ l/m}^2$) pour les précipitations liquides. Les quantités journalières de précipitations doivent être lues à 0,2 mm près et, si possible, à 0,1 mm près; les quantités hebdomadaires ou mensuelles doivent être lues au maximum à 1 mm près. Les mesures quotidiennes des précipitations doivent être prises à des heures fixes communes à l'ensemble du réseau ou des réseaux d'intérêt. Moins de 0,1 mm est généralement appelé trace.

L'unité de mesure de l'intensité des précipitations est généralement en millimètres par heure (*mm/h*). L'intensité des précipitations est normalement mesurée ou calculée sur des intervalles d'une minute en raison de la forte variation d'intensité d'une minute à l'autre. La complexité de la mesure des précipitations est due à plusieurs facteurs tels que le déplacement de la perturbation s'exprimant par une forte hétérogénéité spatiale, la localisation de l'averse, le relief et les obstacles géographiques entravant la mesure. Ces facteurs sont tous sources d'erreurs d'observation ou de mesure.

Plusieurs instruments sont utilisés pour mesurer les précipitations. On distingue deux grandes familles, les instruments de mesure au sol (pluviomètres, pluviographes...etc.), les instruments de mesure par télédétection (radar, satellite ...etc.). Dans ce chapitre, nous allons décrire ces instruments de mesure ainsi que leur principe de fonctionnement.

2. Instruments de mesure au sol

Les instruments météorologiques destinés à mesurer la quantité de précipitations au sol les plus communs dans les stations météorologiques sont les pluviomètres et les pluviographes. Bien que le principe de fonctionnement soit le même, qui consiste en l'accumulation de la quantité d'eau de précipitations pour une surface de réception horizontale donnée, une différence de dénomination entre ces deux dispositifs subsiste. En effet, le mode de lecture de la mesure employée est direct pour les pluviomètres et il est automatique pour les pluviographes. Pour des mesures correctes et pour minimiser les erreurs de captation, l'OMM (Organisation Mondiale de Météorologie) préconise l'installation de la surface de réception horizontalement à une distance de 1.5 m au-dessus du sol à l'aide d'un support et éloigné de tout obstacle au moins deux fois égale à la hauteur de l'obstacle.

2.1. Pluviomètre

La mesure effectuée par un pluviomètre est la quantité d'eau de précipitations observée entre deux relevés consécutifs. Le pluviomètre le plus utilisé par les météorologistes est celui dit « *Association* ». Il se compose d'un seau tronconique qui va contenir la quantité d'eau de précipitations captée par la surface de réception à l'aide d'un entonnoir (cf. **Figure 4**).



Figure 4 Pluviomètre à lecture directe.

2.2. Pluviographe

Un pluviographe est un pluviomètre relié à un dispositif d'enregistrement, ce qui permet d'observer la répartition temporelle et l'intensité des précipitations. Les premiers pluviographes inventés nous permettent d'obtenir un diagramme appelé « *pluviogramme* »

représenté sur un papier gradué qui entoure un tambour rotatif à vitesse constante. Avec les progrès dans le domaine de l'électronique et des télécommunications, les pluviographes sophistiqués ont vu leur apparition, et les données collectées sont stockées ou transmises aux stations météorologiques pour suivre l'évolution des précipitations en temps réel. Selon le principe de leur conception, on distingue quatre pluviographes.

2.2.1. Pluviographe à auget basculeur

Le pluviographe à auget basculeur consiste en un entonnoir qui collecte et canalise les précipitations dans un petit récipient en forme de balançoire. Après la chute d'une quantité prédéfinie de précipitations, le levier bascule, déversant l'eau collectée et retranscrit sur le pluviogramme ou en actionnant un commutateur qui est ensuite enregistré électroniquement ou transmis à une station de collecte à distance (cf. **Figure 5**).

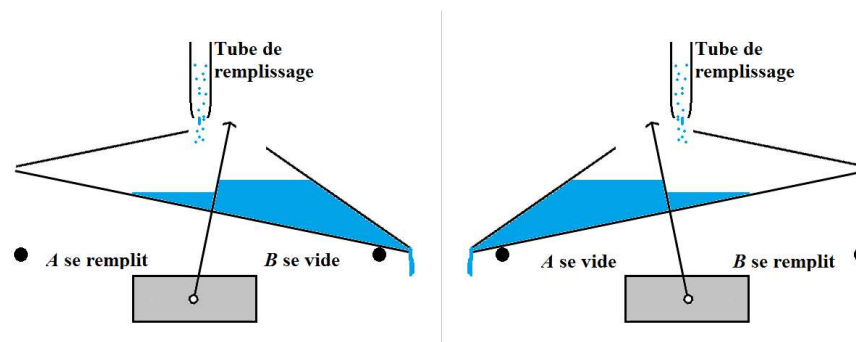


Figure 5 Principe de fonctionnement d'un pluviographe à auget basculeur.

Les mesures de ce pluviographe ne sont pas aussi précises que le pluviomètre à lecture directe car les précipitations peuvent s'arrêter avant le basculement du levier. Lorsque la prochaine période de pluie commence, il ne faut pas plus d'une ou deux gouttes pour faire basculer le levier. Cela indiquerait que la quantité prédéfinie a diminué alors qu'une fraction seulement de cette quantité a effectivement diminué. Ils ont également tendance à sous-estimer la quantité de précipitations, en particulier lors des chutes de neige et des épisodes de fortes précipitations [Groisman, 1994]. Le caractère des précipitations (légère, moyenne ou forte) peut être déterminé par la quantité totale de pluie tombée au cours d'une période et en comptant le nombre de «clics» sur une période donnée. Des algorithmes de correction peuvent être appliqués pour des quantités d'intensité de précipitations élevées.

Les instruments modernes qui se basent sur le principe de l'auget basculeur, consistent en un collecteur en plastique équilibré sur un pivot. Ils peuvent également incorporer un capteur de poids, de sorte que les précipitations exactes puissent être lues en temps réel. Pour mesurer l'équivalent en eau des précipitations verglacées, ces pluviographes peuvent être chauffés pour faire fondre la glace et la neige coincées dans son entonnoir ce qui est source d'erreurs de mesure.



Figure 6 Pluviographe à auget basculeur.

2.2.2. Pluviographe à siphon

Le principe du pluviographe à siphon est d'enregistrer par l'élévation d'un flotteur l'accumulation de la pluie dans un réservoir cylindrique. Lorsque le cylindre est plein, un siphon s'amorce et le vide rapidement et les mouvements du flotteur sont enregistrés (cf. **Figure 7**).

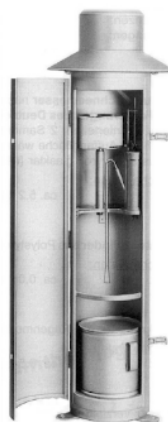


Figure 7 Pluviographe à siphon.

2.2.3. Pluviographe optique

Ce type de pluviographe aussi appelé disdromètre optique repose sur le principe de la réflexion de la lumière par les gouttes d'eau des précipitations. Ce dispositif se compose d'une diode laser et un détecteur à phototransistor. Lorsque qu'une goutte tombe vers le bas et traverse un faisceau laser, la lumière dispersée sous forme de scintillation soudaine est détectée par le capteur optique. L'intensité et la fréquence de cette scintillation nous informe sur la vitesse et le diamètre de la goutte. On distingue plusieurs modèles de disdromètre optique utilisant ce principe, mais avec des configurations différentes (*cf. Figure 8*).

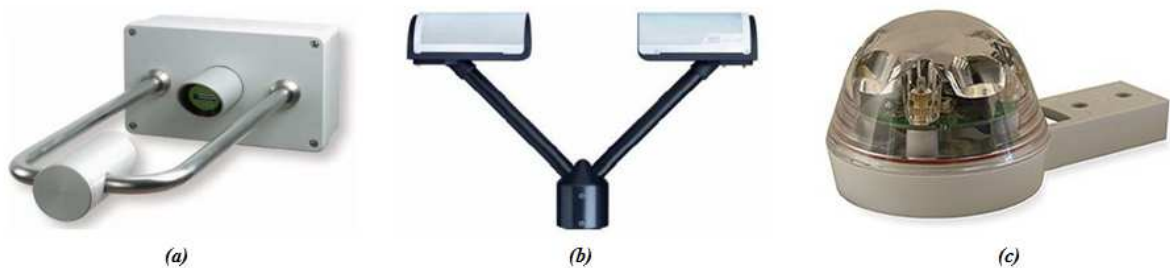


Figure 8 Pluviographe optique (a)Thiès Clim, (b)Parsivel, (c)Hydreon RG-11.

2.2.4. Pluviographe acoustique

Le pluviographe acoustique a été conçu pour déterminer les précipitations sur les lacs et les océans, capable de détecter les signatures sonores pour chaque taille de goutte lorsque la pluie frappe une surface d'eau. Chaque signature sonore étant unique, il est possible de l'exploiter afin d'estimer la distribution de la taille des gouttes de la pluie. Les moments choisis de la distribution de la taille des gouttes donnent le taux de précipitations, l'accumulation de précipitations et d'autres propriétés pluviométriques [Nystuen et al. 1996].

3. Instrument de mesure à distance

La télédétection est particulièrement importante pour la mesure des précipitations dans de vastes régions océaniques et les terres isolées où il n'existe pas de pluviomètres. Les techniques de télédétection comprennent deux catégories, la télédétection active et la télédétection passive. La télédétection active consiste à transmettre une impulsion de rayonnement électromagnétique et à mesurer le rayonnement qui rebondit sur la cible. Le

radar météorologique (capteur actif) est un exemple de télédétection active. La télédétection passive mesure simplement le rayonnement entrant. Les imageurs à micro-ondes et à infrarouges embarqués à bord des satellites sont des exemples de télédétection passive. Ces deux catégories sont présentées plus en détails dans cette section.

3.1. Radar météorologique

Pour la détection des objets à distance, le radar (**R**adio **D**etection **A**nd **R**anging) est l'outil de prédilection. Son application dans le domaine de l'aéronautique permet de détecter les objets volants se trouvant dans le champ d'observation, alors que les particules de précipitations sont considérées comme des parasites. Mais pour les météorologistes cet inconvénient s'est avéré une source d'informations précieuse et essentielle pour l'observation de l'atmosphère et la mesure des précipitations. A partir de là, des radars pour la mesure et l'observation des précipitations sont apparus (cf. **Figure 9**).



Figure 9 Radar météorologique

Les données issues d'un radar sont sous forme d'images, très utiles pour localiser, mesurer les précipitations et suivre leurs déplacements.

3.1.1. Principe de fonctionnement du radar

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

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

L'antenne parabolique tourne à un intervalle régulier en émettant des impulsions d'ondes électromagnétiques à la vitesse de la lumière. Une partie de ces ondes est rétrodiffusées par des objets ou par des précipitations vers l'antenne. Selon l'intensité du signal reçu, une estimation sur le volume de l'objet et/ou l'intensité des précipitations peuvent être déterminés. Selon l'orientation de l'antenne et le temps écoulé entre l'émission de l'impulsion et la réception du signal réfléchi par l'objet cible, la position de la cible peut être déterminée.

L'antenne de la plupart des radars utilisés en observation météorologiques est une parabole proche de 4 m protégé par un radôme (cf. **Figure 10**), qui est utilisée pour l'émission et la réception. Les ondes électromagnétiques sont émises à une fréquence dans la bande C aux alentours de 5 GHz, ce qui correspond à une longueur d'onde de 6 cm. Un standard de balayage comprenant 5 degrés d'angle de balayage compris entre 0.3° et 6° , en émettant 600 impulsions par seconde. Chaque impulsion dure $0.836 \mu\text{s}$, ce qui correspond à une longueur dans l'espace de 250 m. L'énergie émise est concentrée dans un faisceau conique très étroit à un angle d'ouverture de l'antenne est de 1° . Ce faisceau est appelé lobe principal entouré de lobes secondaires caractérisés par sa faible quantité d'énergie émise et l'origine de la contamination des données radar par les échos renvoyés par le sol.

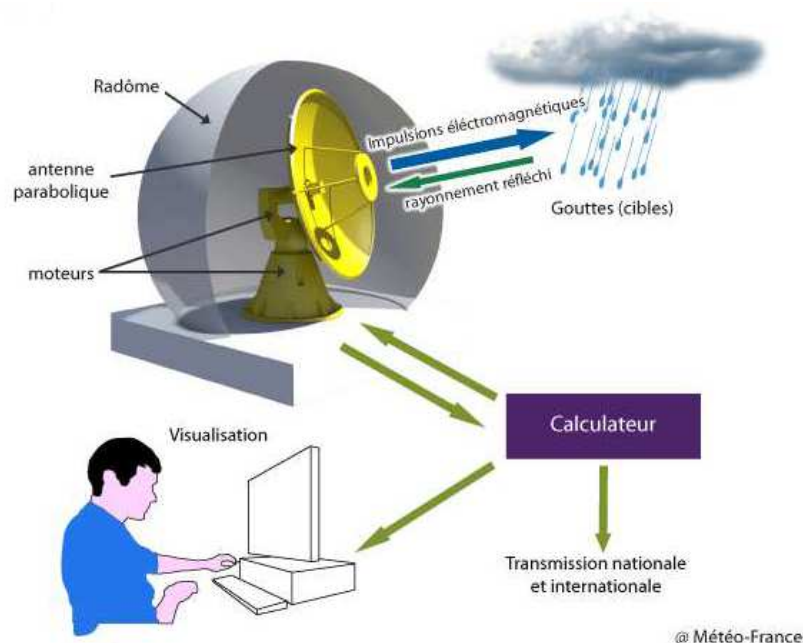


Figure 10 Principe de fonctionnement d'un radar météorologique

3.1.2. Mesure et l'acquisition des données radar météorologique

La mesure obtenue est en fonction de l'intensité du rayonnement réfléchi par la cible dans notre cas les précipitations (*cf.* **Figure 10**). En exploitant l'équation radar (*cf.* **Section 3.1.2.1**) et tous les facteurs influençant les mesures, il est possible de déterminer la distribution et la taille des précipitations. En prenant en compte l'effet Doppler, la position et la vitesse de déplacement de la formation nuageuse contenant les précipitations peuvent être déterminées.

3.1.2.1. Equation du radar

L'équation radar est un bilan des puissances sur le trajet aller-retour d'une onde émise. Cette équation, exprime la relation entre la puissance de l'onde émise par le radar et celle rétrodiffusée par les précipitations. En fonction des caractéristiques du radar et des conditions météorologiques, l'équation permet de calculer les propriétés du volume diffusant d'une cible située à une distance r . 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 la cible est déduite du décalage de temps entre émission et réception. Si on néglige l'atténuation atmosphérique et du radôme, le rapport entre la puissance reçue et transmise est donnée par la formule suivante [Sauvageot 1992] :

$$P/P_t = \frac{\sigma G_m^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \quad (6)$$

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

$$\eta = \sum \sigma_i / V \quad (7)$$

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 de radar prend la forme générale qui est [Sauvageot, 1992] :

$$P/P_t = \frac{G_m^2 \cdot \lambda^2 \cdot \theta_0 \cdot \varphi_0 \cdot c \cdot \tau \cdot L_a^2 \cdot L_r \cdot \eta}{1024 \cdot \pi^2 \cdot \ln 2} \cdot \frac{1}{r^2} \quad (8)$$

Avec θ_0 , φ_0 sont des angles d'ouvertures à 3 dB 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 :

$$P/P_t = A \cdot L_a^2 \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (9)$$

A est la constante du radar considéré, est obtenue par la mesure des caractéristique du radar.

3.1.2.2. 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 10 cm afin que le retour agisse selon la loi de Rayleigh (intensité proportionnelle à une puissance du diamètre de la cible ; il faut 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) exprimée usuellement en mm^6/m^3 .

Cette intensité varie comme la 6^{ième} puissance du diamètre D des cibles et le carré de leur constante diélectrique. La distribution des gouttes est donnée par l'équation suivante [Sauvageot, 1992] :

$$Z = \sum_i \Delta Z_i = \sum_i [N_i(D_i) \cdot \Delta D_i] \cdot D_i^6 = \sum_i n_i(D_i) \cdot D_i^6 \quad (10)$$

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

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 \cdot N(D) \cdot dD \quad (11)$$

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

$$Z = \frac{1}{V} \sum_i D_i^6 \quad (12)$$

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

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log[Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)] \quad (13)$$

3.1.2.3. Intensité de pluie R

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

$$R = \frac{\pi}{6} \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 \cdot V_i(D) \cdot N(D) \cdot dD \quad (14)$$

$V_i(D)$ 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] :

$$V_i(D) = k \cdot D^\alpha \quad (15)$$

Où k et α sont des coefficients.

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

$$Z = a \cdot R^b \quad (16)$$

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

3.1.2.4. Affichage des données radar

L'affichage des données est déterminé par le mode de balayage de l'antenne radar. Plusieurs modes d'affichage sont utilisés. On distingue trois modes de balayage, le mode *PPI*, le mode *RHI* et le mode *HTI*.

➤ Mode *PPI*

L'affichage radar *PPI* (**P**lan **P**osition **I**ndicator) est le plus courant. Dans ce mode, une image radar est formée à partir d'un balayage de 360° à un angle d'élévation constant. L'antenne du radar est généralement représentée au centre de l'écran, de sorte que sa distance et sa hauteur par rapport au sol peuvent être dessinées sous forme de cercles concentriques. Lorsque l'antenne du radar tourne, une trace radiale du *PPI* balaye à l'unisson autour de son point central.

➤ Mode *RHI*

Les images obtenues à partir du mode *RHI* (**R**ange **H**eight **I**ndicator) sont formées avec un balayage de l'antenne en azimut constant pour différents angles d'élévation. Les données sont de haute résolution le long d'une coupe verticale de l'atmosphère. Ce mode est excellent pour visualiser la structure verticale détaillée d'un orage. Ce mode de sondage est uniquement disponible sur les radars de recherche.

➤ Mode *HTI*

Le mode d'affichage *HTI* (**H**eight **T**ime **I**ndicator) est obtenu en effectuant des mesures sur une période de temps avec l'antenne orientée dans la direction verticale.

3.1.2.5. Différentes bandes de fréquences radar

Les radars météorologiques peuvent être aussi en plusieurs catégories différentes en fonction de la longueur d'onde du radar. Les différentes bandes sont S, C, X, K, W. Les noms des radars est un héritage historique depuis la seconde guerre mondiale.

Tableau 1 : Différentes bandes de fréquences radar

Bandes	Fréquences (Ghz)	Longueurs d'ondes (cm)	Les cibles détectées
S	2-4	7 - 15	Les précipitations, les nuages en phase liquide, les nuages de glace épais.
C	4-8	4-7	
X	8-12	2.5-4	
Ku	12-18	1.7-2.5	
Ka	27-40	0.75-1.2	
W	90-100	0.3	Les nuages de glace.

3.2. Satellites météorologiques

L'imageur embarqué à bords des satellites météorologiques permet de mesurer les rayonnements réfléchis, émis et/ou absorbés par la Terre dans différentes bandes spectrales. Les données sous forme d'images nous permettent d'observer les différents phénomènes atmosphériques de la Terre tels que les nuages, les précipitations, les vents...etc. Selon l'orbite qu'ils suivent, il existe deux types de satellites météorologiques, le satellite polaire et le satellite géostationnaire.

3.2.1. Satellites météorologiques polaires

Les satellites polaires, aussi appelés satellites défilants utilisés en météorologie tournent autour de la Terre sur une orbite quasi circulaire passant près des pôles, à une altitude de 700 à 900 km (*cf. Figure 11*). Ils font le tour de la Terre en près de deux heures. Pour la majeure partie d'entre eux, l'orbite est "héliosynchrone", ce qui signifie que le plan de l'orbite suit le déplacement apparent du Soleil autour de la Terre. Ainsi, les points de la Terre situés sur un même parallèle sont tous survolés à la même heure solaire. Ils sont munis d'un imageur à plusieurs canaux qui vise la surface de la Terre. L'image d'une partie du globe terrestre est obtenue en combinant la progression du satellite sur son orbite et le balayage de l'imageur dans la direction perpendiculaire à sa trajectoire. L'imageur permet de surveiller les masses nuageuses sur l'ensemble de la Terre et notamment dans les régions polaires (la Scandinavie,

par exemple) qui échappent à la vue des satellites géostationnaires. En revanche, comme les satellites défilants ne survolent une région de moyennes latitudes que deux fois par jour, on ne peut pas "animer" leurs images pour suivre le mouvement des masses nuageuses.

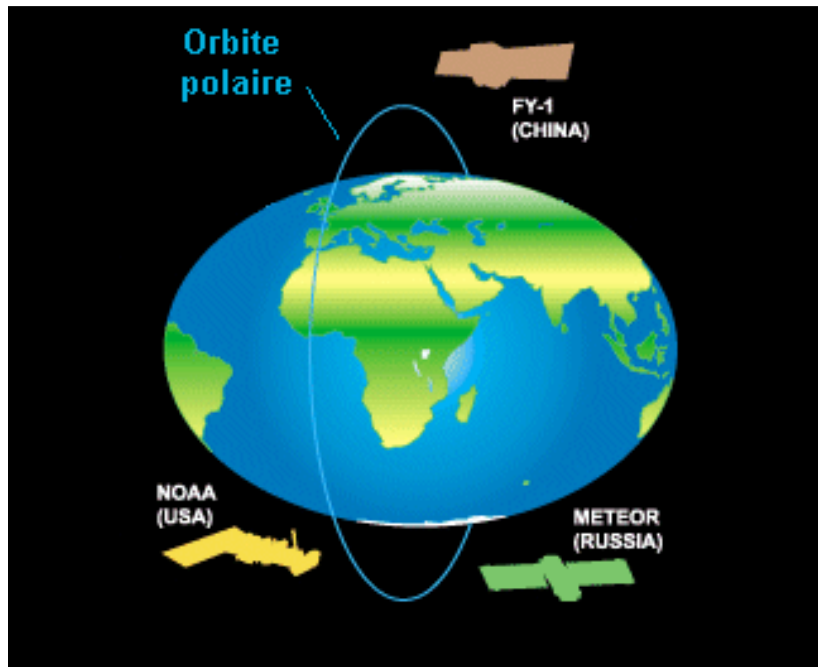


Figure 11 Orbite des satellites polaires.

3.2.2. Satellites météorologiques géostationnaires

Les satellites géostationnaires tournent autour de la Terre sur une orbite située dans le plan de l'équateur à près de 36 000 km d'altitude. Ils tournent à la même vitesse angulaire que la Terre autour de l'axe des pôles (*cf.* **Figure 12**). Ainsi, ils surplombent toujours la même partie de notre globe terrestre. Leur altitude élevée et leur position fixe par rapport à la Terre leur permettent de délivrer des images couvrant une grande surface à un rythme soutenu. Une caractéristique parfaite pour suivre l'évolution des nuages. Ils constituent pour les météorologistes une source importante d'informations pour la surveillance et la prévision immédiate du temps, à un rythme jusqu'à 5 minutes pour les plus récents, car ils localisent les principales masses nuageuses comme les perturbations des latitudes tempérées, systèmes orageux, cyclones tropicaux, et identifient les types de nuages présents. Un satellite géostationnaire surveille toujours la même partie du globe terrestre. On peut ainsi "animer" une séquence d'images pour avoir une idée très précise de l'évolution et du déplacement des masses nuageuses. Les données de ce satellite sont essentielles pour le suivi des cyclones également.

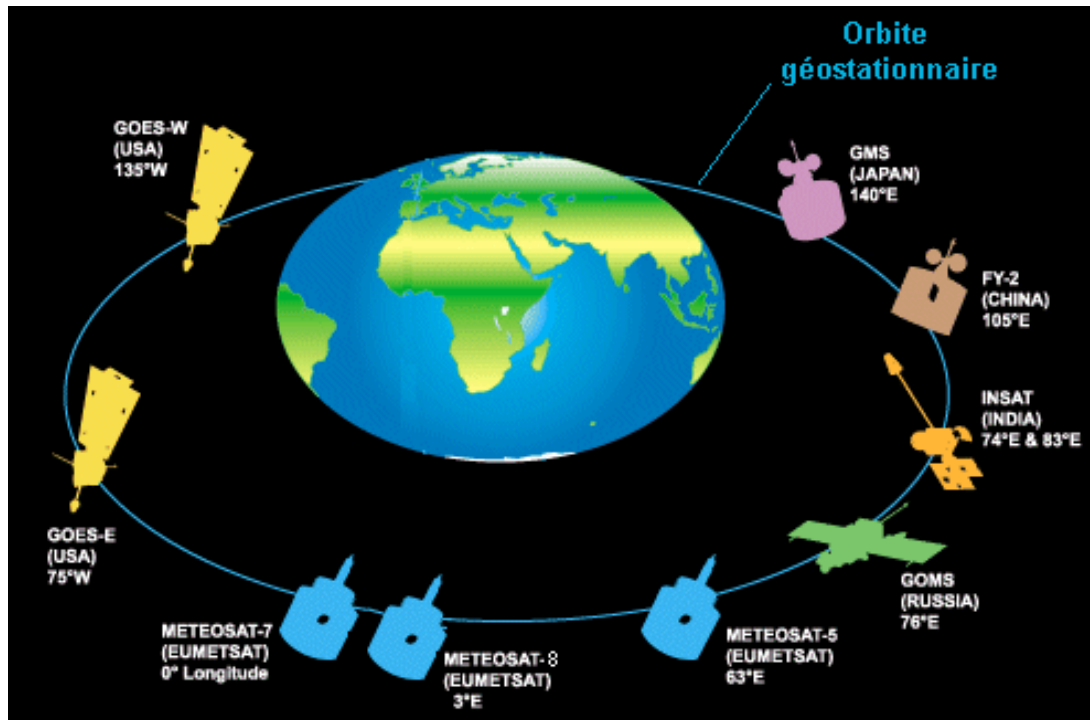


Figure 12 Orbite des satellites géostationnaires.

3.2.3. Satellites météorologiques Météosat Seconde Génération (MSG)

Les satellites météorologiques géostationnaires de la série Météosat sont conçus par l'organisation européenne chargée de l'exploitation des systèmes opérationnels de satellites météorologiques (EUMETSAT) et l'agence spatiale européenne (ESA) pour l'observation continue de tout le disque terrestre ou se trouvent l'Europe, l'Afrique et une partie de l'Asie. Plusieurs satellites ont été mis en orbite dans le programme Météosat (*cf. Tableau 2*).

Tableau 2 : Liste des satellites Météosat et MSG misent en orbite.

Satellite	Période d'activité	Commentaires – position en longitude
Météosat 1	1977-1979	N'est plus en activité
Météosat 2	1981-1988	N'est plus en activité
Météosat 3	1988-1995	N'est plus en activité
Météosat 4	1989 -1994	N'est plus en activité
Météosat 5	1991 - 2007	N'est plus en activité
Météosat 6	1996-2011	N'est plus en activité
Météosat 7	1998- aujourd'hui	Placé en 57,5° Est au-dessus de l'Océan Indien depuis 2006.
Météosat 8 (ex-MSG 1)	lancé le 28 août 2002	Placé en 41,5° Est. Assure Service de couverture des données de l'océan Indien, y compris le service de collecte de données et l'imagerie Web. Il a remplacé Météosat-7 depuis le 1 Février 2018.
Météosat 9 (ex-MSG 2)	lancé le 22 décembre 2005	Placé en 3,5° Est. Assure une mission d'archivage et donc de secours de Météosat 11 et éventuellement 10 depuis le 20 Mars 2018.
MSG 3 (Météosat 10)	lancé le 5 juillet 2012	Placé en 9,5° Est. Assure la mission de service de balayage rapide (une image toutes les 5 minutes) du tiers nord du disque terrestre et a remplace Météosat 9 au-dessus de l'Océan Indien depuis le 20 Mars 2018.
MSG 4 (Météosat 11)	lancé le 15 juillet 2015	Placé au-dessus du méridien 0°, il a remplacé Météosat 10 (ex-MSG3) depuis 20 Février 2018.
MTG-I	Lancement prévu en 2021	En développement, c'est un satellite imageur avec 16 canaux spectraux et résolution spatiale de 4*4 km ² .
MTG-S	Lancement prévu en 2022	En développement, c'est un spectromètre de Fourier imageur.

Lors de leurs parcours sur l'orbite géostationnaire à 35800 km d'altitude, les satellites MSG sont stabilisés par rotation de 100 tours par minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la Terre. Avec leur radiomètre-imageur SEVIRI de MSG vise la Terre par l'intermédiaire d'un miroir et balaie à chaque révolution du satellite une étroite bande de la surface de la Terre. Le radiomètre-imageur SEVIRI est doté de 12 canaux spectraux et transmet des images multi-spectrales de la Terre et son atmosphère à un cycle de répétition de 15 minutes. En plus du radiomètre-imageur (*cf. Figure 13*), les satellites MSG embarque à leur bord un radiomètre bi-canal à large bande GERB qui mesure le bilan radiatif de la Terre [Lacaze et Berges 2005].

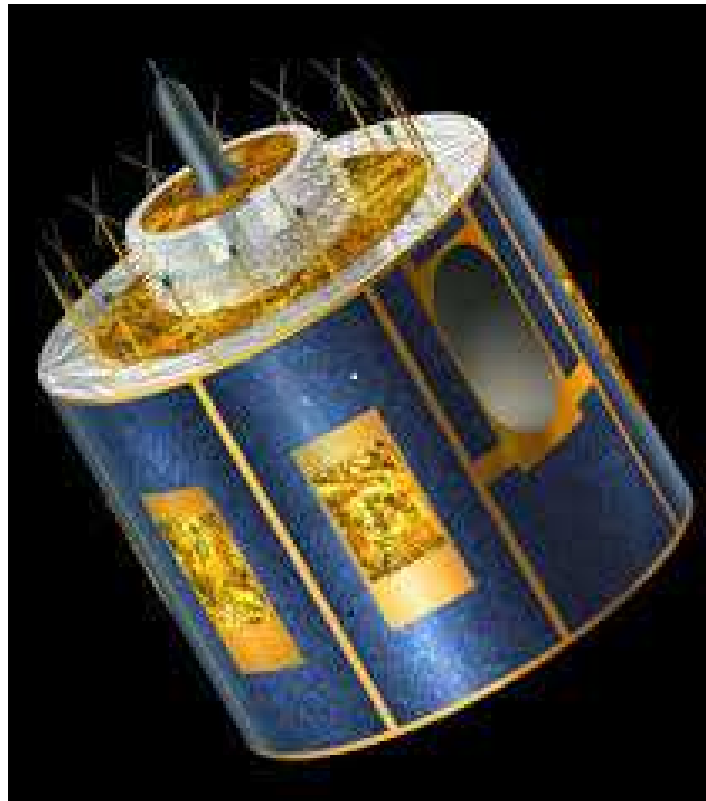


Figure 13 Satellite Météosat Seconde Génération MSG.

3.2.4. Radiomètre-imageur SEVIRI

L'instrument principal dans le satellite MSG est le radiomètre-imageur SEVIRI qui est constitué de 12 canaux spectraux et transmet toutes les 15 minutes des images de tout le disque terrestre à une résolution de $3 \times 3 \text{ km}^2$ dans tous les canaux à l'exception du canal HRV que la moitié du disque avec une résolution de $1 \times 1 \text{ km}^2$.

Parmi les 12 canaux du radiomètre-imageur SEVIRI, quatre sont consacrés pour la mesure du rayonnement visible qui fournit des images nécessaires pour la détection des phénomènes météorologiques dangereux, et les huit autres dans la mesure du rayonnement infrarouge dans des longueurs d'ondes différentes.

A titre de comparaison, les capteurs Météosat de la première génération ne disposaient que de trois canaux spectraux et transmettaient les images du globe toutes les trente minutes (contre 15 minutes pour le MSG). La résolution spatiale est également améliorée, puisqu'elle est de 3km pour les bandes multi-spectrales (contre 5km pour la première génération) et de 1km pour le canal visible haute résolution HRV (contre 2,5km auparavant). Les performances de cet instrument (voir **Tableau 3**), 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.

Tableau 3 : Caractéristiques spectrales du radiomètre-imageur SEVIRI.

Nom du canal	Bandes spectrales (µm)		Phénomènes détectés, observés et étudiés
	min	max	
HRV	0.4	1.1	Les nuages et les terres émergées.
VIS 0.6	0.56	0.71	Les nuages, les aérosols et terres émergées.
VIS 0.8	0.74	0.88	
SWIR 1.6	1.50	1.78	La neige, les nuages de glace et d'eau liquide et les aérosols.
IR 3.9	3.48	4.36	Les nuages bas, le brouillard de nuit et les feux de forêt.
WV 6.2	5.35	7.15	Vapeur d'eau de la moyenne et haute troposphère, la dynamique atmosphérique, hauteur des nuages semi-transparents.
WV 7.3	6.85	7.85	
IR 8.7	8.30	9.10	Cirrus fins, distinction entre les nuages de glace et d'eau liquide.
IR 9.7	9.38	9.94	Radiances de l'ozone et l'évolution de son champ.
IR 10.8	9.80	11.80	Température de la Terre et de la mer, les cirrus pour déduire les précipitations au-dessus de la mer.
IR 12.0	11.00	13.00	
IR 13.4	12.40	14.40	Facteur de transmission des cirrus, la température de la basse troposphère dépourvue de nuages pour les évaluations d'instabilité.

3.2.5. Acquisition des images du satellite MSG

Le capteur SEVIRI est un radiomètre-imageur à balayage car il exploite la rotation du satellite autour de son axe principal d'inertie pour réaliser l'acquisition des images. Le satellite MSG tourne à 100 tours par minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la Terre. Le télescope du radiomètre-imageur du MSG vise la Terre par l'intermédiaire d'un miroir et balaie à chaque révolution du satellite une étroite bande de la surface de la Terre. L'angle de balayage correspondant, de 18°, est décrit en 30 ms. Pendant les 570 ms suivantes, le télescope vise l'espace et cette durée est mise à profit pour modifier l'orientation du miroir, de façon qu'au tour suivant, il balaie au sol une bande contigüe à la précédente, mais plus au nord (*cf. Figure 14*). L'acquisition complète de 3712 lignes d'image à l'aide de 3 détecteurs exige environ 1250 révolutions du satellite, accomplies en 12 minutes 30 secondes. Les 2 minutes 30

secondes suivantes sont consacrées au retour du miroir à sa position initiale. La phase de non-acquisition de données est mise à profit pour calibrer les détecteurs.

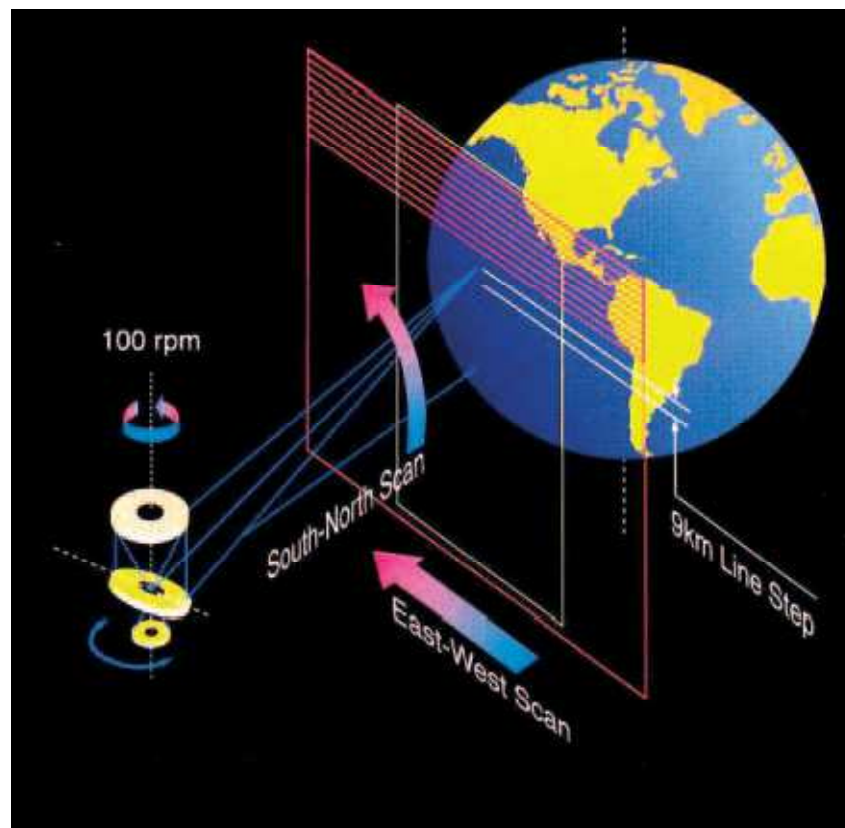


Figure 14 Principe de l'acquisition de l'image par le radiomètre-imageur SEVIRI.

Remarque : A noter que le canal HRV, possède neuf détecteurs opèrent simultanément au cours d'un balayage et que pour les onze autres bandes spectrales, trois détecteurs opèrent simultanément. Cette différence de nombre de détecteurs détermine la résolution des images des différents canaux (*cf.* **Tableau 4**).

Tableau 4 : Résolution du radiomètre-imageur SEVIRI.

Canal	HRV	VIS 0.6	VIS 0.8	PIR 1.6	IR 3,9	WV 6.2	WV 7.3	IR 8.7	IR 9.7	IR 10.8	IR 12	IR 13.4
Résolution spatiale au point sub-satellite	1 km	3 km	3 km	3 km	3 km	3 km	3 km	3 km	3 km	3 km	3 km	3 km
Nombre de lignes par image	11136	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712
Nombre de pixels par ligne	5568	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712
Champ total d'observation	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km

3.2.6. Caractéristiques des 12 canaux du radiomètre-imageur SEVIRI

Le principe de fonctionnement du radiomètre-imageur SEVIRI est de mesurer l'énergie radiative dans différentes bandes spectrales (*cf.* **Figure 15**).

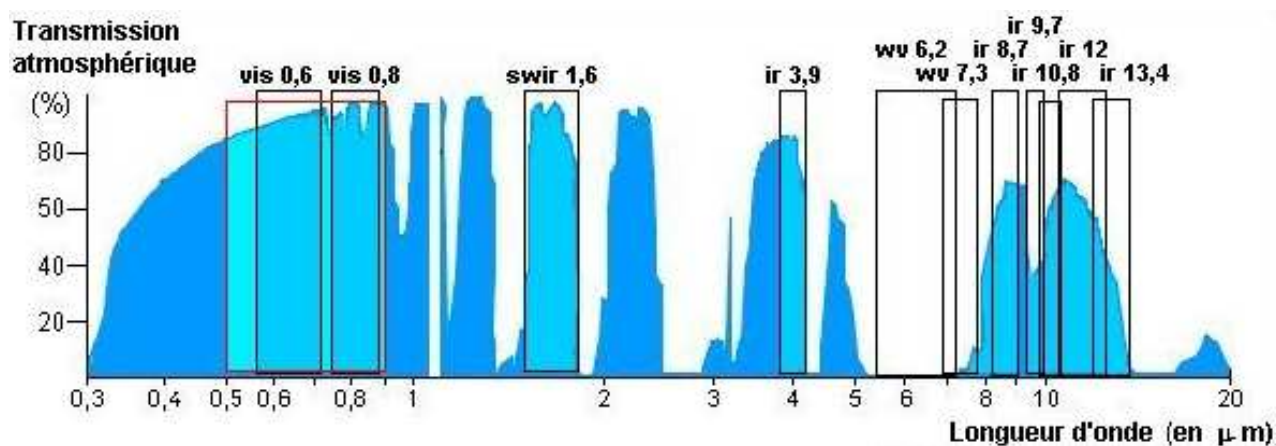


Figure 15 Bandes spectrales du radiomètre-imageur SEVIRI.

3.2.6.1. Canaux visibles (HRV, VIS 0.6, VIS 0.8 et SWIR 1.6)

Ces canaux mesurent la quantité de lumière visible rétro diffusée par les nuages et la surface de la Terre. Selon la surface de réflexion, la quantité de lumière réfléchie est variable. Cette quantité est représentée en niveau de gris sur les images. Par exemple, le noir correspond à une zone sans nuages, le blanc est une zone avec des nuages épais et les nuances de gris nous informent sur l'épaisseur des nuages (*cf.* **Figure 16**) et pas sur leur hauteur d'où le besoin des images observées dans les canaux infrarouges.

Les canaux VIS 0.6 et VIS 0.8 sont essentiels pour la détection des nuages pendant la journée.

Le canal NIR 1.6 fait la distinction entre neige et nuages et la glace des nuages d'eau dans une approche multi canal.

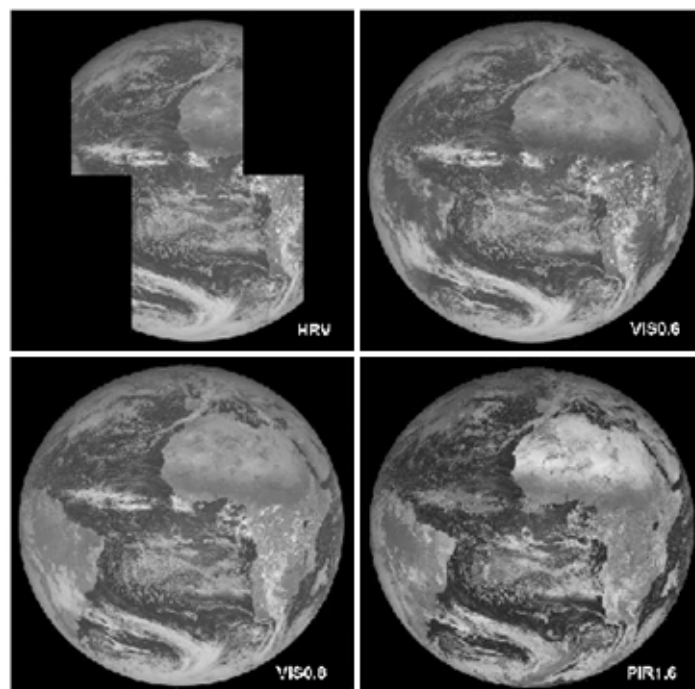


Figure 16 Images des canaux visibles.

3.2.6.2. Canaux infrarouges (IR 3.9, IR 8.7, IR 9.7, IR 10.8, IR 12.0 et IR 13.4)

Les mesures du rayonnement infrarouge effectuées par ces canaux nous informent sur la température des surfaces émettrices. En mode inversé, plus la surface est chaude, plus elle est noire et plus la surface est froide, plus elle est blanche (*cf.* **Figure 17**), cette caractéristique

nous permet de distinguer les nuages hauts qui sont plus blancs que les nuages bas et la température du sol des zones sans nuages.

Le canal IR 3.9 prend en charge principalement la détection de nuages bas et de brouillard. Ceci serait utile dans une approche multi canal pour déduire la phase des nuages et estimer le rayon moyen des gouttelettes de nuages [Liljas 1986].

Le canal IR 8.7 fournit des informations quantitatives sur la profondeur optique des nuages de cirrus minces et distingue entre les nuages de glace et les nuages d'eau.

Le canal IR 9.7 est conçu pour l'observation de l'ozone. Pas d'utilisation immédiate pour l'estimation des précipitations envisagée.

Les canaux IR 10.8, IR 12.0 sont essentiels pour la détection des nuages et la détermination de la température maximale des nuages opaques. Les deux canaux ensemble sont également puissants pour distinguer les cirrus minces des nuages plus opaques. Le canal IR 10.8 est généralement le canal de la fenêtre utilisée dans les approches multi spectrales avec un canal d'absorption comme WV 6.2 ou IR 13.4 pour détecter les nuages cirrus et pour déduire leur hauteur.

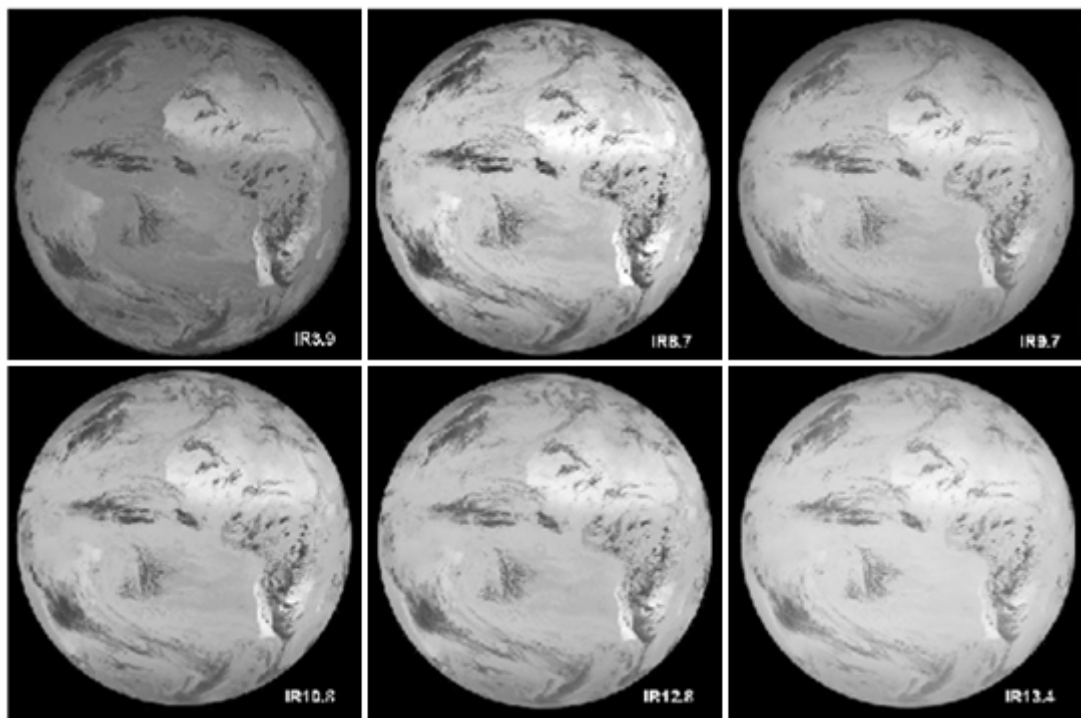


Figure 17 Images des canaux infrarouges.

3.2.6.3. Canaux vapeur d'eau (WV 6.2 et WV 7.3)

Ces canaux mesurent le rayonnement infrarouge influencé par la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Plus une zone dans l'atmosphère est humide, plus la quantité de rayonnement est importante (*cf.* **Figure 18**).

Le canal WV 6.2 poursuit la mission du canal WV large bande de METEOSAT pour l'observation de la vapeur d'eau troposphérique supérieure pour la détection et la détermination de la hauteur de nuages semi-transparents [Nieman et al. 1993; Schmetz et al. 1997]. Le second canal WV 7.3 est plus sensible à la vapeur d'eau de la troposphère moyenne. De nouvelles techniques d'estimation des précipitations pourraient potentiellement utiliser les informations sur la vapeur d'eau dans l'environnement des nuages convectifs.

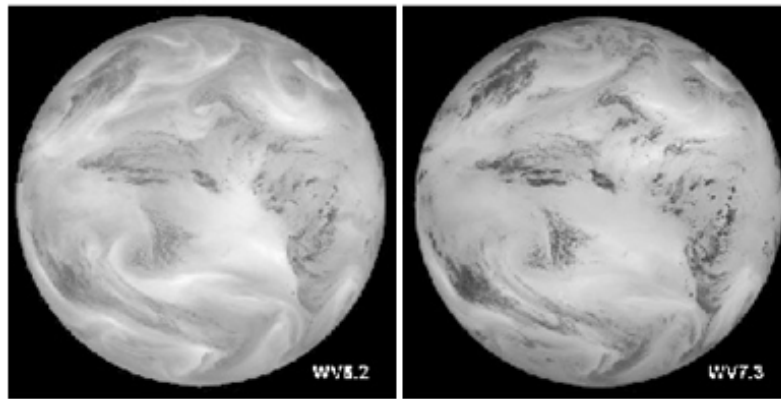


Figure 18 Images des canaux vapeur d'eau.

4. Discussion

Chacun des instruments décrits dans ce chapitre présente des avantages et des inconvénients. En effet, les mesures pluviographiques sont fiables et donnent des informations directes sur les précipitations. Cependant, ces mesures sont ponctuelles et les pluviographes ne peuvent pas couvrir de larges zones. Les radars météorologiques quant à eux, permettent des mesures directes des précipitations avec une couverture spatiale continue, mais reste restreinte. La mise au point d'un réseau de radar pour étendre spatialement l'observation est très coûteuse et exige un personnel qualifié et très présent.

En revanche, les satellites permettent de couvrir des régions plus vastes avec une meilleure résolution spatio-temporelle des observations. Toutefois, les satellites géostationnaires

donnent des informations implicites sur les totaux de précipitations. Par conséquent, plusieurs méthodes ont été développées pour estimer les précipitations en utilisant les données issues des satellites. L'étalonnage de ces méthodes a été effectué en utilisant les correspondances radar et/ou pluviographes. Dans le prochain chapitre, nous allons décrire quelques méthodes d'estimation des précipitations utilisant les données satellitaires.

Chapitre 3 Rayonnement électromagnétique et méthodes d'estimation des précipitations satellitaire.

1. Préambule

Les satellites météorologiques nous donne la possibilité de restituer des paramètres atmosphériques à partir de l'analyse du rayonnement émis/absorbé par le système Terre-Atmosphère capturé par les instruments embarqués à leurs bords. Des méthodes de restitution de ces paramètres à partir des luminances mesurées ont été développées. Ces méthodes reposent sur la signature de ces paramètres atmosphériques dans une partie du spectre électromagnétique utilisée par les satellites pour leurs observations. Ces dernières peuvent être effectuées dans le Visible (VIS), l'Infrarouge (IR) ou Microondes (MO).

Dans ce chapitre, dans un premier temps, nous présentons des propriétés physiques du rayonnement électromagnétique qui est constitué d'un ensemble de longueurs d'ondes exploitées dans les observations satellitaires. Nous donnons aussi quelques concepts sur l'émission thermique et un aperçu sur les phénomènes qui régissent l'interaction entre le rayonnement et la matière. Dans un second temps, nous décrivons les méthodes d'estimation des précipitations par satellite, regroupées selon les données satellites qu'elles exploitent.

2. Rayonnement électromagnétique

Le rayonnement électromagnétique est constitué d'ondes électromagnétiques, qui sont des oscillations synchronisées de champs électriques $\vec{E}$ et magnétiques $\vec{B}$ orthogonaux à la direction de propagation. Aussi, une onde caractérisée par sa longueur λ , son amplitude et sa polarisation permet de transporter de l'énergie rayonnante électromagnétique à la vitesse de la lumière $c = 3 * 10^8 m/s$. Cela inclut les ondes radio, les micro-ondes, l'infrarouge, la lumière (Visible), les ultraviolets, les rayons *X* et les rayons *Gamma* (cf. **Figure 19**).

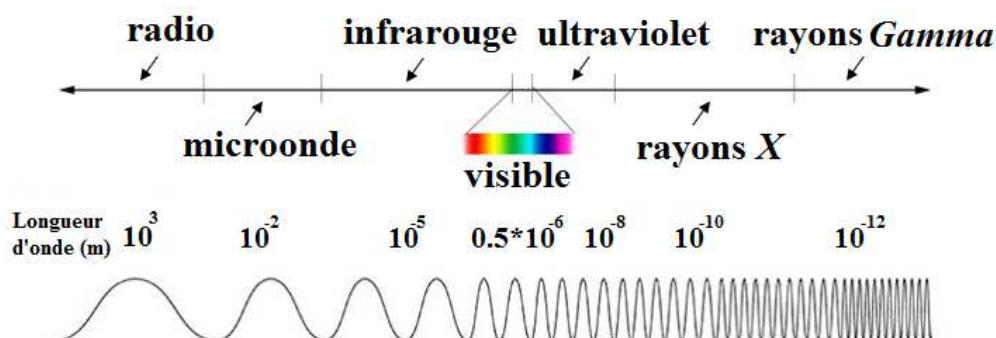


Figure 19 Spectre du rayonnement électromagnétique

3. Mesure du rayonnement électromagnétique

Pour mesurer le rayonnement électromagnétique réfléchi ou émis par la surface du système Terre- Atmosphère, plusieurs paramètres doivent être pris en compte, la surface de la source du rayonnement, le champ de vision du capteur et la bande spectrale du capteur. La luminance quantifie le flux énergétique du rayonnement électromagnétique capté par l'instrument embarqué à bord d'un satellite. Son unité de mesure est $W/m^2 \cdot sr \cdot \mu m$.

La quantité la plus utilisée dans le contexte de la télédétection pour mesurer l'énergie émise ou réfléchie par la surface du système Terre- Atmosphère est la réflectance, sans unité avec des valeurs comprise entre 0 et 1. C'est le rapport entre l'énergie incidente et l'énergie réfléchie qui est indépendante de l'intensité de l'éclairement incident.

4. Energie d'un rayonnement électromagnétique

L'énergie transportée depuis le Soleil au moyen du rayonnement électromagnétique est reçue et réfléchie par le système Terre-Atmosphère. Cet échange se fait sous forme de paquets d'énergie appelé quantum d'énergie à l'aide de photon. Cette quantité d'énergie est proportionnelle à la fréquence ν de l'onde électromagnétique selon la relation de Planck-Einstein.

$$E = h \cdot \nu \quad (17)$$

Avec

E : L'énergie de l'onde électromagnétique

ν : La fréquence de l'onde

h : La constante de Planck ($6.625 \cdot 10^{-34} J.s$)

5. Interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière

Selon la longueur d'onde du rayonnement électromagnétique et les caractéristiques de la matière qui compose l'objet irradié, l'énergie du rayonnement incident W_λ se divise en trois autres quantités, absorbée α_λ , réfléchie ρ_λ et transmise τ_λ par l'objet (cf. **Figure 20**).

$$W_\lambda = \alpha_\lambda + \rho_\lambda + \tau_\lambda \quad (18)$$

Avec α le coefficient d'absorption, ρ le coefficient de réflexion et τ le coefficient de transmission de la matière. La valeur de ces coefficients varient entre 0 et 1 en fonction de la longueur d'onde du rayonnement incident, mais leurs somme est toujours égale à 1 pour respecter le principe de la conservation de l'énergie.

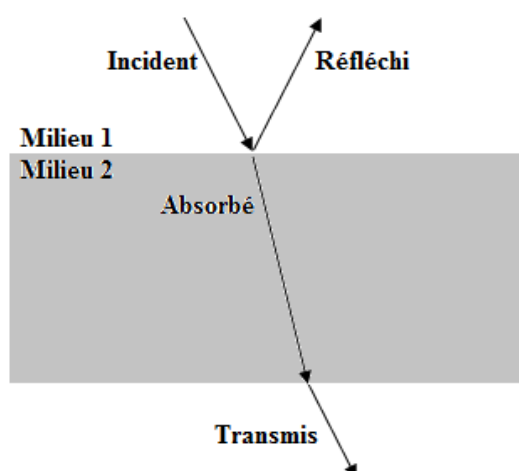


Figure 20 Interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière

Aux fréquences radio et microondes, les rayons électromagnétiques interagissent avec la matière en grande partie en un ensemble de charges réparties sur un grand nombre d'atomes affectés. Dans les conducteurs électriques, de tels mouvements massifs de charges induits (courants électriques) se traduisent par une absorption du rayonnement électromagnétique, ou bien par une séparation des charges entraînant la génération d'un nouveau rayonnement électromagnétique (réflexion effective). Un exemple est l'absorption ou l'émission d'ondes

radio par des antennes, ou l'absorption de micro-ondes par de l'eau ou d'autres molécules à dipôle électrique, comme dans un four à micro-ondes. Ces interactions produisent soit des courants électriques, soit de la chaleur, soit les deux.

Comme le rayonnement électromagnétique radio et microonde, l'infrarouge est également réfléchi par les métaux. Cependant, contrairement aux rayonnements radios et microondes de basse fréquence, le rayonnement électromagnétique infrarouge interagit généralement avec les dipôles présents dans les molécules simples, qui changent lorsque les atomes vibrent aux extrémités d'une simple liaison chimique. Il est par conséquent absorbé par une large gamme de substances, ce qui les fait monter en température à mesure que les vibrations se dissipent sous forme de chaleur.

À mesure que la fréquence augmente dans le visible, les photons ont suffisamment d'énergie pour modifier la structure de liaison de certaines molécules. La photosynthèse devient également possible dans cette gamme.

À mesure que la fréquence augmente dans l'ultraviolet, les photons transportent maintenant suffisamment d'énergie pour exciter certaines molécules à liaison double dans un réarrangement chimique permanent. À l'extrémité supérieure de l'ultraviolet, l'énergie des photons devient suffisamment grande pour conférer suffisamment d'énergie aux électrons pour les libérer de l'atome, dans le cadre d'un processus appelé photo ionisation. L'énergie requise pour cela est toujours supérieure à environ 10 électronvolts (eV) correspondant à des longueurs d'onde inférieures à 124 nm. Cette extrémité haute du spectre ultraviolet, dont les énergies se situent approximativement dans la plage d'ionisation, est parfois appelée "ultraviolet extrême". Les ultraviolets ionisants sont fortement filtrés par l'atmosphère terrestre.

Les rayons *X* et *Gamma* sont des rayonnements électromagnétiques composés de photons qui transportent une énergie d'ionisation minimale ou plus; elle est donc appelée rayonnement ionisant. Les rayonnements ionisants de type électromagnétique s'étendent de l'extrême ultraviolet à toutes les fréquences élevées et aux longueurs d'onde plus courtes. Celles-ci sont capables des dommages moléculaires les plus graves, pouvant survenir en biologie de tout type de biomolécule, y compris la mutation et le cancer, et souvent à de grandes profondeurs sous la peau.

6. Méthodes d'estimation des précipitations par satellite

En fonction de la longueur d'onde et le type de capteur utilisés, des informations sur des paramètres atmosphériques sont restitués en appliquant des méthodes qui peuvent être directes lorsqu'elles utilisent des données Microondes, ou indirectes quand elles exploitent des données Infrarouges et/ou Visibles, ou combinées lorsqu'elles exploitent des données Infrarouges et Microondes. Ceci a donné donc naissance à plusieurs méthodes d'estimation des précipitations à partir des données satellites.

6.1. Méthodes indirectes (IR et VIS)

En littérature, les méthodes indirectes sont divisées en trois sous-groupes :

- Méthodes IR : ces méthodes utilisent uniquement le canal infrarouge
- Méthodes bi-spectrales : ces méthodes combinent le canal IR et le canal VIS
- Méthodes multi-spectrales : dans ce cas, ces méthodes utilisent plusieurs canaux spectraux, entres autres, le VIS, IR, NIR et/ou WV

6.1.1. Méthodes IR

Les méthodes infrarouges exploitent les données du canal infrarouge de 10 à 12 μm . Dans cette bande, il est possible de mesurer la température de brillance des nuages qui peut être reliée aux précipitations. Ces méthodes sont essentiellement appliquées sur les systèmes convectifs qui sont caractérisés par un sommet très froid facilement identifiables. Ils existent plusieurs méthodes ; nous citons quelques unes.

6.1.1.1. Méthodes à indice nuageux

Les méthodes qui utilisent l'indice nuageux en utilisant la relation déterminée empiriquement qui relie le taux de pluies à la surface nuageuse (sommet). Elles se basent sur l'analyse visuelle des images pour la classification des nuages en fonction de la température de leurs sommets ou de leurs altitudes, et l'attribution de coefficients à chaque type de nuage [Guillot 1995]. Cette relation est donnée par l'équation suivante :

$$R = (k_1 \cdot a_1 + k_2 \cdot a_2 + k_3 \cdot a_3) / a_0 \quad (19)$$

Avec

a_0 : La surface de la masse nuageuse totale.

a_1 : La surface de la masse nuageuse du type cumulo-nimbus.

a_2 : La surface de la masse nuageuse du type cumulus-congestus.

a_3 : La surface de la masse nuageuse du type nimbus-stratus.

k_1, k_2, k_3 : les coefficients empiriques fixes.

6.1.1.2. Méthodes basées sur le cycle de vie d'un nuage

Ces méthodes utilisent des images de la même formation nuageuse prises chronologiquement avec un intervalle assez court, ce qui permet d'analyser le cycle de vie des nuages convectifs précipitants et de les différencier des autres nuages [Scofield et Oliver 1977 ; Griffith et al. 1978]. Le principe de la méthode développée par [Griffith et al. 1978] est l'établissement d'une relation entre la surface de l'écho radar et la surface sur l'image satellite dans le canal infrarouge du nuage précipitant et son évolution temporelle. Ceci permet d'estimer le volume total de ces précipitations en déterminant sa surface (A_c), dont sa température est inférieure à -20°C , ainsi que sa surface maximale (A_m) atteinte durant son cycle de vie, aussi la surface de l'écho radar (A_e) correspondant. À partir de ces surfaces, on déduit la courbe empirique qui met en relation A_e/A_m à A_c/A_m , avec une conversion de la surface de l'écho radar en volume des précipitations en utilisant la relation suivante :

$$R_v = I \cdot A_e \quad (20)$$

Avec

R_v : Le volume des précipitations par heure (mm^3/h).

I : Le volume des précipitations par heure et par kilomètre carré ($mm^3/h.km^2$) déterminé à l'aide d'un radar et d'un réseau de pluviographes.

A_e : La surface de l'écho radar (km^2).

6.1.1.3. Méthodes statistiques

Le principe de fonctionnement de ces méthodes repose sur des estimations faites sur une longue durée qui peut être, mensuelle, saisonnière ou annuelle, exploitant des images du canal infrarouges. On calcule d'abord la fraction d'apparition d'un nuage précipitant, dans une maille donnée, appelée fréquence d'occurrence du nuage [Arkin 1979].

C'est le cas de la méthode TAMSAT (Tropical Applications of Meteorology using SATellite) développée par [Carn et Lahuec 1987] qui s'appuie sur des statistiques. Elle permet de mettre en relation la durée de vie d'un nuage précipitant aux pluies mesurées au sol en utilisant une régression linéaire. Le but de cette relation est de déduire les coefficients de calibration pour chaque zone d'étude pour une expression de la forme :

$$Q_{pluie} = \begin{cases} a_1 \cdot CCD + a_0 & \text{si } CCD > 0 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (21)$$

Avec

Q_{pluie} : La quantité de pluie mesurée.

CCD : L'indice de la durée de vie d'un nuage précipitant (Cold Cloud Duration).

a_1 et a_0 : Les coefficients de calibrations déduits par la régression linéaire.

Une autre méthode a été développée par [Carn et Lahuec 1987] qui prend en compte d'autres paramètres de la zone d'études comme la température maximale durant la période d'étude et la latitude de la région en utilisant la relation suivante :

$$Pluie = aCCN + bT_{max} + cLat + Cste \quad (22)$$

Avec

CCN : Le nombre d'occurrences des nuages à sommet froid inférieur à -40°C .

T_{max} : La température maximale déterminée avec le canal infrarouge de Météosat.

Lat : La latitude de la région d'étude.

$a, b, c, Cste$: Les coefficients déterminés par la régression linéaire multiple.

6.1.1.4. Méthodes paramétriques

Ces méthodes sont efficaces dans des régions de convection active pour l'estimation des précipitations. Leur principe repose sur l'utilisation de la fraction de surface recouverte par le nuage convectif, de l'humidité de la colonne d'air au dessous du nuage et sa durée de vie.

$$P = S \cdot Q_1 / D_t \quad (23)$$

Avec

P : La quantité de pluie par unité de temps

S : La fraction recouverte par le nuage convectif

Q_1 : La quantité d'humidité nécessaire pour réchauffer la colonne d'air

D_t : La durée de vie du nuage convectif

6.1.1.5. Technique Convective Stratiforme (CST)

Contrairement aux méthodes présentées précédemment, cette technique permet d'estimer les précipitations issues de nuages convectifs et de nuages stratiformes. La méthode Convectif Stratiforme (CST) utilise les données des canaux infrarouges, en localisant les minimas locaux puis on élimine ceux associés au cirrus.

Les études menées par [Bendix 1997, 2000] utilisant la technique CST a prouvé son efficacité et sa fiabilité pour la discrimination des cirrus qui ne produisent pas de précipitations.

Pour éliminer les cirrus présentant un sommet froid mais non précipitants, la CST a été ajustée donnant la méthode ECST (Enhanced CST) de [Reudenbach et al. 2001] en incorporant le canal vapeur d'eau. Le cirrus ne contient pas de la vapeur d'eau et en utilisant le canal WV, il peut être identifié en combinant les données issues du canal vapeur d'eau WV avec les données du canal infrarouge.

6.1.2. Méthodes bi-spectrales

Ces méthodes exploitent les données du canal infrarouge et du canal visible pour la discrimination entre les nuages précipitants et les non précipitants.

Dans l'étude de [Lovejoy et Austin 1979], l'analyse permet de déterminer un contour optimal entre m classes d'objets distribués dans un espace n dimensionnel, l'espace défini est bidimensionnel (infrarouge et visible) en utilisant un seuil dans les radiances infrarouges et un autre dans les radiances visibles et deux classes sont considérées (R = Rain, N = No Rain). Une matrice de contingence entre les estimations satellite et les données de validation observées au sol est déterminée. Quatre situations sont possibles NN, NR, RN et RR, ce qui permet de déterminer une fonction de coïncidence dans les images infrarouge et visible de telle sorte à minimiser l'erreur d'estimation.

La méthode développée par [Stout et al. 1979] utilise les canaux IR et VIS pour estimer les précipitations dans les nuages de type cumulonimbus. Cette méthode permet de déterminer la localisation et la surface du cumulonimbus avec une bonne résolution temporelle durant son cycle de vie.

Les caractéristiques radiométriques et texturales sont utilisées pour la reconnaissance de forme pour l'estimation des précipitations, en faisant une classification des nuages en trois classes selon l'intensité des pluies qu'elles produisent (nulle, faible et importante) [Wu et al. 1985].

En exploitant des canaux IR et VIS, la méthode développée par [Martin et Howland 1986] permet de déterminer l'intensité des précipitations en trois classes (faible, moyenne, forte).

6.1.3. Méthodes multi spectrales

Les méthodes multi spectrales utilisent les données issues de plusieurs canaux infrarouges IR, visibles VIS, proches infrarouges NIR et vapeur d'eau WV, pour restituer les propriétés optiques et microphysiques du nuage. Des méthodes ont été développées utilisant la relation qui existe entre ces propriétés et les intensités de précipitations. Ce type de méthode a considérablement amélioré l'estimation des précipitations. Dans ce qui suit, nous allons donner d'une façon très succincte quelques méthodes et concepts utilisés pour estimer les précipitations ou les propriétés des nuages conduisant aux estimations de ces précipitations.

La méthode développée par [Inoue 1985], utilise une combinaison des canaux IR et NIR du radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) du satellite NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) pour la détection des cirrus semi transparent non précipitant et des cumulus de basses couches atmosphère.

L'étude menée par [Parol et al. 1991] utilise les canaux infrarouges du radiomètre AVHRR pour estimer le rayon effectif des particules des nuages.

Dans l'étude publiée par [Ou et al. 1993], les canaux IR thermiques et NIR ont été utilisés pour évaluer l'épaisseur optique des nuages et le rayon effectif des particules des nuages pour les cirrus.

Les propriétés microphysiques des sommets des nuages ont été exploitées dans l'étude de [Rosenfeld et Gutman 1994] en utilisant les données des canaux IR et VIS du radiomètre AVHRR pour la détection des nuages précipitants.

Une estimation des précipitations a pu être effectuée en utilisant l'algorithme développé par [Vicente 1996] à partir des températures de brillance observées dans canaux IR 11 et IR 3.9 et la réflectance dans le canal IR 3.9.

La technique développée par [Kurino 1997] a exploité la température de brillance du canal IR11 et les différences de température de brillance $\Delta T_{IR11-IR12}$ et $\Delta T_{IR11-IR6.7}$ du satellite japonais (GMS) pour l'identification des nuages précipitants.

L'étude menée par [King et al. 1997] a permis d'estimer l'épaisseur optique des nuages et le rayon effectif des particules des nuages en exploitant les données multi spectrales du radiomètre MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) du satellite TERRA.

La méthode développée par [Turk et al. 1998] caractérise la structure microphysique du stratus et du brouillard durant la journée, en utilisant les réflectances du canal NIR et les températures de brillance infrarouge du radiomètre de satellite GOES.

Dans le travail de [Han et al. 1999], les données multi spectrales du radiomètre AVHRR a permis d'analyser les propriétés optiques et microphysiques du nuage de la région polaire.

La technique présentée par [Inoue et Aonashi 2000] exploite les données multi spectrales du TRMM pour identifier les nuages précipitants dans les systèmes frontaux.

Les différentes phases thermodynamiques des nuages peuvent être identifiées par l'utilisation de la différence de température de brillance $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ [Wolters et al. 2008].

La méthode développée par [Thies et al. 2008a] a permis l'identification des nuages précipitants durant la journée à partir des informations sur l'épaisseur optique, le rayon effectif et la phase des nuages extraites des données multi spectrales du radiomètre SEVIRI.

La méthode développée par [Thies et al. 2008b] a permis l'identification des nuages précipitants dans les systèmes stratiformes durant la nuit, en exploitant les données multi spectrales du radiomètre SEVIRI. En effet, cette étude a montré que la différence de température de brillance $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ peut être utilisée pour identifier la phase du nuage et discriminer entre les nuages de "glace" et les nuages de "eau. Aussi, la différence de température de brillance $\Delta T_{IR10.8-IR12}$ peut être utilisée pour faire une distinction plus fiable entre les noyaux convectifs et les nuages cirrus non-précipitant

L'algorithme de [Roebeling et Holleman 2009] estime les précipitations en utilisant les informations sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages obtenues des données multi spectrale du radiomètre SEVIRI.

L'étude menée par [Fiedas et Giannakos 2011] a montré la possibilité de restituer l'information sur l'épaisseur optique des nuages en utilisant la combinaison entre le canal IR 12.0 et IR 10.8 du radiomètre SEVIRI. En effet, la température de brillance du canal IR

10.8 est la plus représentative de la température aux sommets des nuages des systèmes convectifs.

Dans le travail de [Feidas 2011], il a été montré qu'il existe une corrélation élevée entre les valeurs maximales de $\Delta T_{WV6.2-IR10.8}$ et les valeurs minimales de $T_{IR10.8}$ pour les systèmes convectifs.

La méthode développée par [Lazri et al. 2013] utilise un réseau de neurones en exploitant comme données d'entrée les données multi spectrales du radiomètre SEVIRI pour l'identification des nuages précipitants et non précipitants.

L'algorithme présenté par [Hameg et al. 2016] effectue une classification des intensités des précipitations convectives en utilisant les données multi spectrales comme variables d'entrées du classifieur probabiliste basé sur l'application du théorème de Bayes.

La technique proposée par [Sehad et al. 2017] se base sur l'algorithme SVM (Support Vector Machine). Les auteurs combinent les différents canaux pour extraire des informations sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages issues du radiomètre SEVIRI pour estimer les précipitations.

La technique proposée par [Mohia et al. 2017] utilise les données multi spectrales du radiomètre SEVIRI pour déduire les caractéristiques spectrales et texturales des nuages. Ces caractéristiques sont appliqués à un réseau de neurones afin d'effectuer une classification selon l'intensité des précipitations des nuages.

La méthode développée par [Ouallouche et al. 2018] a utilisé les données multi spectrales du radiomètre SEVIRI comme entrées au classifieur forêts aléatoires (Random Forest). Dans ce travail, les auteurs ont réalisé une classification pour séparer les nuages en trois classes, à savoir la classe convective, la classe stratiforme et la classe non-précipitante, et appliqué une régression pour déterminer les taux de précipitations pour chacune des classes.

Dans le travail réalisé par [Lazri et Ameer 2018], trois classifieurs Support Vector Machine (SVM), le réseau de neurones artificiels (ANN) et la forêt aléatoire (RF), ont été combinés pour optimiser la classification des précipitations. Lazri et Ameer (2018) ont tiré profit de chacun des classifieurs en exploitant les données multi spectrales du radiomètre SEVIRI. Cette stratégie a permis d'avoir une meilleure classification.

6.2.Méthodes directes (MO)

Les méthodes directes utilisent les mécanismes physiques comme l'émission, la diffusion et la dépolarisation du rayonnement électromagnétique due à la présence des hydrométéores dans les nuages, ce qui permet de déduire des relations directes entre les observations et les taux de pluie. En fonction de la texture de la surface observée et la longueur d'ondes des microondes employées, l'importance de la manifestation de ces mécanismes est différente. Il existe aussi des méthodes qui combinent les mécanismes d'émission et de diffusion. Dans ce qui suit, nous montrons le concept de base de ces méthodes.

6.2.1. Méthodes basées sur le mécanisme de l'émission

Les méthodes basées sur le mécanisme de l'émission associé aux particules d'eau liquide ne peuvent être utilisées sur la terre à cause de l'hétérogénéité des éléments qui composent la surface terrestre. Caractérisés par des températures de brillances élevées, les surfaces de ces éléments couvrent le signal issu de l'émission par les particules précipitantes. Ces méthodes restent efficaces sur la mer grâce à l'homogénéité des températures de brillance émises. Toutefois, l'hétérogénéité du signal dans la surface du pixel observé induit une forte non-linéarité de la relation entre les taux de pluie et les températures de brillance microondes et les valeurs des mesures approximatives induisent une sous-estimation significative des taux de pluie [Spencer et al. 1989]. Aussi, quelques approches basées sur le mécanisme de l'émission ont été utilisées, mais incapable d'estimer les précipitations de forte intensité [Wilheit et Chang 1980].

6.2.2. Méthodes basées sur le mécanisme de la diffusion

Les méthodes basées sur le mécanisme de diffusion apportent des améliorations aux méthodes basées sur le mécanisme de l'émission en utilisant des formules différentes selon que ça soit une surface terrestre ou marine. La diffusion plus importante des particules précipitantes permet de faire une distinction entre les nuages précipitants et non précipitants. Toutefois, un problème subsiste car les éléments qui composent la surface terrestre diffuse le rayonnement microonde de longueur d'onde proche de celle diffusée par les hydrométéores. Des solutions ont été proposées dans plusieurs méthodes [Kunzi et al. 1976 ; Grody 1991] qui utilisent des canaux microondes spécifiques qui permettent d'enlever l'ambiguïté entre les

diffusions des particules précipitantes et celles des éléments qui constituent la surface observée.

6.2.3. Méthodes basées sur le mécanisme de la dépolarisation

Ces méthodes permettent de résoudre le problème d'ambiguïté qui existe entre les particules précipitantes et les surfaces terrestre inondées [Allison et al. 1974], en utilisant le mécanisme de la dépolarisation [Savage 1976], car les zones inondées sont uniformément polarisés. Une classification supervisée a été appliquée en utilisant la polarisation pour la discrimination entre les nuages précipitants et les surfaces humides [Rogers et al. 1984].

6.3. Méthodes combinées (IR/MO)

Le principe de ces méthodes est d'exploiter le lien direct que les données microondes ont avec les précipitations et l'échantillonnage temporel plus fin des données infrarouges. L'approche mise en avance dans ces méthodes repose sur un étalonnage des données infrarouges par des données microondes [Adler et Negri 1993].

La technique de classification automatique RACC (Rain et Cloud Classification) [Jobard et Desbois 1994] caractérise les différents types de nuages. La coïncidence spatio-temporelle entre les données infrarouges et microondes a été faite au préalable comme étape de prétraitement. Cette technique repose sur le principe que chaque classe de nuages est associée à des taux de pluie qui ont été déterminés à partir des données microondes. La classification d'un pixel à une classe de nuages est effectuée à partir des données infrarouges. L'étude développée par [Berg 1994] calcule les températures moyennes des pixels infrarouges correspondant aux pixels microondes précipitants. Ensuite, une comparaison est faite entre l'histogramme de la distribution de ces pixels et l'histogramme obtenu avec tous les pixels infrarouges correspondant aux observations microondes. Ceci permet de déterminer, à une température de brillance donnée, la probabilité de précipitation d'un pixel.

7. Discussion

L'inter comparaison d'algorithmes d'estimation de précipitations ne permettent toujours pas de montrer "la" meilleure (ou même les meilleures) méthode. Ces résultats sont pour l'instant trop partiels et les méthodes comparées présentent des performances très variables en fonction des conditions dans lesquelles elles sont appliquées. En effet, l'application des méthodes ne peut pas être généralisée car elles peuvent présenter des résultats intéressants pour des régions et des résultats médiocres pour d'autres régions.

Les méthodes IR présentent des meilleurs résultats pour les estimations des précipitations cumulées de type convectif et sont mieux adaptées aux régions subtropicales ou tropicales, mais elles montrent des limites dans le cas des estimations des précipitations issues des systèmes stratiformes.

Les méthodes bi-spectrales combinant IR et VIS donnent de meilleurs résultats pour les régions extratropicales. Toutefois, les données visibles ne sont pas disponibles durant la nuit, ainsi leurs efficacités sont prouvées uniquement durant le jour.

Les méthodes exploitant les données microondes (MO) permettent de déduire des relations directes entre les observations MO et les taux de pluie. En effet, elles ont remédié aux inconvénients des méthodes utilisant le rayonnement infrarouges IR et visibles VIS. Cependant, ces méthodes présentent des insuffisances importantes. En effet, la faible résolution temporelle des observations est un inconvénient pour l'estimation spatio-temporelle des précipitations. La collecte de données par ce type de satellite (défilant) est réalisée en général deux fois sur 24 heures sur le même endroit.

Aussi, les techniques utilisant le mécanisme de diffusion sont incapables de discriminer entre les précipitations et les gouttelettes des nuages non précipitants. Tandis que les techniques basées sur le mécanisme d'émission ne permettent pas d'identifier les pluies chaudes de bas niveau de l'atmosphère.

En revanche, les techniques multi-spectrales exploitant les propriétés optiques et microphysique des nuages extraites à partir des combinaisons de canaux des satellites de nouvelle génération ont montré leur performance dans l'estimation des précipitations issues des nuages stratiformes ou/et convectifs. Ces méthodes peuvent être appliquées pour les régions tropicales ou extratropicales.

Après avoir noté les insuffisances de chacune des méthodes et dans le but de tirer profit des avantages de ces techniques, nous avons élaboré une stratégie permettant de mieux estimer les précipitations. La méthode présentée dans le prochain chapitre exploite donc les données multi-spectrales, fournies par MSG/SEVRI pour extraire les propriétés optiques et microphysiques des nuages et les mesures directes issues du radar. Ces propriétés donnent des informations sur l'extension verticale (CTH), la température du sommet (CTT), la contenance en eau (CWP) et la phase thermodynamique des nuages (CP). Ces paramètres sont déterminants pour la quantification des taux de précipitations aussi bien pour les systèmes convectifs que pour les systèmes stratiformes.

Chapitre 4 Estimation des précipitations par la méthode $WkNN$

1. Préambule

Plusieurs approches ont été développées pour la détection et l'estimation des précipitations, utilisant les informations issues des satellites météorologiques géostationnaires [Barret et Martin 1981; Adler et Negri 1988; Arkin et Ardanuy 1989; Marrocu 1993; Levizzani et al. 2001; Levizzani 2003; Thies et al. 2008a, 2008b, 2008c; Feidas et Giannakos 2011, 2012 ; Lazri et al. 2013; Ouallouche et al. 2014, 2018; Lazri et Ameer 2018]. Les techniques exploitant les mesures des canaux infrarouges sont adaptées aux systèmes convectifs mais elles ont montré leurs limites dans la discrimination des nuages précipitants et non précipitants pour les systèmes stratiformes [Amorati et al. 2000; Ebert et al 2007 ; Fruh et al 2007]. La mise en orbite du satellite Météosat de la deuxième génération avec des résolutions temporelle et spectrale importantes a permis de mieux caractériser les nuages. Des techniques utilisant les paramètres optiques et microphysiques des nuages apportées par cette nouvelles générations sont développées, améliorant ainsi la détection et l'estimation des précipitations des systèmes stratiformes [Ba et Gruber 2001; Nauss et Kokhanovsky 2006 ; Roebeling et Holleman 2009; Thies et al. 2008a, 2008b, 2008c]. Ces méthodes sont aussi adaptées aux régions à moyennes latitudes où les précipitations stratiformes sont fréquentes.

Pour mieux estimer les précipitations dans la région Nord de l'Algérie dont le climat est méditerranéen, influencé à la fois par le climat tropicales et le climat à moyennes latitudes, nous avons exploité les informations sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages issues des données MSG.

Nous avons donc appliqué la méthode $WkNN$ pour l'estimation des précipitations. La méthode $WkNN$ est une extension directe de la méthode kNN [Macleod et al 1987 ; Zuo et al 2008]. Cette méthode de classification permet d'éliminer les classifications aberrantes conduisant ainsi à des meilleurs résultats par rapport aux méthodes de classification telles que la méthode ANN, la méthode RF, la méthode SVM ...etc.

Dans ce chapitre, nous montrons le potentiel du classifieur $WkNN$ pour l'estimation des précipitations en utilisant les couples de données satellite/radar. Les résultats de classification et d'estimation ainsi que leur interprétation seront aussi donnés dans ce chapitre. Nous

donnons aussi les résultats d'inter-comparaison obtenus avec quelques techniques de référence.

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

Situé dans la région Méditerranéenne et chevauchant la région subtropicale, le territoire algérien couvre une superficie de près de 2,4 millions de km². Sa situation géographique lui confère un climat influencé par le froid et l'humidité apportés par les cyclones frontaux polaires, et de l'air chaud et sec insufflés par le climat subtropical [Trigo et al. 2006 ; Alpert et al. 2006]. De plus, sa situation au sud de la Mer de la Méditerranée et de sa structure orographique particulière sont à l'origine d'une pluviométrie très variable causée à la fois par des précipitations convectives et stratiformes.

2.1. Région d'étude

Le choix de la région d'étude correspond au champ d'observation du radar de Sétif comme le montre la **Figure 21**, qui s'étend sur une bande de 800*500 km² de latitude de 34°N à 38°N et de longitude de 2°W à 9°E. L'Algérie est située au Nord de l'Afrique bordée au Nord par la Méditerranée, à l'Est par la Tunisie et la Libye, au Sud par le Niger et le Mali, au Sud-Ouest par la Mauritanie et le Sahara Occidental et par le Maroc à l'Ouest.

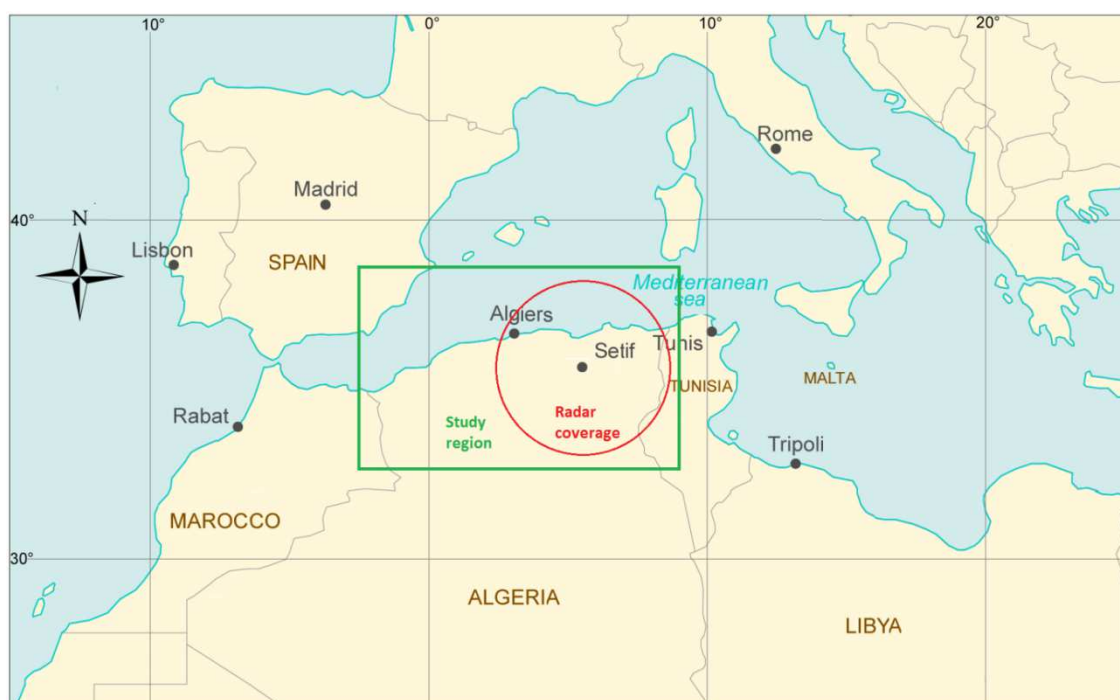


Figure 21 Région d'étude et la couverture de radar de Sétif.

La saison des pluies s'étend du mois d'Octobre au mois de Mars, avec de fortes précipitations pendant les mois de Novembre et Décembre. Le climat au Nord est méditerranéen. La moyenne annuelle des précipitations est de 600 mm. Le minimum est enregistré au Sud de la région d'étude qui est 50 mm. Le maximum est enregistré au Massif montagneux du Djurdjura situé en Kabylie et au massif Edough un peu plus à l'Est qui dépasse les 1500 mm.

2.2. Données utilisées

Cette étude exploite les couples de données issues des canaux spectraux du SEVIRI et des mesures radar météorologique de Sétif. Les données radar sont utilisées pour l'étalonnage et la validation de la méthode. Le radar fournit des mesures directes et instantanées des intensités de précipitations d'où le choix de ce type de données.

L'ensemble de données de novembre 2006 à mars 2007 est utilisé pour l'apprentissage de la technique développée. Il comprend 1851 scènes de précipitations de jour et de nuit. L'ensemble de données de novembre 2009 à mars 2010 est utilisé pour l'évaluation et la validation de la technique proposée. Il comprend 1458 scènes de précipitations de jour et nuit collectées durant la période indiquée.

Pour exploiter adéquatement les canaux spectraux du SEVIRI, la base de données utilisée ici est divisée en données de jour et en données de nuit. Ceci permettra d'extraire des informations sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages durant le jour en utilisant les canaux diurnes et durant la nuit en utilisant les canaux nocturnes. Les données de jour sont obtenues avec un angle zénithal solaire inférieur à 70° . Tandis que les données collectées avec un angle zénithal solaires supérieur à 70° sont considérées comme des données de nuit.

2.2.1. Données radar

Les données radar proviennent du réseau radar du l'Office National de Météorologie (ONM) de bande C qui en compte 7 radars. Toutefois, le radar de Sétif est le seul radar fonctionnel. Ce radar est situé à $36^\circ 11' N$, $5^\circ 25' E$ et à une altitude de 1700 m. Il s'agit d'un radar AWSR 81C en bande C, et sa fréquence de fonctionnement est de 5,6 GHz. Le déplacement en azimut est compris entre 0° et 360° en continu et le mouvement en inclinaison est de -1° à 90° . Sa polarisation est linéaire et horizontale.

L'acquisition d'images radar se fait à une résolution temporelle de 15 min et à une résolution spatiale de 1 km. La taille de l'image est de 512×512 pixels enregistrée dans l'indicateur de position de plan (PPI). Le pixel est codé sur quatre bits. Cela correspond à 16 classes représentant différentes intensités de réflectivité [04, 12, 18, 22, 26, 30, 34, 38, 42, 46, 50, 54, 58, 62, 66, 70 (dBZ)]. Le paramètre physique du radar est la réflectivité, notée Z et exprimée en (mm^6m^{-3}) et peut être donnée en dBZ.

Le radar météorologique a été calibré en utilisant un réseau de pluviomètres dense répartis sur la zone d'étude. Ce travail est réalisé dans le cadre d'une collaboration entre l'Office National de Météorologie (ONM) d'Alger et le Laboratoire d'Analyse et de Modélisation des phénomènes Aléatoires (LAMPA) de Tizi-ouzou [Lazri et al. 2013a]. La relation entre l'intensité de précipitation $R(mm/h)$ et le facteur de réflectivité de radar $Z(dbZ)$ est donnée au **Tableau 5**.

Tableau 5 : Relation entre l'intensité de précipitation et le facteur de réflectivité de radar.

Type	Relation	Coefficient de corrélation
Précipitations stratiformes $R \leq 38 \text{ dBZ}$	$Z = 248.28 * R^{1.58}$	0.79
Précipitations convectives $R \geq 42 \text{ dBZ}$	$Z = 412.35 * R^{1.49}$	0.84

Avec

$$Z(dbZ) = 10 \log(Z) \quad (24)$$

Un contrôle de qualité de ces données est effectué avant d'être intégrées dans la base de données au niveau de la station d'acquisition et de numérisation et de prétraitement. Notons qu'ici les pixels traités sont situés à proximité du centre radar afin d'éviter les erreurs dues à l'atténuation du signal pour les pixels trop éloignés.

2.2.2. Données satellite

Ces données sont fournies par l'instrument SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager), c'est un radiomètre-Imageur embarqué à bord du satellite MSG (Meteosat Second Generation). Le radiomètre SEVIRI observe la scène dans 12 canaux spectraux qui mesurent les radiations réfléchies de longueurs d'ondes entre 3.8 et 14 μm couvrant le spectre

du visible, infrarouge et proche de l'infrarouge. La résolution temporelle est de 15 minutes et la résolution spatiale est de $3 \times 3 \text{ km}^2$ au point en dessous du satellite (sub-satellite) dans tous les canaux à l'exception du canal HRV qui a une résolution de $1 \times 1 \text{ km}^2$. Dans la région d'étude, la résolution spatiale est réduite à $4 \times 5 \text{ km}^2$ due à sa position géographique et à la forme sphérique de la Terre.

Pour notre étude, les données satellite sélectionnées sont issues des canaux spectraux suivants : *VIS0.6*, *NIR1.6*, *IR3.9*, *WV6.2*, *WV7.3*, *IR8.7*, *IR10.8* et *IR12.0*. la combinaison de ses caractéristiques spectrales permet de fournir des informations sur les propriétés microphysiques et optiques des nuages qui sont déterminantes pour la quantification des intensités de précipitations.

Dans le cadre de ce travail, nous avons sélectionné un ensemble de combinaisons obtenues à partir des différents canaux spectraux. La technique d'estimation des précipitations développée exploite les propriétés optiques et microphysiques des nuages issues des données multi-spectrales de SEVIRI pour classer les intensités de précipitations.

En combinant donc les différents canaux d'observation du SEVIRI, neuf paramètres multi-spectraux sont utilisés. Comme indiqué précédemment, ces paramètres permettent de fournir des informations implicites sur les propriétés optiques et microphysiques des nuages. Ces propriétés sont décrites comme suit :

- **Cloud Top Tempeture (CTT)** : la température d'un nuage, notamment pour les systèmes convectifs, est directement reliée aux intensités de précipitations. Un nuage dont le sommet plus froid est susceptible de générer plus de précipitations.
- **Cloud Top High (CTH)** : la hauteur d'un nuage est un indicateur important de présence de précipitations. En effet, un nuage à développement vertical important génère d'importantes précipitations.
- **Cloud Water Path (CWP)** : ce paramètre dépend à la fois de la taille des gouttelettes d'eau ou/et de glace composant le nuage et l'épaisseur optique des nuages. En effet, un nuage d'épaisseur optique importante avec de grosses gouttelettes donne plus de précipitations.
- **Cloud Phase (CP)** : la connaissance de la phase d'un nuage est déterminante dans l'évaluation des intensités de précipitations. Un nuage contenant de gouttelettes de glace au sommet est censé générer des précipitations importantes.

Les paramètres utilisés pour extraire des informations sur ces propriétés sont :

- Le paramètre $T_{IR10.8}$ est utilisé pour extraire des informations sur la température de brillance des sommets des nuages (CTT) et sur le développement vertical des nuages (CTH). La température de brillance dans ce canal dépend de niveau de développement vertical des nuages (CTH) [e.g. Thies et al. 2008; Lazri et al. 2014].
- Le paramètre $\Delta T_{WV7.3-IR12.0}$ permet de donner des informations sur CTT et CTH. Son utilisation est importante pour séparer les nuages convectifs des cirrus non précipitants.
- Le paramètre $\Delta T_{WV6.2-IR10.8}$ comme le $\Delta T_{WV7.3-IR12.0}$ est utilisé pour éliminer les cirrus non précipitants et pour renforcer les informations sur la présence des systèmes convectifs. C'est un paramètre utilisé jour et nuit.
- Le paramètre $\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$ est un paramètre permettant de fournir des informations sur la phase des nuages (CP). En effet, l'absorption de la glace et de l'eau dans le canal $IR10.8$ est différente de celle du canal $IR12.1$ [Baum and Platnick 2006]. Dans le cas de particule d'eau, l'absorption est plus grande dans le canal $IR12.1$ que dans le canal $IR10.8$. Les deux canaux présentent des similarités opposées dans le cas des particules de glace.
- Le paramètre $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ comme pour le $\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$ est utilisé pour la distinction entre les nuages de glace et les nuages d'eau. Il permet donc de donner des informations sur la phase des nuages (CP) [Strabala et al. 1994; Thies et al. 2008]. Le $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ montre des valeurs positives dans le cas des particules de glace. Dans le cas des particules d'eau, le $\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$ a tendance à avoir des valeurs négatives [Baum and Platnick 2006].
- Le paramètre $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ donne des informations sur le rayon effectif des particules et l'épaisseur optique des nuages [Lazri et al. 2013a; 2013b; Thies et al. 2008a]. Dans le canal $IR3.9$, la diffusion est importante pour les particules plus petites, ce qui réduit l'émissivité des nuages. Alors que les grosses particules ont une émission plus élevée. Le $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ atteint les valeurs les plus élevées en présence de nuages optiquement minces constitués de petites ou de grosses particules. Des valeurs de $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ moyennes à élevées sont obtenues pour les grosses particules avec une épaisseur optique élevée. Ces valeurs $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ sont plus faibles pour les nuages optiquement minces. On obtient de petits $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ avec de petites particules pour des nuages épais.

- Le paramètre $\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$ comme pour le $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ permet de fournir des informations sur le rayon effectif des particules et l'épaisseur optique des nuages [Schmetz et al. 2002].

La combinaison de $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ et de $\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$ caractérise la contenance d'eau des nuages (CWP) (cf. **Figure 22**). Le CWP est fonction de l'épaisseur optique et du rayon effectif des particules. Par conséquent, les zones nuageuses avec une grande valeur de CWP correspondent aux intensités de précipitations plus importantes. Les zones nuageuses avec une faible valeur de CWP se traduisent par des intensités de précipitations faibles. Ces deux paramètres, à savoir le $\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$ et le $\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$ sont utilisés durant la nuit.

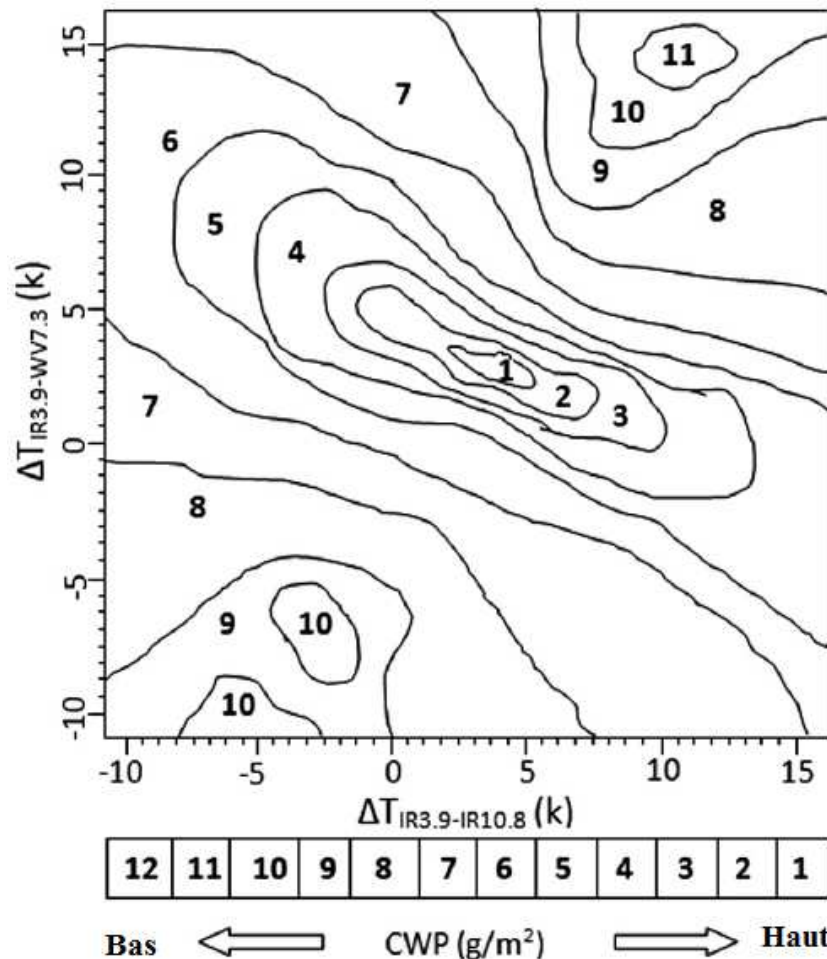


Figure 22 Contenance en eau du nuage (CWP) en fonction de $T_{IR3.9-IR10.8}$ et $\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$ [Lazri et al 2013a].

- Les canaux $VIS0.6$ et $NIR1.6$ sont utilisés pour avoir des informations sur l'épaisseur optique des nuages et le rayon effectif de gouttelettes du nuage respectivement [Lazri et al. 2014a, Thies et al. 2008]. Des valeurs de réflectance $R_{VIS0.6}$ élevées indiquent une épaisseur optique élevée du nuage et des valeurs de réflectance $NIR1.6$ faibles correspondent à de grosses particules dans le nuage. Rappelons que ces deux canaux sont disponibles durant le jour.

La combinaison des deux canaux ($R_{VIS0.6}$ et de $R_{NIR1.6}$) caractérise la contenance d'eau des nuages (CWP)(cf. Figure 23).

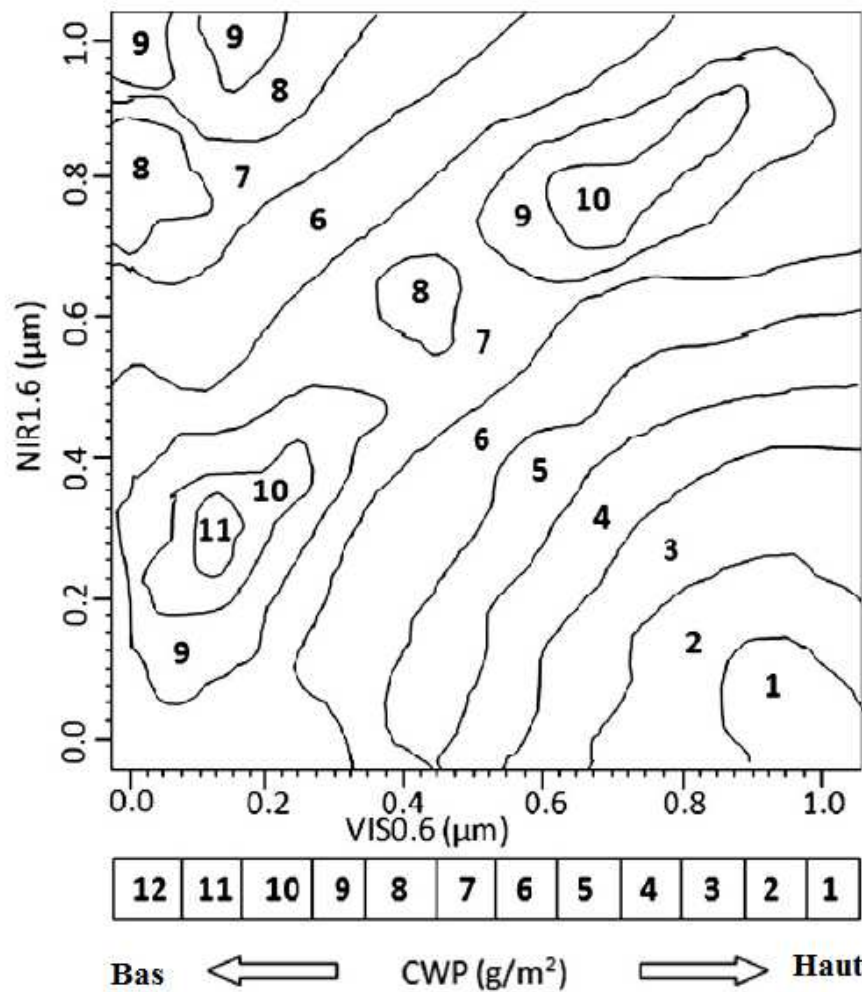


Figure 23 Contenance en eau du nuage (CWP) en fonction de $VIS0.6$ et $NIR1.6$ [Lazri et al 2013a].

Le

Tableau 6 illustre les paramètres multi-spectraux utilisés dans ce travail.

Tableau 6 : Paramètres multi-spectraux utilisés

	Paramètres spectraux	Définition	Propriétés observées
Jour et nuit	$T_{IR10.8}$	Température de brillance du canal $IR10.8$	CTT, CTH
	$\Delta T_{WV7.3-IR12.0}$	Différence de température de brillance $WV7.3$ et $IR12.0$	CTT, CTH
	$\Delta T_{WV6.2-IR10.8}$	Différence de température de brillance $WV6.2$ et $IR10.8$	CTT, CTH
	$\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$	Différence de température de brillance $IR10.8$ et $IR12.0$	CP
	$\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$	Différence de température de brillance $IR8.7$ et $IR10.8$	CP
Nuit	$\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$	Différence de température de brillance $IR3.9$ et $IR10.8$	CWP
	$\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$	Différence de température de brillance $IR3.9$ et $WV7.3$	CWP
Jour	$R_{NIR1.6}$	Réflectance du canal $NIR1.6$	CWP
	$R_{VIS0.6}$	Réflectance du canal $VIS0.6$	CWP

2.2.3. Correspondances spatio-temporelles entre radar et satellite

Pour la comparaison spatiale entre les données radar et satellite, la résolution spatiale originale des données radar (1 x 1 km²) a été re-projetée et ré-échantillonnée pour être ramenée à la résolution spatiale 4x5 km² ce qui correspond à la résolution des données SEVIRI dans la zone d'étude (le Nord de l'Algérie). En raison de la faible zone de chevauchement observée par les deux capteurs, la résolution spatiale est considérée constante et fixée à 4x5 km².

Toutefois, en raison des décalages de parallaxe et des erreurs de co-localisation, la comparaison des deux images peut être entravée. Le décalage de parallaxe se produit car SEVIRI observe la zone d'étude sous un angle oblique. Il peut atteindre jusqu'à 20 km par rapport au radar météorologique, en particulier pour les nuages convectifs [Vicente et al. 2002]. Ainsi, pour trouver la corrélation maximale entre les images radar et les images SEVIRI, un pixel radar a été remplacé par la moyenne des 5*5 pixels de voisinage pour les nuages de haut niveau, et par la moyenne des 3*3 pixels pour les nuages de bas niveau. La radiance dans le canal $IR10.8$ a été utilisée pour déterminer approximativement la hauteur des nuages.

En revanche, la correspondance temporelle n'a pas été ajustée en raison de faible décalage temporel qui est de l'ordre de 3 minutes.

3. Méthodologie

Dans le but de classifier les données du radiomètre-imageur SEVIRI, nous avons opté pour la méthode WkNN qui est une extension de la méthode kNN. Cette méthode est une approche de classification non paramétrique. Elle utilise une fonction non linéaire entre les informations spectrales du satellite MSG et les données du radar météorologique pour l'estimation des précipitations. Les avantages de cette méthode (WkNN) pour la classification peuvent être résumés ainsi :

- L'élimination de classes aberrantes (pas d'influence des échantillons éloignés)
- Le coût du processus d'apprentissage est nul.
- Aucune hypothèse sur les caractéristiques des concepts d'apprentissage.
- Des concepts complexes peuvent être appris par une approximation locale en utilisant des procédures simples

Dans notre application, nous avons sélectionné un ensemble d'échantillons d'apprentissages. Pour chaque nouvel échantillon à classifier, nous avons calculé les distances qui le séparent aux échantillons d'apprentissage. Notons que l'influence des voisins les plus proches sera plus importante que celle des plus éloignés.

En raison de la non disponibilité des données visibles la nuit et la non adéquation du canal IR3.9 durant le jour, deux modèles ont été élaborés. Un modèle pour le jour contenant les paramètres de jours et un modèle pour la nuit contenant les paramètres de nuit (*cf.* Tableau 7).

Des tests de performances seront réalisés pour déterminer les meilleurs paramètres de réglages :

- k : le nombre de voisins les plus proches à prendre en compte
- N : la fonction noyau de pondération.

3.1. Modèle de classification

Le k NN est une méthode d'apprentissage supervisée ; elle présente une simplicité de mise en œuvre et son taux d'erreur ne dépasse pas deux fois le taux d'erreur Bayésien [Duda et Hart 1973 ; Dudani 1976]. Elle est très utilisée aussi bien dans la classification que dans la régression. Le but est de trouver l'appartenance d'un nouvel échantillon à une classe à partir de l'ensemble des échantillons d'apprentissages. Le critère de proximité est choisi pour définir la similitude d'une classe parmi les classes existantes, en calculant les distances qui séparent le nouvel échantillon observé avec les k plus proches voisins parmi l'ensemble des échantillons d'apprentissages. La classe ayant récolté la majorité des votes à poids égal se verra être attribuée au nouvel échantillon [Mitchell 1997].

Pour améliorer les performances de la méthode k NN, une extension de celle-ci a été proposée pour laquelle des fonctions de pondération ont été conçues [Macleod et al. 1987; Zuo et al. 2008]. Il s'agit de la méthode WkNN qui permet d'attribuer des poids plus forts pour les échantillons proches et plus faibles pour ceux qui sont éloignés.

3.1.1. Méthode k NN (k -Nearest-Neighbours)

Dans cette section, nous donnons une brève description de l'algorithme k NN qui est l'une des approches de classification non paramétrique les plus utilisées [Cover et Hart 1967]. La base statistique de la méthode est donnée par la règle de classification k NN suivante :

Règle de classification par k NN

Elle consiste à classer un échantillon observé X dans la classe la plus similaire aux échantillons d'apprentissages définis dans l'ensemble

$$S = \{(X_1, Y_1), \dots, (X_i, Y_i), \dots, (X_n, Y_n)\} \quad (25)$$

Pour estimer la classe d'appartenance de l'échantillon observé X en utilisant les informations contenues dans l'ensemble des échantillons d'apprentissages.

Avec $X_i = [X_{i1}, \dots, X_{ij}, \dots, X_{iq}]^T$ et $Y_i = [Y_{i1}, \dots, Y_{ij}, \dots, Y_{il}]^T$.

X_i : Le $i^{ième}$ vecteur des variables d'entrée, ou $i = \{1, \dots, n\}$.

q : Le nombre de variables du vecteur d'entrée.

Y_i : Le vecteur binaire de l'étiquette de la $i^{ième}$ classe.

l : Le nombre de classes.

Plusieurs fonctions sont utilisées pour calculer la distance qui sépare l'échantillon observé des échantillons d'apprentissages (euclidienne, absolue, Minkowski...etc.). En général, la distance euclidienne est fréquemment utilisée et calculée avec la formule suivante

$$d_i(X, X_i) \equiv \sqrt{\sum_{r=1}^q (X_r - X_{ir})^2} \quad (26)$$

X : L'échantillon observé.

X_i : L'échantillon d'apprentissage avec $i = \{1, \dots, n\}$.

n : Le nombre d'échantillons.

L'échantillon ayant la distance minimale parmi toutes les distances d_i ainsi obtenues est le voisin le plus proche, ce qui donne un vote pour la classe correspondante. Le même processus est répété pour trouver les k voisins les plus proches suivants en excluant les échantillons correspondants aux votes précédents (*cf.* **Figure 24**).

Pour minimiser la probabilité d'une décision non-Bayésienne et avoir un vote majoritaire, on applique la relation suivante [Cover 1967].

$$Y_{ij} = \begin{cases} +1 & \text{si } X_i \in j^{ième} \text{ classe} \\ -1 & \text{sinon} \end{cases} \quad (27)$$

Soit $k[Y_r]$ le nombre d'échantillons qui sont étiquetés Y_r issu de l'ensemble des k plus proches voisins. Aussi le nombre k doit être suffisant et petit pour une estimation précise des probabilités à posteriori $P(Y|X)$ de la vraie classe de l'échantillon observé X [Yunlong et FengGao 2010] tel que

$$P(Y|X) = \frac{P(X|Y)P(Y)}{P(X)} \cong \frac{k[Y_r]}{k} \quad (28)$$

Et

$$\sum_{r=1}^l k[Y_r] = k \quad (29)$$

La classe Y d'appartenance de l'échantillon observé est calculée par (cf. l'Equation 30).

$$Y = \max_r(k[Y_r]) \quad (30)$$

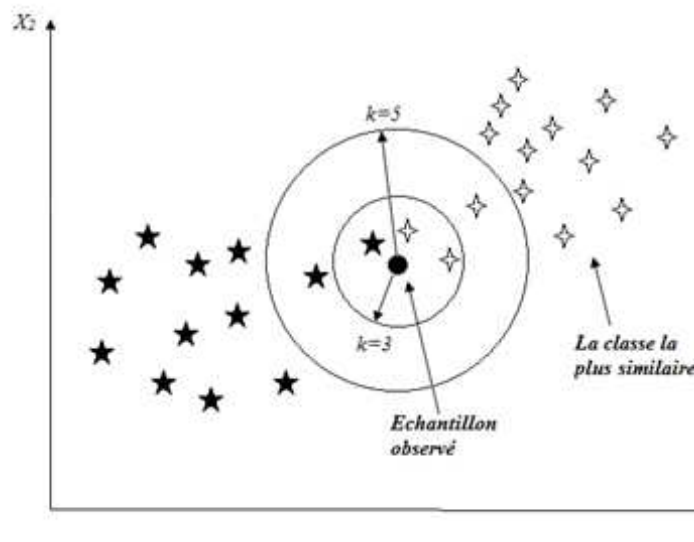


Figure 24 Exemple d'une classification k NN à deux classes.

3.1.2. Algorithme WkNN (Weighted k Nearest Neighbours)

Des estimations de probabilités peuvent conduire à une meilleure performance du classifieur k NN si nous avons un nombre infini d'échantillons d'apprentissages, qui est en pratique irréalisable. De plus, cette même condition transforme notre classifieur k NN en un classifieur Bayésien. Pour améliorer les performances du classifieur k NN en réduisant son taux d'erreur, la définition de la proximité entre les échantillons pour la prédiction de la classe d'appartenance d'un nouvel échantillon n'est pas suffisante à cause de l'influence égale des échantillons de l'ensemble des voisins. A cet effet, la méthode WkNN a été proposée pour laquelle plusieurs fonctions de pondération ont été conçues. Ces fonctions permettent

d'attribuer un poids important aux voisins proches et un poids faible pour les plus éloignés [Macleod et al. 1987].

Règle de classification par WkNN

La méthode WkNN est une extension simple et directe de la méthode kNN attribuant un poids aux échantillons de l'ensemble des k plus proches voisins selon la distance qui le sépare avec l'échantillon observé.

Dans cette section, nous allons exposer le fonctionnement de la méthode WkNN.

Soit S_k l'ensemble de k voisins les plus proches constitué à partir de la distance métrique d'un échantillon observé X avec les échantillons d'apprentissage et sont ordonnés d'une manière croissante $d_1, \dots, d_k$.

$$S_k = \{(X_1, Y_1), \dots, (X_i, Y_i), \dots, (X_k, Y_k)\}. \quad (31)$$

On comptabilise le nombre d'échantillons de l'ensemble des k voisins plus proches appartenant à chaque classe.

La fonction de décision d'appartenance de l'échantillon observé à une classe est définie comme suit

$$f_j(X) = |\{i | Y_{ij} = +1, i = 1, \dots, k\}|, \quad j = 1, \dots, l. \quad (32)$$

k : Le nombre de voisins les plus proches.

l : Le nombre de classes.

Avec

$$Y_{ij} = \begin{cases} +1 & \text{si } X_i \in j^{\text{ième}} \text{ classe.} \\ -1 & \text{sinon.} \end{cases} \quad (33)$$

Lorsque chaque voisin le plus proche est affecté à un poids non négatif $w_i \geq 0$, la règle WkNN calcule la somme des poids des échantillons appartenant à chaque classe comme fonction de décision.

$$f_j(X) = \sum_{i=1}^k (w_i | Y_{ij} = +1). \quad (34)$$

La stratégie de vote majoritaire est utilisée pour assigner X à l'une des l classes seulement,

$$Y_{ij} = \begin{cases} +1 & \text{si } f_j(x) \geq f_{j'}(x), \\ -1 & \text{sinon.} \end{cases} \quad j' = 1, \dots, l, \quad j' \neq j. \quad (35)$$

Ou $Y_i = [Y_{i1}, \dots, Y_{ij}, \dots, Y_{il}]^T$ est le vecteur binaire des étiquettes de l'échantillon X_i .

Le passage des distances aux poids est obtenu selon la fonction de noyau N [Hechenbichler et Schliep 2004]. Les distances d_i avec un minimum en $d_k = 0$ et les valeurs qui deviennent plus grandes avec la valeur absolue décroissante de d_i . Ainsi, les propriétés suivantes doivent être conservées :

- $N(d_i) \geq 0, \forall d_i \in \mathbb{R}$.
- $N(d_i) = \max$, si $d_i = 0$.
- $N(d_i)$ une décroissance monotone, si $d_i \rightarrow \pm\infty$.

Il existe plusieurs fonctions noyaux, on peut citer

- Rectangulaire $N(d_i) = \frac{1}{2} \cdot I(|d_i| \leq 1)$.
- Triangulaire $N(d_i) = (1 - |d_i|) \cdot I(|d_i| \leq 1)$.
- Bi-poids $N(d_i) = \frac{15}{16} (1 - d_i^2)^2 \cdot I(|d_i| \leq 1)$.
- Tri-poids $N(d_i) = \frac{35}{32} (1 - d_i^2)^3 \cdot I(|d_i| \leq 1)$.
- Cosinus $N(d_i) = \frac{\pi}{4} \cos\left(\frac{\pi}{2} d_i\right) \cdot I(|d_i| \leq 1)$.
- Gaussien $N(d_i) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{d_i^2}{2}\right)$.
- Inverse $N(d_i) = \frac{1}{|d_i|}$.
- Carré inverse $N(d_i) = \frac{1}{d_i^2}$.

$$\text{Avec } I(|d_i| \leq 1) = \begin{cases} 1 & \text{si } |d_i| \leq 1 \\ 0 & \text{si } |d_i| > 1 \end{cases}$$

La représentation graphique de ces fonctions est illustrée à la **Figure 25**.

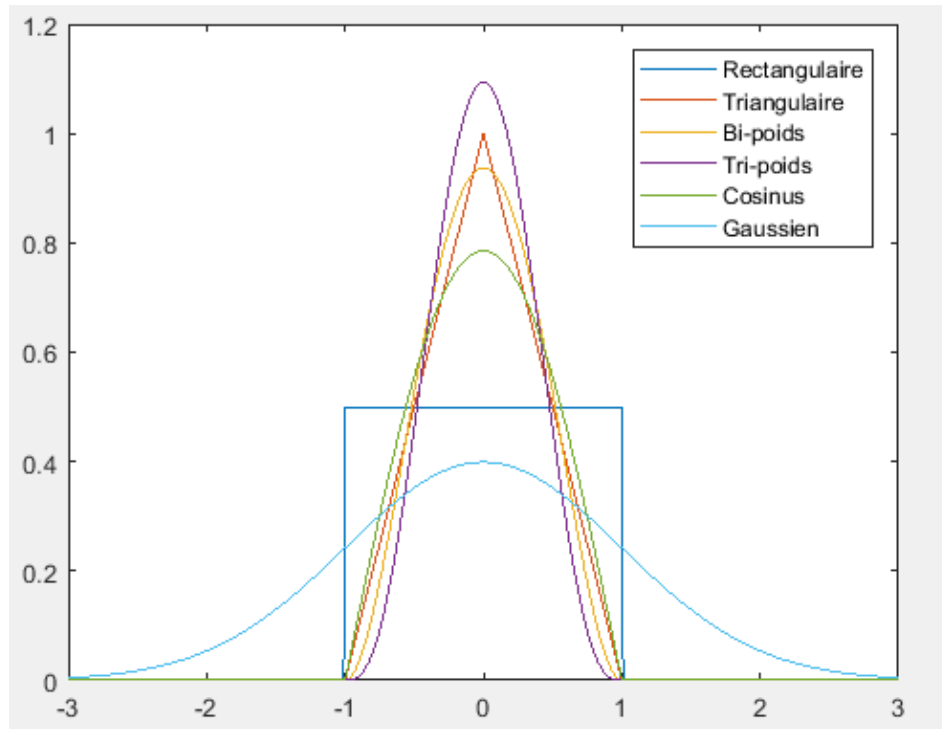


Figure 25 Représentation des poids en fonction des distances standardisées avec les différentes fonctions noyaux de pondération N .

Le but de ces fonctions noyaux est de pondérer les k échantillons d'apprentissages les plus proches en fonction de la distance qui les séparent avec l'échantillon observé, comme le montre la **Figure 25**. On donne un poids plus important pour les échantillons les plus proches. Selon la fonction noyau choisie, la variation est différente et ne révèle pas de différence cruciale dans les résultats à l'exception de la fonction rectangulaire, ce qui ajoute un paramètre à la méthode WkNN [Hechenbichler et Schliep 2004].

Les distances standardisées sont calculées par rapport au $(k + 1)^{\text{ième}}$ plus proche voisin selon la formule suivante :

$$D(X, X_i) = \frac{d(X, X_i)}{d(X, X_{k+1})}, \text{ avec } i = 1, \dots, k. \quad (36)$$

Pour déterminer la classe d'appartenance de notre échantillon observé Y , on utilise l'Equation 37 :

$$Y = \max_r \left(\sum_{i=1}^k K(D(X, X_i)) \cdot I(Y_i = r) \right) \quad (37)$$

3.2. Entrainement et tests

Pour la phase d'entraînement et de tests, nous avons divisé notre ensemble d'échantillons en deux sous ensembles, tels que les deux tiers seront l'ensemble d'apprentissage et un tiers sera l'ensemble de test.

L'entraînement du modèle est effectué en appliquant l'ensemble d'échantillons d'apprentissages composés des vecteurs d'entrées et des classes correspondantes.

Chaque vecteur d'entrée est composé des 7 paramètres spectraux sélectionnés issus de SEVIRI et sont notés ainsi :

$$X_i = [X_{i1}, X_{i2}, X_{i3}, X_{i4}, X_{i5}, X_{i6}, X_{i7}]^T \quad (38)$$

Comme indiqué précédemment, nous aurons 2 vecteurs distincts correspondant aux jours et nuits, respectivement (cf. **Tableau 7**).

Tableau 7 : Paramètres spectraux sélectionnés durant le jour et la nuit.

Caractéristiques spectrales	jour	nuit
X_{i1}	$T_{IR10.8}$	$T_{IR10.8}$
X_{i2}	$\Delta T_{WV6.2-IR10.8}$	$\Delta T_{WV6.2-IR10.8}$
X_{i3}	$\Delta T_{WV7.3-IR12.0}$	$\Delta T_{WV7.3-IR12.0}$
X_{i4}	$\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$	$\Delta T_{IR8.7-IR10.8}$
X_{i5}	$\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$	$\Delta T_{IR10.8-IR12.0}$
X_{i6}	$R_{VIS0.6}$	$\Delta T_{IR3.9-WV7.3}$
X_{i7}	$R_{NIR1.6}$	$\Delta T_{IR3.9-IR10.8}$

La classe correspondante appartient à une des 16 classes qui représentent les intensités de réflectivité des données radar en (dBZ).

$$Y_i = \{04, 12, 18, 22, 26, 30, 34, 38, 42, 46, 50, 54, 58, 62, 66, 70\} \quad (39)$$

Plusieurs tests sont effectués en utilisant les échantillons tests pour régler les paramètres du modèle et optimiser ses performances. Différentes valeurs de k et différentes fonctions noyaux de pondération sont testées et leurs efficacités sont évaluées en calculant le taux d'erreur par l'Equation 40 :

$$OBB_{error} = 1 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 1_{(\hat{Y} \neq Y)} \quad (40)$$

Avec

$\hat{Y}$: La classe prédite.

Y : La classe réelle.

Les résultats de test en fonction de nombre de voisins pris en compte k et la fonction noyau N sont donnés à la **Figure 26**.

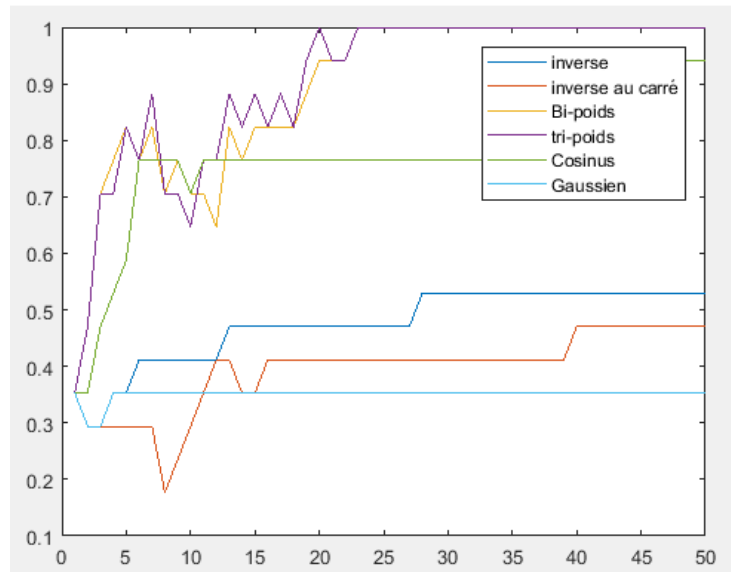


Figure 26 Etude du modèle WkNN en variant les paramètres (fonction noyau pondération N et le nombre de voisins k) utilisés appliqué au même ensemble test.

On constate que la fonction noyau de l'inverse au carré des distances entre le nouvel échantillon et les échantillons d'apprentissage avec un nombre de voisins les plus proches $k=8$ donne un taux d'erreur de prédiction minimale $OBB_{error} = 0.1765$. Dans le cas des autres fonctions et quelles que soient les valeurs de k , le taux d'erreur est plus important que celui que nous avons retenu.

Ainsi, pour la suite de notre application, nous avons opté pour la fonction noyau de l'inverse au carré et un nombre de voisins les plus proches k égale à 8.

3.3. Applications de WkNN

Les sept variables d'entrées de notre classifieur WkNN [Bensafi et al.2018] utilisés sont issues des canaux spectraux du radiomètre-imageur SEVIRI embarqué à bord du satellite MSG.

Le modèle élaboré permettra d'identifier la classe des nouvelles entrées en se reposant sur l'ensemble des échantillons d'apprentissages. La classe ainsi obtenue peut appartenir à l'une des 16 classes de facteur de réflectivité qui sera converti en intensité de précipitation (cf. **Tableau 5**). L'organigramme de notre modèle est donné par la **Figure 27**.

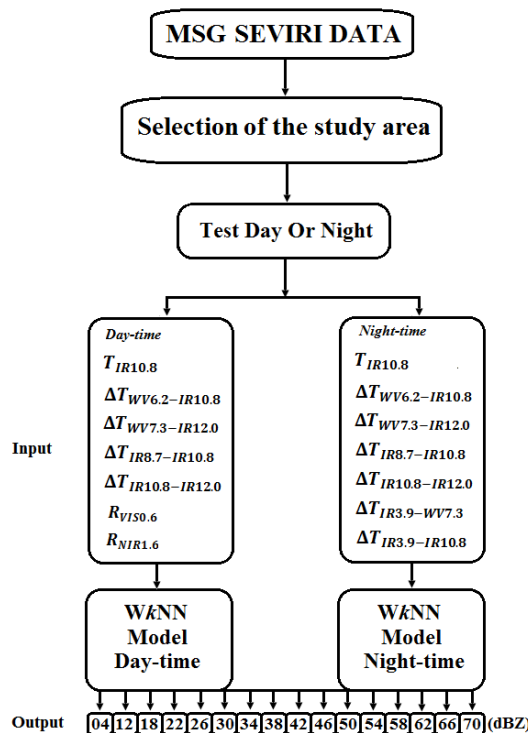


Figure 27 Modèle WkNN

4. Résultats et interprétations

Dans le cadre de ce travail, nous avons réalisé des estimations instantanées des précipitations et nous avons aussi estimé les cumuls de précipitations sur des périodes mensuelles. Les estimations sont effectuées pour la période des pluies qui s'étend de Novembre 2009 à Mars 2010 et comprend 17480 scènes d'observation effectuées par le radar et le satellite à une fréquence de 15 minutes prises simultanément. Les performances de la méthode WkNN sont aussi évaluées en utilisant les correspondances résultats estimations/données radar.

4.1. Résultats des estimations instantanées de précipitations

Dans cette section, nous avons donc estimé les précipitations instantanées. Pour ce faire, nous avons tout d'abord classifié les pixels en utilisant la méthode WkNN, puis nous avons converti le facteur de réflectivité correspondant à la classe en intensité de précipitation pour estimer la quantité instantanée de précipitations du pixel classifié.

Pour évaluer les performances de la méthode WkNN à l'échelle instantanée, nous avons calculé des paramètres d'évaluation (cf. **Equations 41 - 45**) à partir de la table de contingence (cf. **Tableau 8**) en utilisant les correspondances radar/satellite.

Tableau 8 : Table de contingence entre l'estimation satellite et l'observation radar

		Identifié par le modèle WkNN											Total
		04	12	.	.	.	42	.	.	.	66	70	
Observé par le radar	04	a _{1,1}	a _{1,2}	.	.	.	A _{1,9}	.	.	.	a _{1,15}	a _{1,16}	T _{1,J}
	12	a _{2,1}										a _{2,16}	T _{2,J}
	.	.					.					.	.
	.	.					.					.	.
	.	.					.					.	.
	42	a _{9,1}		.	.	.	a _{9,9}	.	.	.		a _{9,16}	T _{9,J}
	.	.					.					.	.
	.	.					.					.	.
	.	.					.					.	.
	66	a _{15,1}										a _{15,16}	T _{15,J}
	70	a _{16,1}	a _{16,2}	.	.	.	A _{16,9}	.	.	.	a _{16,15}	a _{16,16}	T _{16,J}
	Total	T _{1,1}	T _{1,2}	.	.	.	T _{1,9}	.	.	.	T _{1,15}	T _{1,16}	T

- **Le coefficient de corrélation (r).**

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E}_l)(V_i - \bar{V}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E}_l)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V}_i)^2}} \quad (41)$$

- **La différence quadratique moyenne ($RMSE$).**

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i)^2}. \quad (42)$$

- **Le biais ($Bias$).**

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - V_i). \quad (43)$$

- **La différence absolue moyenne (MAE).**

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |E_i - V_i|. \quad (44)$$

- **La différence en pourcentage (PD).**

$$PD = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|E_i - V_i|}{V_i}. \quad (45)$$

E_i : La valeur estimée.

V_i : La valeur des données de validation radar.

$\bar{E}_l$: La valeur moyenne des estimations.

$\bar{V}_i$: La valeur moyenne des données de validation radar.

Nous avons aussi comparé les résultats de notre méthode à ceux obtenus par la technique ANN [Lazri et Ameur 2014a] comme illustrés par la **Figure 28** et les paramètres d'évaluation

correspondants indiqués au **Tableau 9**. Ici, la comparaison est plausible car les deux techniques sont calibrées et appliquées sur la même région et à la même période en utilisant les mêmes jeux de données. Pour une comparaison fiable, le nombre de classes fixé pour les deux techniques est le même.

Dans la **Figure 28 (a), (b) et (c)**, nous montrons les estimations de précipitations instantanées obtenues en utilisant les techniques WkNN et ANN sur une scène de précipitation observée le 3 janvier 2010 à 14h00 UTC en fonction des mesures radar.

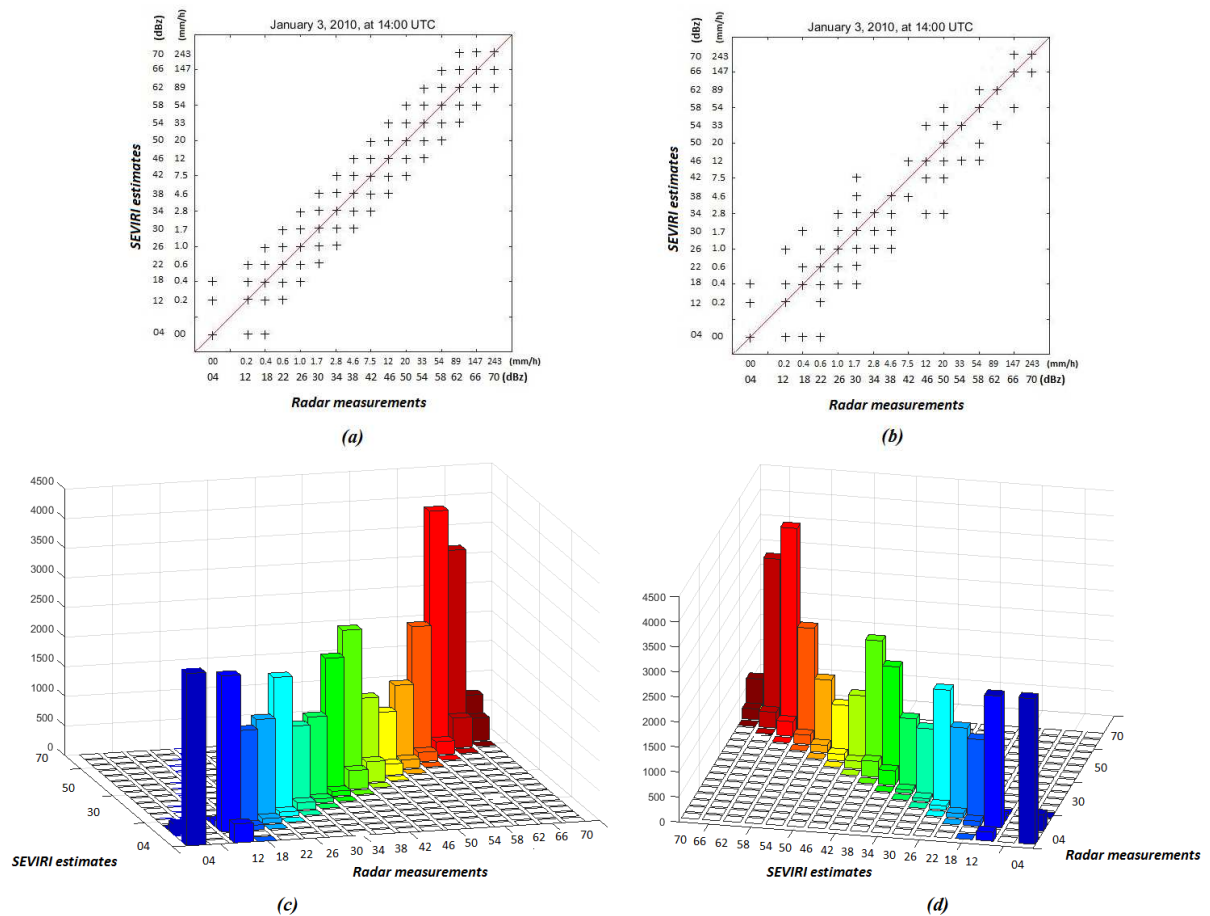


Figure 28 Résultats d'estimation instantanée de précipitations de la scène du 3 janvier 2010 à 14h UTC (a) Estimations instantanées utilisant la technique WkNN, (b) utilisant la technique ANN en fonction des mesures radar, (c) et (d) visualisation de niveau d'erreurs dans le cas de surestimation et de sous-estimation

Nous pouvons constater que pour toutes les classes appartenant aussi bien aux précipitations convectives qu'aux précipitations stratiformes, la sous-estimation et la surestimation des classes sont plus importantes pour la méthode ANN que pour la méthode

WkNN. En effet, contrairement à la méthode ANN où l'erreur d'affectation dépasse deux classes (cf. **Figure 28 (b)**), un décalage de deux classes maximum est noté par rapport aux mesures radar pour la méthode WkNN (cf. **Figure 28 (a)**). Le nombre de pixels mal-classifiés est très faible et quasiment nul après les deuxièmes classes adjacentes (cf. **Figure 28 (c), (d)**) dans le cas de la méthode WkNN. Dans le cas de la méthode ANN, des pixels mal-classifiés affectés à des classes éloignées sont observés. Les erreurs d'estimation sont plus importantes pour les fortes intensités de précipitations.

Tableau 9 : Paramètres d'évaluation de l'estimation instantanée des précipitations

Scène de 03 Janvier 2010 à 14h00 UTC	Paramètres d'évaluation				
	r	RMSE (mm/h)	Biais (mm/h)	MAE (mm/h)	PD
Méthode ANN	0,68	6.3	-0.4	3.6	0.6
Méthode WkNN	0.87	2.29	0.39	1.01	0.35

Comme le montre le tableau, l'application de la technique WkNN aux données SEVIRI pour l'estimation des précipitations instantanées présente les meilleurs résultats par rapport à la technique ANN. Le coefficient de corrélation pour WkNN est de $r = 0,87$ contre $r = 0,68$ pour la technique ANN. Ceci montre le potentiel de cette technique et son degré de corrélation linéaire entre l'estimation et les données de validation. Les erreurs, à savoir le RMSE, le Biais, le MAE et le PD sont inférieures dans le cas de la méthode WkNN par rapport à la méthode ANN.

Les valeurs du biais indiquent une surestimation avec 0.39 mm/h pour WkNN contre -0.4 mm/h pour ANN qui présente une sous-estimation.

En termes de RMSE et MAE, la méthode WkNN montre 2.29 mm/h et 1.01 mm/h contre 6.3 mm/h et 3.6 mm/h pour ANN, respectivement. Le PD indique quant à lui, 0.35 pour la méthode WkNN et 0.6 pour la méthode ANN.

Nous avons aussi présenté les résultats de classifications spatiales de la scène instantanée du 03 janvier 2010 à 14h UTC obtenus par l'application de la technique WkNN et la technique ANN (Figure 29). La **Figure 29 (a)** présente la scène observée dans le canal IR10.8 et donnée en température de brillance. Nous avons aussi montré la scène prétraitée observée par le radar (**Figure 29 (b)**). Les résultats de classifications obtenus par WkNN et par ANN sont illustrés à la **Figure 29 (c)** et à la **Figure 29 (d)** respectivement.

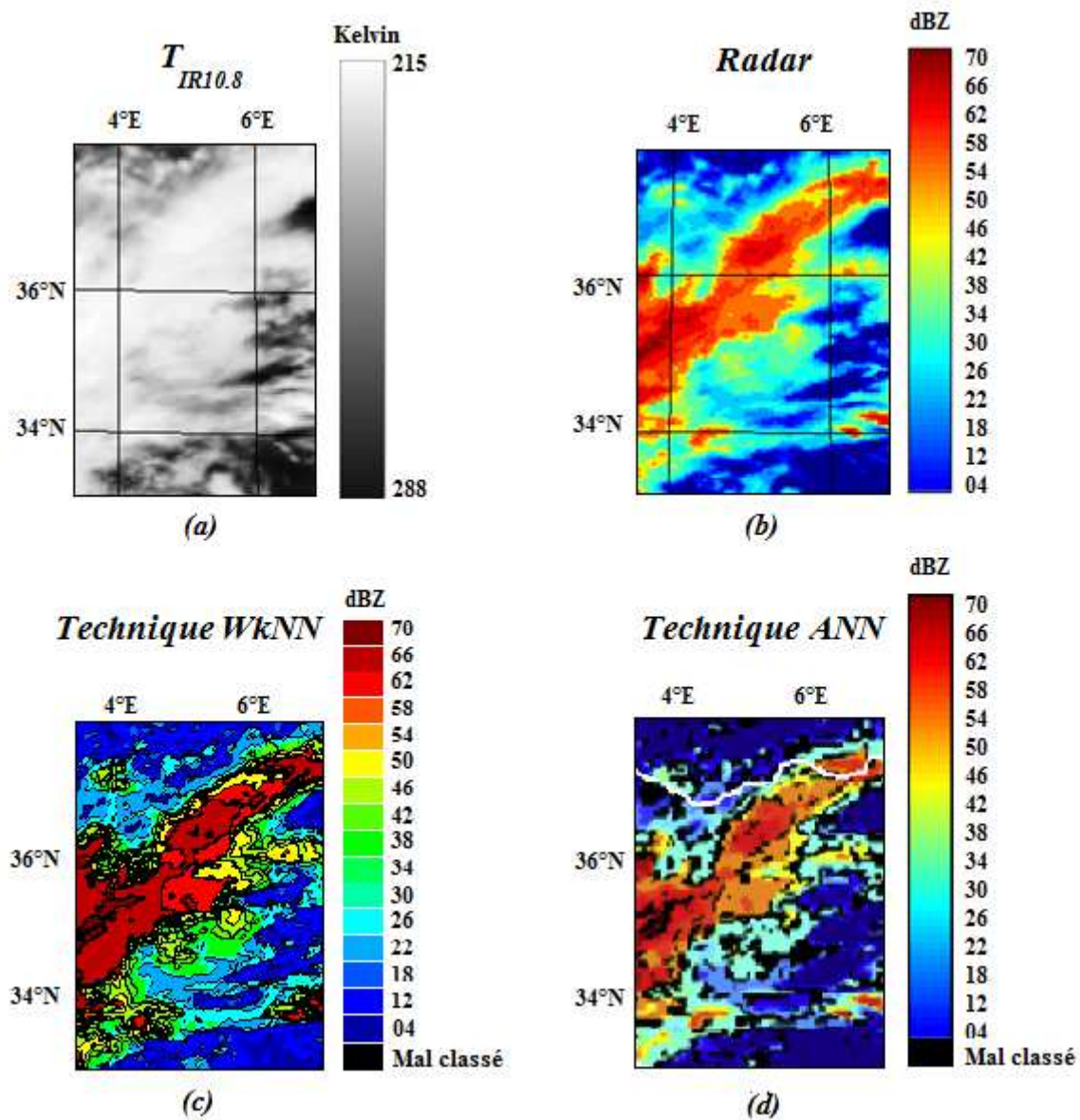


Figure 29 Estimation des précipitations pour la scène du 30 janvier 2010 à 14h00 UTC. (a) image $T_{IR10.8}$, (b) image prétraitée radar, (c) estimation instantanée des précipitations par technique WkNN, (d) estimation instantanée des précipitations par technique ANN.

Dans l'ensemble, à partir de ces résultats de classification et des estimations instantanées, nous avons noté que le nombre de pixels mal-classifiés est plus visibles dans le cas de la méthode ANN. En revanche, nous avons remarqué que la technique ANN opère mieux pour les intensités importantes où le nombre de pixels mal-classifiés est faible par rapport à la méthode WkNN. Pour le cas des intensités faibles à modérées, la méthode WkNN contient moins de pixels mal-classifiés.

Tous ces résultats montrent des performances supérieures pour la méthode WkNN. En effet, une forte corrélation entre les estimations obtenues par l'application de la technique WkNN et les mesures radar est constatée. Les résultats de l'évaluation ont mis en évidence la supériorité de la technique WkNN. Les résultats de classification spatiale montrés à la **Figure 29** confirment cette tendance. Cependant, il a été constaté que la technique est moins performante en traitant uniquement les systèmes convectifs responsables de fortes intensités de précipitations.

4.2. Résultats de l'estimation de cumuls de précipitations

Dans cette section, nous avons calculé le cumul de précipitations sur des périodes mensuelles. Pour ce faire, nous avons utilisé les intensités de précipitations déterminées dans les sections précédentes (cf. **Tableau 5**). Pour chaque classe, nous avons attribué une intensité de précipitations située entre 0 mm/h et 243 mm/h (cf. **Tableau 10**).

Tableau 10 : Intensité des précipitations des classes estimées.

Classe(i)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>dBZ</i>	4	12	18	22	26	30	34	38	42	46	50	54	58	62	66	70
<i>mm/h</i>	0	0.2	0.4	0.6	1	1.7	2.8	4.6	7.5	12	20	33	54	89	147	243

Pour calculer le cumul de précipitations $T(mm)$ sur une période, nous avons utilisé la relation donnée par l'équation suivante :

$$T(mm) = \sum_{i=1}^{16} R_i(mm/h) * OCC_i(h) + C(mm) \quad (46)$$

Où $C(mm)$ est une constante d'ajustement, si $OCC_i(h) = 0$, alors $C(mm) = 0$; Le OCC_i représente le nombre de fois que la classe (i) est apparue pendant une période (mensuelle dans notre cas); ce nombre d'apparition est converti en heures; 4 apparitions de la même classe correspondent à une heure en raison de la résolution temporelle du MSG qui est de 15 min. $R_i(mm/h)$ est l'intensité de pluie pour la classe (i).

Ces estimations ont été effectuées sur le site de l'étude et à des intervalles de temps mensuels (novembre, décembre, janvier, février et mars). Les résultats de ces estimations et les mesures radar correspondantes sont illustrés à la figure 30 et les paramètres d'évaluation obtenus sont montrés au **Tableau 11**.

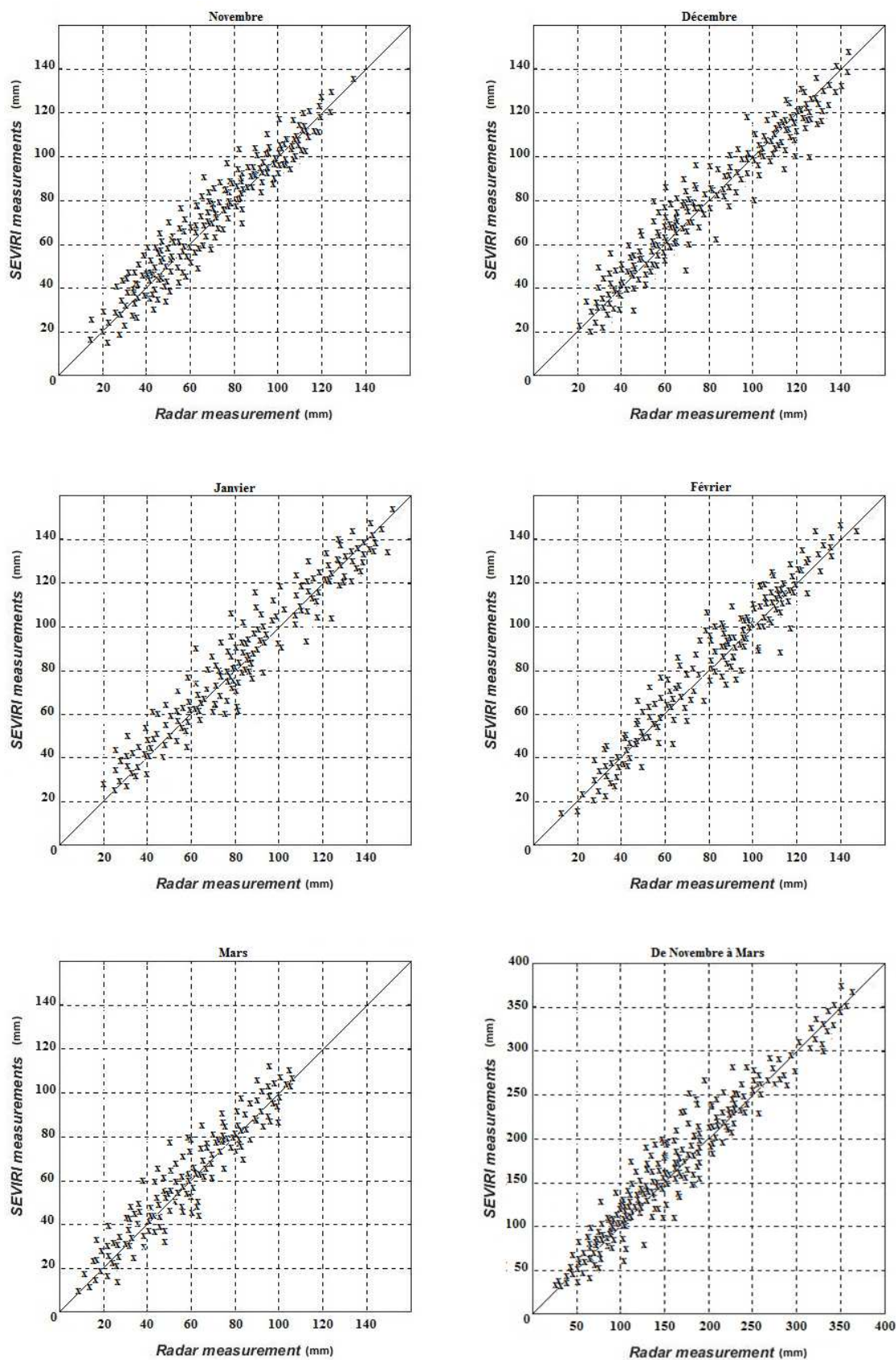


Figure 30 Nuages de points des estimations mensuelles des précipitations par la technique WkNN en fonction des mesures radar pour la saison des pluies 2009/2010 dans le Nord de l'Algérie.

La comparaison a été effectuée entre les cumuls des précipitations mensuelles de novembre 2009 à mars 2010 estimés et les mesures radars. L'analyse de la **Figure 30** montre que les fluctuations sont plus importantes en décembre et en janvier qu'en novembre, février et mars. Ceci est corroboré par les coefficients de corrélation présentés au **Tableau 11**. Les coefficients de corrélation varient entre 0,86 et 0,88. Le mois de Janvier présente le coefficient de corrélation le plus élevé ($r=0.88$), ceci est due à la présence importante de précipitations, notamment celles de type stratiforme. Dans le cas de la période totale, le coefficient de corrélation présente également un niveau significatif ($r=0.87$).

Les estimations satellitaires comparées aux données de référence (radar) ont également été évaluées selon les paramètres de validation tels que le RMSE, le Bias et le MAE (cf. **Tableau 11**). La moyenne des mesures radar et la moyenne des estimations satellites sont aussi présentées dans le **Tableau 11**.

Tableau 11 : Paramètres d'évaluation des cumuls des précipitations estimés par la technique WkNN

	Moyenne Radar (mm)	Moyenne Satellite (mm)	r	RMSE (mm)	Bias (mm)	MAE (mm)	PD %
Novembre	127	112	0.85	15.45	-4.52	12.58	12.58
Décembre	154	159	0.87	12.58	2.85	8.25	9.14
Janvier	158	162	0.88	11.62	2.94	7.29	8.21
Février	133	117	0.87	17.23	-3.74	10.58	11.45
Mars	112	97	0.86	16.58	-4.36	10.98	11.81
Période Totale	684	647	0.87	73.46	-6.83	49.68	9.24

Les valeurs des paramètres d'évaluation (RMSE, Bias, MAE et PD) montrent que les estimations obtenues sont proches aux mesures réelles. Les meilleures estimations sont obtenues pour les mois de Décembre et Janvier par rapport au mois de Novembre, Février et Mars. Les scènes de précipitations observées pendant ces deux mois (Décembre et Janvier) sont dominées par les précipitations stratiformes. Tandis que les précipitations convectives sont plus observées durant les mois de Novembre, Février et Mars. Comme il a été montré dans le cas des estimations instantanées, la technique WkNN montre des performances intéressantes pour les estimations des précipitations stratiformes.

Dans le cas de l'estimation de cumuls pour la période d'étude allant de Novembre à Mars (période totale), les erreurs obtenues présentent les mêmes tendances que celles mensuelles.

Les valeurs de RMSE, Bias, MAE et PD sont respectivement 73.46 mm, -6.83 mm, 49.68 mm, 9.24 %.

Pour les mois de Novembre, février et Mars, le biais indique une sous-estimation, tandis que pour les mois de Décembre, Janvier et Février, le biais indique une surestimation. La tendance est la même pour la période totale avec une légère surestimation.

Le **Tableau 12** montre les paramètres d'évaluation de l'estimation des précipitations obtenus par l'application de la technique WkNN et par l'application de la technique ANN. Selon les résultats de comparaison, la technique WkNN montre des performances supérieures par rapport à la techniques ANN. En effet, les valeurs des paramètres d'évaluation dans le cas de la méthode WkNN sont $r = 0.87$, RMSE = 73.46 mm, Bias = -6.83 mm et MAE = 49.68 mm, contre $r = 0.70$, RMSE = 175.7 mm, Bias = 18.9 mm et MAE = 86.7 mm pour la méthode ANN. Mais les deux techniques présentent des erreurs dans une plage acceptable.

Tableau 12 : Comparaison des résultats entre la technique WkNN et la technique ANN

	Technique WkNN				Technique ANN			
	r	RMSE (mm)	Bias (mm)	MAE (mm)	r	RMSE (mm)	Bias (mm)	MAE (mm)
Novembre	0.85	15.45	-4.52	12.58	0.69	34.7	11.6	19.3
Décembre	0.87	12.58	2.85	8.25	0.71	36.5	-4.5	15.6
Janvier	0.88	11.62	2.94	7.29	0.72	35.1	-6.4	17.3
Fevrier	0.87	17.23	-3.74	10.58	0.71	35.6	13.7	18.3
Mars	0.86	16.58	-4.36	10.98	0.70	33.8	14.5	16.2
Période Totale	0.87	73.46	-6.83	49.68	0.70	175.7	18.9	86.7

Nous avons aussi réalisé une comparaison avec d'autres techniques satellitaires de référence connues dans la littérature. Le but de cette comparaison est de donner une idée sur les performances de la méthode élaborée. Ces méthodes sont appliqués dans des régions différentes et le résultats de comparaison ne peut pas être complètement significatif. Toutefois, il est à noter que les résultats de ces techniques sont acceptés par la communauté scientifique.

Quelques techniques satellitaires d'estimation des précipitations présentées par [Jobard et al. 2011] sont donc considérées ici pour la comparaison avec la technique WkNN. Il s'agit de :

- Trois techniques sont considérées comme des produits régionaux; elles ont été conçues pour des applications sur l'Afrique ou l'Afrique de l'Ouest uniquement: méthode EPSAT-SG (Estimation of Precipitation by SATellites – Second Generation), méthode TAMSAT (Tropical Applications of Meteorology using SATellite) et méthode RFE-2.0 (Rain Fall Estimation).
- Trois techniques ont été sélectionnées comme produits globaux: la méthode GSMaP-MVK (Satellite Mapping of Precipitation), la méthode TRMM-3B42 (Tropical Rainfall Measuring Mission) et la méthode GPCP-1DD (Global Precipitation Climatology Project).
- Quatre techniques en temps quasi-réel ont été sélectionnées: la méthode PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks), la méthode 3B42-RT, la méthode CMORPH (CPC MORPHing) et la méthode GPI (GOES Precipitation Index).

Les techniques de produits régionaux présentent les meilleures performances par rapport aux techniques de produits en temps quasi réel et produits globaux (*cf.* **Tableau 13**).

Tableau 13 : Comparaison des résultats de WkNN avec d'autres techniques

Techniques	BIAS (mm)	RMSE (mm)	r	résolution spatiale
EPSAT-SG	5	17	0.71	0.10°
TAMSAT	3	20	0.63	pixel
RFE-2.0	0	19	0.51	0.10°
GSMaP-MVK	-11	24	0.50	0.10°
GPCP-1DD	7	23	0.60	1.0°
TRMM-3B42	-4	26	0.46	0.25°
PERSIANN	45	63	0.49	0.25°
CMORPH	22	39	0.54	0.07°
3B42-RT	8	37	0.46	0.25°
GPI	16	28	0.58	1.0°
WkNN	-6.83	16	0.87	pixel

En comparant les paramètres d'évaluation obtenus en utilisant les méthodes présentées par [Jobard et al. 2011] à ceux obtenus par la méthode WkNN dans le **Tableau 13**, nous avons constaté que la méthode développée présente les mêmes caractéristiques que les méthodes de type produits régionaux. Le coefficient de corrélation montre des valeurs allant de 0,78 à 0,86, ce qui est comparable à ceux de la technique développée (0,85 à 0,88).

Comparée aux techniques en temps quasi réelles et globales, la méthode développée est de loin meilleure. Les groupes de produits globaux et de produits en temps quasi réel ont des

coefficients de corrélation allant de 0,59 à 0,77 et de 0,62 à 0,76, respectivement. En termes de biais et de RMSE, la WkNN présente des résultats similaires à ceux obtenus dans le cas des méthodes de produits régionaux.

5. Discussion des résultats

L'application de la technique WkNN aux données SEVIRI a permis d'améliorer les résultats de l'estimation des précipitations en éliminant les prédictions aberrantes. En d'autres termes, lors de la classification, la classe prédite est, soit la classe réelle, soit une des deux classes adjacentes à la classe réelle. Cette propriété obtenue dans la classification est intéressante pour l'estimation des précipitations. Elle réduit la surestimation et la sous-estimation des précipitations.

En outre, l'exploitation par la technique WkNN des informations globales sur l'extension verticale (CTH) et la température du sommet du nuage (CTT) en utilisant l'IR d'une part, et sur la contenance en eau/glace du nuage (CWP) en utilisant IR et/ou VIS d'autre part a contribué à mieux estimer les précipitations. En effet, la technique WkNN estime mieux les précipitations stratiformes. Ceci a été vérifié lors de l'estimation des précipitations instantanées et confirmé par les estimations des cumuls de précipitations.

Cette performance remarquable pour les précipitations stratiformes est due aux calculs des distances lors de l'affectation des pixels. En effet, ces distances sont espacées dans le cas des précipitations stratiformes en raison des fluctuations importantes au niveau des paramètres spectraux utilisés. Ceci permet de mieux séparer entre les différentes classes. En revanche, les valeurs de ces paramètres spectraux sont plus concentrées dans le cas des précipitations convectives. Les distances calculées sont rapprochées et se chevauchent ce qui rend la classification parfois incorrecte.

Conclusion

L'objectif principal de ce travail a été de développer une technique d'estimation des précipitations dans le Nord de l'Algérie en utilisant les données issues du satellite MSG. Dans ce contexte, la technique vise à améliorer les estimations des précipitations d'une part, et étendre ces estimations aux zones non couvertes par les radars et/ou les pluviomètres d'autre part. Cette technique est basée sur la méthode des k plus proches voisins pondérés ($WkNN$). L'avantage de $WkNN$ est qu'elle permet de minimiser les erreurs d'estimation en éliminant les estimations aberrantes. De plus, elle exploite les informations sur les propriétés microphysique et optique des nuages extraites des données SEVIRI.

La méthode $WkNN$ est basée sur le principe de la proximité d'un nouvel échantillon par rapport à un ensemble d'échantillons d'apprentissages, en calculant la distance euclidienne qui sépare toutes ses variables caractéristiques de celles de l'ensemble d'apprentissage. Ces variables caractéristiques ont été sélectionnées pour leurs pertinences permettant de mieux appréhender le nuage observé, et l'affecter à une des classes prédéfinies. Pour optimiser les performances de la classification, nous avons sélectionné une fonction de pondération (Inverse au Carré) et un nombre de voisins k égal à 8 déterminé après une étape de tests.

En utilisant cette méthode, des estimations des précipitations instantanées et des cumuls de précipitations sont déterminés. Ces estimations sont comparées aux mesures radar. Les résultats indiquent une bonne corrélation entre les estimations satellite ($WkNN$) et les mesures effectuées par le Radar. Les résultats montrent aussi que des meilleures estimations sont obtenues dans le cas des précipitations stratiformes. Dans ce type de précipitations, les classes sont mieux séparées car les fluctuations des variables caractéristiques sont plus importantes ce qui permet à la méthode de calculer des distances espacées. Ceci conduit à des affectations des classes plus correctes. Contrairement aux précipitations stratiformes, les variables caractéristiques présentent des valeurs rapprochées dans le cas des précipitations convectives. L'intervalle des distances calculées est réduit ce qui rend la classification dans ce cas parfois incorrecte.

Les résultats de la technique $WkNN$ sont aussi comparés aux résultats obtenus en appliquant la méthode ANN. Rappelons que la comparaison est plus plausible car les deux techniques sont calibrées et appliquées sur la même région et à la même période en utilisant les mêmes jeux de données. Le nombre de classes fixé pour les deux techniques est aussi le

même. Les résultats ont montré une nette amélioration pour l'estimation des précipitations en utilisant WkNN. En effet, dans le cas des estimations instantanées, la méthode WkNN montre un coefficient de corrélation $r = 0.87$ contre 0.68 pour la méthode ANN. Cette tendance est confortée avec les valeurs obtenues dans le cas des paramètres d'évaluation $RMSE = 2.29 \text{ mm/h}$, $Bias = 0.39 \text{ mm/h}$, $MAE = 1.01 \text{ mm/h}$. Dans le cas des estimations de cumuls, la méthode WkNN montre toujours de résultats intéressants. En effet, nous avons obtenu un coefficient de corrélation $r = 0.87$ pour la méthode WkNN contre 0.70 pour la méthode ANN. Les paramètres d'évaluation $RMSE$, $Bias$ et MAE indiquent 73.46 mm, -6.83 mm et 49.68 mm, respectivement.

Cependant, dans le cas des estimations des précipitations convectives, la méthode ANN a montré des meilleurs résultats. Le nombre de pixels mal-classifiés pour la méthode ANN est inférieur à celui de la méthode WkNN. En ce qui concerne la prise en compte des deux types de précipitations, la méthode WkNN présente des performances supérieures par rapport à la méthode ANN. La méthode élaborée semble être plus intéressante pour les régions extratropicales où les précipitations advective-stratiformes sont dominantes

Dans ce travail, nous avons aussi réalisé une comparaison entre la méthode WkNN et d'autres méthodes de référence, à savoir la EPSAT-SG, la TAMSAT, la RFE-2.0, la GSMaP-MVK, la GPCP-1DD, la TRMM-3B42, la PERSIANN, la CMORPH, la 3B42-RT et la GPI. Comme nous l'avons mentionné précédemment, ces méthodes sont appliquées sur des régions différentes et le résultat de ces comparaisons est à titre indicatif et informatif. Le but de cette comparaison vise à montrer la fiabilité et la faisabilité de la méthode WkNN dans l'estimation des précipitations. Dans l'ensemble, les comparaisons montrent une performance intéressante pour la méthode WkNN et ses résultats sont situés dans la plage mondialement acceptée. Toutefois, cette performance est valable uniquement dans la région où la méthode est développée. Par conséquent, pour l'appliquer à d'autres régions ou pour l'adapter à des échelles globales, la technique présentée nécessite une réadaptation géo climatique en fournissant un ensemble d'apprentissage local. Pour obtenir une inter comparaison plus fiable, les algorithmes doivent être calibrés et appliqués à la même région avec la même base de données. Les algorithmes peuvent fonctionner mieux pour certaines régions que d'autres, ou inversement. Cela rend difficile la mise au point d'une méthode générale qui peut être appliquée à toutes les régions et à tout moment.

Comme perspectives de ce travail est d'associer la méthode WkNN avec une méthode performante pour la détection et l'estimation des précipitations convectives et former une méthode hybride qui améliorera l'estimation des précipitations mixtes

Par ailleurs, la mise en orbite des satellites géostationnaires de la troisième génération sera très bénéfique pour l'estimation des précipitations. En disposant de plus de canaux, ces satellites fournissent des informations multi-spectrales plus riches que ses prédécesseurs. L'incorporation de ces informations permet de mieux caractériser les nuages et donc de mieux estimer les précipitations.

Annexe

Formation des nuages

En observant le changement du temps au jour le jour certaines questions se posent:

Qu'est-ce qu'un nuage? Qu'est-ce que l'humidité? Comment et pourquoi se forment les nuages? Pourquoi présentent-ils des formes si variées?

1. Qu'est-ce un nuage ?

Chacun sait que la partie visible des nuages est composée de gouttelettes ou de cristaux de glace de faibles dimensions en suspension dans l'air.

Les nuages sont donc constitués de fines particules d'eau assemblées à l'état liquide (nuages de gouttelettes) ou à l'état solide (nuages de cristaux de glace ou de neige) en masses d'épaisseur, d'étendues et de formes variables qui flottent dans l'atmosphère. Leur couleur est due à la diffusion par les particules composant le nuage de tous les rayons visibles incidents provenant du Soleil ou de la Lune et aussi du ciel et du sol.

2. Changements de phase

Mais quels mécanismes sont à l'origine de la formation de ces gouttelettes? Les processus de formation des nuages sont complexes et très variés mais ils amènent toujours à la condensation ou solidification de la vapeur d'eau. Les changements de phase (vapeur d'eau à l'eau liquide, l'eau à la glace, etc.) ont des rôles primordiaux dans la formation des nuages.

La vapeur d'eau est un gaz inodore et incolore qui se mélange librement avec d'autres gaz.

Au contraire de l'oxygène, de l'azote et autres, aux températures rencontrées dans notre atmosphère, la vapeur d'eau peut exister en trois phases (liquide, vapeur, glace) aux températures et pressions caractéristiques de la surface de la Terre. L'air le plus limpide contient toujours de la vapeur d'eau même s'il ne constitue qu'une infime fraction. Son pourcentage varie de 0 à 4 % par volume. Mais son importance pour la météorologie est bien plus important que son pourcentage...

Les changements de phase possibles sont:

vapeur $\longleftrightarrow$ liquide (condensation, évaporation)

liquide $\longleftrightarrow$ solide (solidification, fusion)

vapeur $\longleftrightarrow$ solide (condensation solide, sublimation)

Pendant un changement de phase, il y a absorption ou dégagement de chaleur. Dans la formation des nuages, les mécanismes les plus importants sont la condensation, la solidification et la condensation solide: il s'agit de changements qui vont dans la direction d'une augmentation de l'ordre moléculaire pendant lesquels il y a dégagement de chaleur.

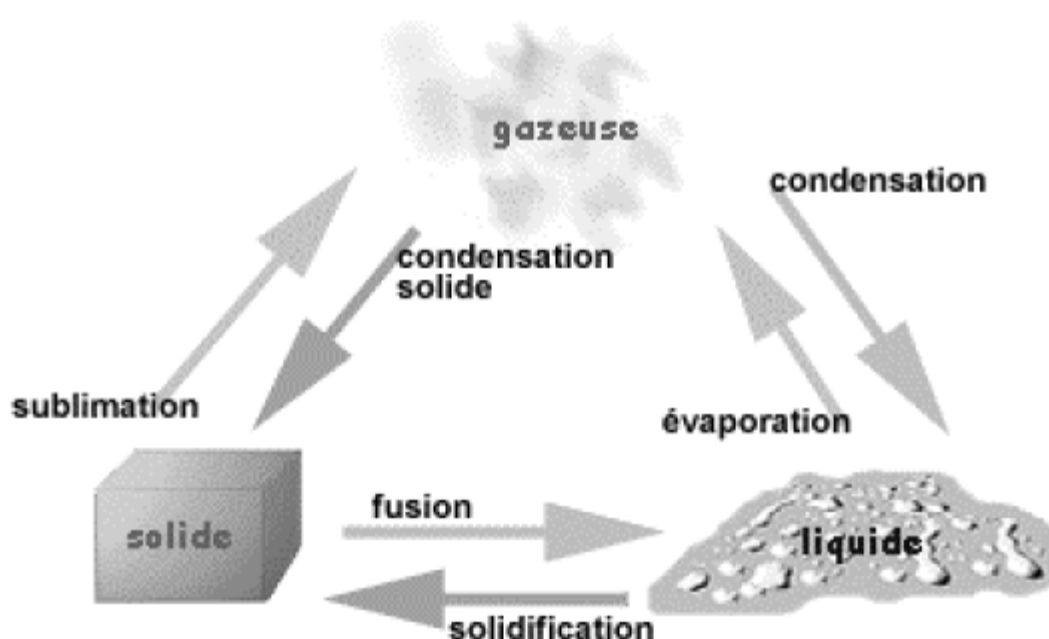


Figure 31 Les changements de phase

L'unité de mesure de la chaleur est le Joule (J); 4,1868 J est la quantité de chaleur nécessaire pour augmenter de 1°C la température de 1 gramme d'eau pure (on définissait autrefois la calorie comme unité de mesure de la chaleur; il fallait une calorie pour augmenter de 1°C la température de 1 gramme d'eau pure). En certaines conditions, un corps peut absorber ou dégager de l'énergie sans changement de sa température. Par exemple, si on fournit de la chaleur à une masse de glace (0 °C), la température reste constante jusqu'à que toute la glace soit fondue. Où va cette chaleur? Dans ce cas, la chaleur est utilisée pour rompre la structure cristalline interne de la glace. Puisque cette chaleur ne provoque pas un changement de température, on l'appelle chaleur latente. Cette énergie sera dégagée si jamais

le liquide se re-solidifie. La chaleur latente joue un rôle très important dans le déroulement de certains phénomènes atmosphériques. rôle très important dans le déroulement de certains phénomènes atmosphériques.

- **Évaporation**

Passage de l'état liquide à l'état gazeux. Il faut 2,5008.106 J pour convertir un kilogramme d'eau liquide en un kilogramme de vapeur d'eau. Cette énergie est utilisée pour augmenter l'énergie cinétique des molécules d'eau qui auront à traverser la barrière d'énergie que constitue la surface du liquide. C'est la chaleur latente d'évaporation. S'il n'y a pas d'apport d'énergie extérieur, ce sont les molécules d'eau les plus énergétiques qui s'échapperont de la surface liquide. Ainsi, l'énergie cinétique moyenne des molécules (la 3-3 température) qui restent diminue. L'évaporation est un processus que provoque le refroidissement de l'environnement.

- **Condensation** : C'est le processus inverse de l'évaporation c'est à dire le passage de l'état gazeux à l'état liquide. Dans ce changement de phase, il y a dégagement de chaleur latente.

- **Fusion** : Changement de l'état solide à l'état liquide. L'énergie nécessaire pour détruire la structure cristalline d'un kilogramme de glace est de 0,3337.106 J.C'est la chaleur latente de fusion.

- **Solidification** : C'est le processus inverse de la fusion c'est à dire le passage de l'état liquide à l'état solide. Dans ce changement de phase, il y a dégagement de chaleur latente.

- **Sublimation** : C'est le terme qui désigne le changement de l'état solide à l'état gazeux sans passer par l'état liquide. Le coefficient de chaleur latente de sublimation est de 2,8345.106 J par kilogramme. A noter que la chaleur latente de sublimation est égale à la chaleur latente d'évaporation plus la chaleur latente de fusion.

- **Condensation solide** : C'est le processus inverse de la sublimation c'est à dire le passage de l'état gazeux à l'état solide. Dans ce changement de phase, il y a dégagement de chaleur latente.

3. Relations quantitatives de définition de l'humidité de l'air L'humidité

C'est le terme utilisé pour décrire la quantité de vapeur d'eau dans l'air. On utilise plusieurs méthodes pour exprimer de façon quantitative cette grandeur. Entre autres: l'humidité absolue,

le rapport de mélange, et l'humidité relative. Mais avant de considérer chacune de ces définitions, il est important de comprendre le concept de saturation.

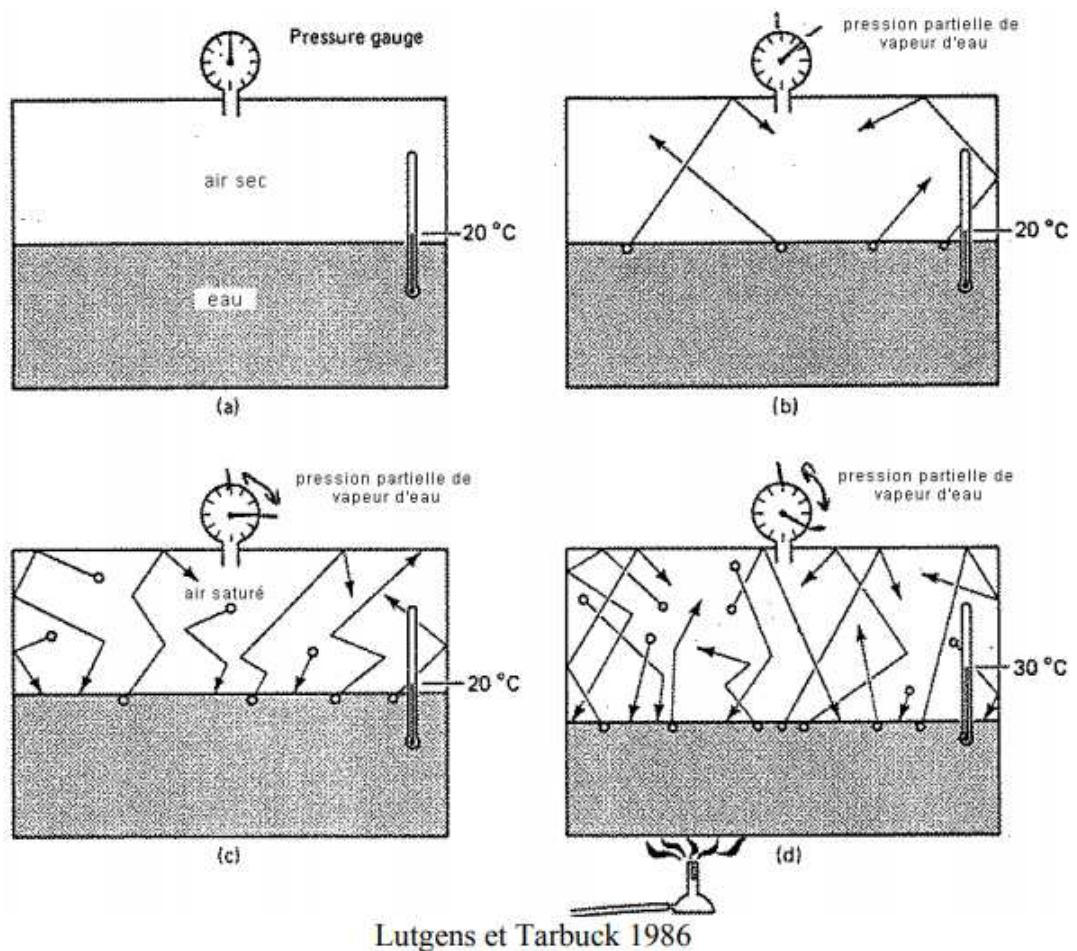


Figure 32 Illustration schématique de la pression de vapeur et de la saturation

Imaginons un contenant fermé rempli à moitié d'eau et à moitié d'air sec (*cf.* **Figure 32**). On sait que la température est la mesure de l'énergie cinétique des molécules. Puisque l'eau a une température supérieure au zéro absolu (supérieure à 0° K, -273° C), les molécules d'eau sont en mouvement permanent. Les plus énergétiques vont réussir à rompre les liens qui les unissent aux autres molécules d'eau et vont s'échapper en forme de vapeur d'eau. C'est l'évaporation.

Au fur et à mesure que l'eau s'évapore on détecte une faible augmentation de pression de l'air au-dessus de la surface d'eau. Cette augmentation est due au mouvement des molécules d'eau qui se sont additionnées à l'air par évaporation. Dans l'atmosphère, cette pression due à la présence de la vapeur d'eau est appelée pression ou tension de vapeur. La tension de vapeur

est définie comme la fraction de la pression atmosphérique totale attribuée à la présence de vapeur d'eau.

Les molécules d'eau qui existent dans l'air ne sont pas au repos. Un certain nombre frappe la surface libre du liquide et réintègre l'eau, c'est à dire passe de l'état gazeux à l'état liquide. Plus il y a de molécules d'eau dans l'air plus il y en aura qui retourneront à l'état liquide. À un moment donné, le nombre de molécules qui passe à l'état de vapeur est égal au nombre de molécules qui passe à l'état liquide. A ce moment, l'air est dit "saturé" ce qui veut dire que le nombre de molécules de vapeur d'eau que l'air contient ne varie plus. Le système est en équilibre. Quand l'air est saturé la pression partielle exercée par la vapeur d'eau est appelée pression (ou tension) de vapeur saturante.

Cependant, si on augmente la température de l'eau du contenant, les molécules ont plus d'énergie et une plus grande quantité d'eau s'évapore avant d'atteindre l'équilibre entre les deux phases. Par conséquent la pression (ou tension) de vapeur saturante dépend de la température et augmente avec celle-ci, ce qui veut tout simplement dire qu'à des températures plus élevées il doit y avoir plus de vapeur d'eau dans l'air pour que celui-ci soit saturé. On peut maintenant mieux apprécier les différences entre les méthodes les plus familières pour mesurer le contenu de vapeur d'eau dans l'air.

- **Humidité spécifique :** Décrit la proportion de vapeur d'eau dans le mélange d'air humide. (normalement grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air).

$$q = \frac{m_v}{(m_v + m_d)}$$

où m_v est la masse de vapeur d'eau et m_d la masse d'air sec dans une unité de volume d'air.

- **Humidité absolue :** C'est la masse de vapeur d'eau par unité de volume d'air, les unités étant grammes par mètre cubique. Correspond à la densité partielle de la vapeur d'eau dans une parcelle d'air de masse $m = m_v + m_d$.

$$(\rho_v)_p = \frac{m_v}{V}$$

Quand l'air se déplace, les variations de température et pression changent son volume. Quand le volume change, son humidité absolue change elle aussi même s'il n'y a aucun apport

ou perte de vapeur d'eau. Par conséquent, il est difficile de connaître l'humidité absolue d'une parcelle d'air pendant son déplacement. Les météorologistes utilisent plutôt le rapport de mélange (voir ci-dessous) pour caractériser l'humidité d'une parcelle d'air en mouvement

- **Rapport de mélange :** C'est la masse de vapeur d'eau contenue dans l'unité de masse d'air sec (grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air).

$$w = \frac{m_v}{m_d}$$

Puisqu'il est mesuré en terme de masse, le rapport de mélange ne dépend ni de la pression ni de la température. La limite de cette méthode est la difficulté de mesurer directement la quantité de vapeur d'eau existante dans une masse d'air. On peut heureusement obtenir le rapport de mélange et l'humidité absolue en utilisant une autre mesure d'humidité, à savoir, l'humidité relative.

Humidité relative : L'humidité relative est par définition le rapport entre la quantité de vapeur d'eau dans une parcelle (le rapport de mélange réel) et la quantité maximale de vapeur d'eau que la parcelle peut contenir (le rapport de mélange à la saturation) qui dépend surtout de la température de l'air et en moindre mesure de la pression.

$$H = 100 \frac{e}{e_s}$$

où e et e_s sont, respectivement, la pression partielle de la vapeur d'eau et la pression partielle de vapeur d'eau saturante. En d'autres mots: l'humidité relative compare la quantité d'eau présente dans l'air et la quantité qu'il faudrait pour saturer ce même air à la même température.

Soit $w_s = \frac{m_{vs}}{m_d}$, m_{vs} la masse de vapeur d'eau dans un volume donné d'air saturé. De plus, $\frac{w}{w_s} = \frac{m_v}{m_{vs}}$ et comme la vapeur obéit à l'équation des gaz parfaits ($e = \rho_v R_v T$) et que $\frac{m_v}{m_{vs}} = \frac{\rho_v}{\rho_{vs}}$, l'humidité relative peut également s'écrire sous la forme suivante:

$$H = 100 \frac{w}{w_s}$$

Cette mesure d'humidité nous indique comment l'air est proche de la saturation. Sa valeur peut changer de deux façons: par apport ou perte de vapeur d'eau (cf. **Figure 33**) ou par changement de la température (cf. **Figure 34**)

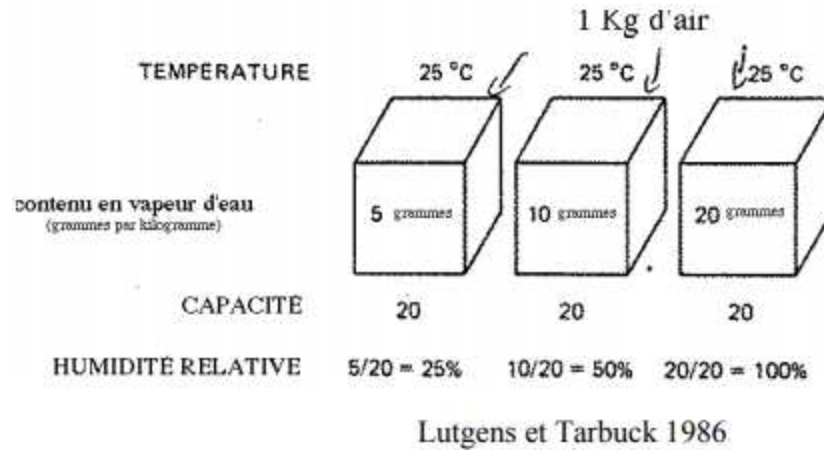


Figure 33 À température constante, l'humidité relative augmentera avec la quantité de vapeur d'eau qui sera ajouté dans l'air. Ici, la capacité reste constante à 20 grammes par kilogramme et l'humidité relative passe de 25 % à 100 % à mesure que la quantité de vapeur d'eau augmente.

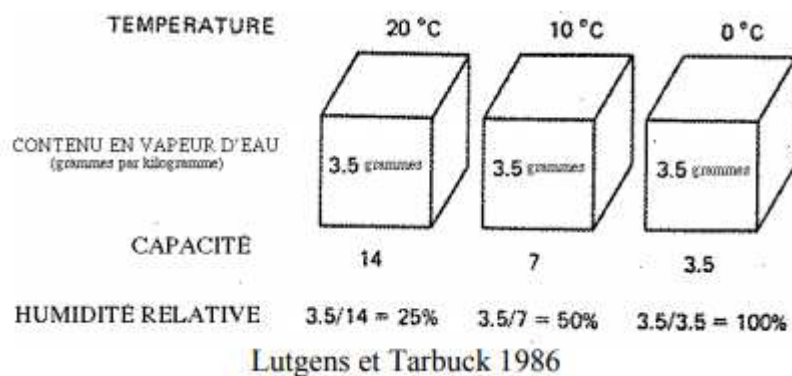


Figure 34 Lorsque la quantité de vapeur d'eau (rapport de mélange) reste constante, l'humidité relative peut être modifiée par l'augmentation ou la diminution de la température de l'air. Dans cet exemple, le rapport de mélange reste à 3.5 grammes par kilogramme. La baisse de température de 20 °C à 0 °C cause une diminution de la capacité de l'air à contenir de la vapeur d'eau et cause donc une augmentation de l'humidité relative.

L'air, originalement peu humide, peut devenir très humide en se déplaçant sur un océan, un grand lac, etc. Dans la nature, le changement de l'humidité relative a lieu typiquement de trois façons:

➤ Changement dû à la variation journalière de la température: la température augmente vers l'après-midi et la quantité de vapeur d'eau nécessaire pour que la pression de la vapeur soit saturante augmente également. S'il n'y a pas d'apport d'eau sous forme de vapeur, la quantité de vapeur ne change pas et l'humidité relative de l'air décroît (cf. **Figure 35**).

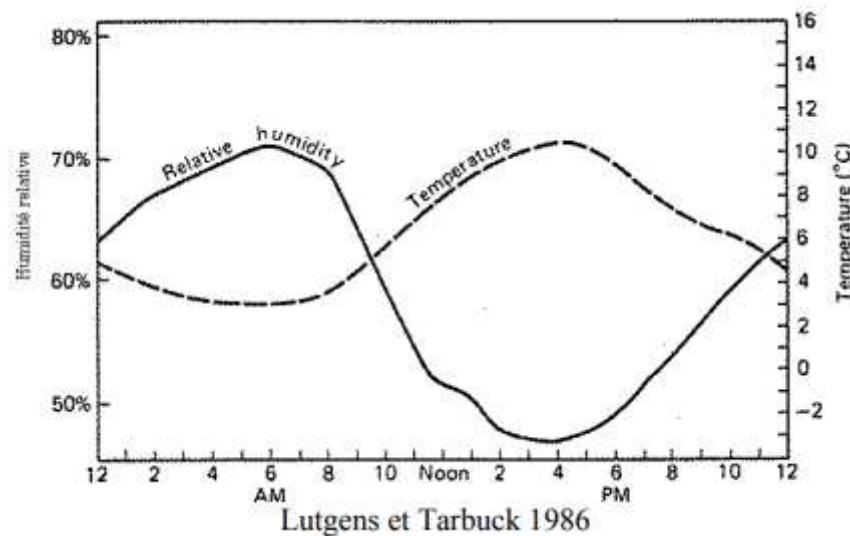
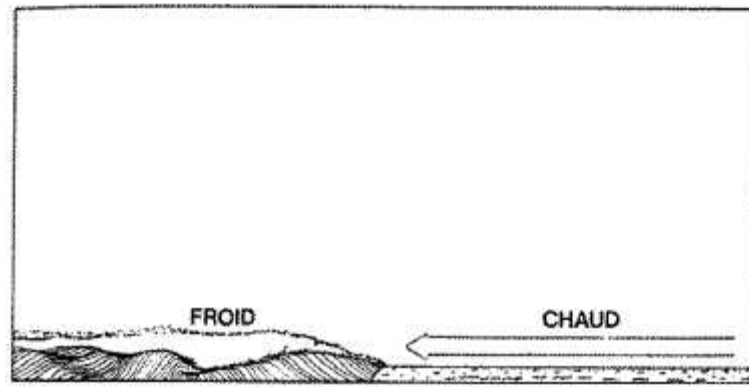


Figure 35 Variation journalière typique de la température et de l'humidité relative lors d'une journée d'été à Washington, D.C.

➤ Changement dû au déplacement horizontal de l'air: C'est le cas, par exemple, d'une masse d'air continental (sec) qui traverse les Grands Lacs et devient humide par apport de vapeur d'eau due à l'évaporation. Ou encore d'une masse d'air chaud qui, en contact avec une surface froide, se refroidit et devient saturée (cf. **Figure 36**)



Environnement Canada

Figure 3-6

Figure 36

4. Causes de refroidissement

Les processus de condensation dans l'atmosphère sont complexes et très variables. Les facteurs qui influencent la condensation dans l'atmosphère sont la quantité de vapeur existante par unité de masse d'air et la température. Quand l'humidité relative est de 100% on dit que l'air est saturé. À mesure que la température augmente la quantité de vapeur que peut exister dans le mélange air sec augmente. À l'inverse, quand l'air refroidit, il peut avoir moins de vapeur d'eau dans le mélange sans que la condensation commence. La température à laquelle l'air devient saturé est le point de rosée de la masse d'air. On a déjà vu que l'humidité relative peut s'exprimer par: $H = 100 \frac{w}{w_s}$

La température du point de rosée, T_d , est la température à laquelle le rapport de mélange saturant par rapport à l'eau (w_s) devient égal au rapport de mélange w . Il s'en suit que l'humidité relative à la pression p et à la température T est donnée par

$$H = 100 \left(\frac{w(\text{à la température } T_d \text{ et pression } p)}{w_s(\text{à la température } T \text{ et pression } p)} \right)$$

T_d est donc la température à laquelle une masse d'air ayant un rapport de mélange w doit être refroidie, à pression constante, de façon à devenir saturée. Donc $T_d < T$ et, plus T est près de T_d , plus l'air est humide et inversement, plus l'écart entre T_d et T est grand, plus l'air est sec.

Si la température diminue sous T_d , l'humidité relative dépasse 100% et une partie de la vapeur d'eau se condense si la masse d'air contient des noyaux de condensation ou de congélation en nombre suffisant, ou se l'air est en contact avec une surface (dans ce cas il se

forme de la rosée). Il y a de la condensation: les molécules s'unissent et forment des gouttelettes microscopiques. Ces gouttelettes d'eau liquide peuvent exister en état de surfusion à des températures aussi basses que $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ quand il n'y a pas de noyaux de congélation. On dit que les gouttelettes sont surfondues parce que la température à laquelle l'eau se solidifie normalement est 0°C .

Il existe deux types de processus capables de provoquer le refroidissement de l'air nécessaire à la condensation :

a) ceux qui agissent seulement en "surface" ou sur une faible épaisseur, soit par le contact de l'air avec une surface froide, soit "par mélange" de deux masses d'air contiguës au voisinage de leur surface de séparation. Ils ont pour conséquence les brouillards (d'advection) ou des couches nuageuses peu épaisses (nuages de turbulence) qui provoquent des faibles précipitations ou pas de précipitation du tout.

b) ceux qui s'exercent en "volume". Ils entrent en jeu chaque fois qu'une masse d'air a un mouvement ascendant qui l'amène à une hauteur où la pression est moindre. Le volume de la parcelle augmente alors, elle se détend.

En effet, lorsqu'une parcelle d'air se détend (prend de l'expansion), elle accomplit un travail sur l'air environnant (contre la pression de l'air ambiant). S'il n'existe pas un apport d'énergie de l'extérieur, la parcelle utilise son énergie interne pour la réalisation de ce travail ce qui réduit sa température en vertu de la loi de la conservation de l'énergie (première loi de la thermodynamique). Cette loi s'exprime de la façon suivante:

$$\delta q - \delta w = du$$

où q est de l'énergie reçue par la parcelle (par radiation, conduction, etc.), w est le travail effectué par la parcelle sur son environnement et u est l'énergie interne de la parcelle. On peut exprimer (dw) et (du) par:

$$du = c_v dT \quad \text{et} \quad \delta w = p d\alpha$$

où c_v est la chaleur spécifique à volume constant de la parcelle et α est le volume spécifique de la parcelle (volume par unité de masse). On peut donc écrire la loi de conservation d'énergie sous la forme suivante:

$$\delta q = c_v dT + p d\alpha$$

Cette loi dit que, sans apport extérieur d'énergie ($dq = 0$), l'énergie totale propre à la parcelle ne peut ni augmenter ni diminuer. L'énergie qu'utilise la parcelle pour prendre de l'expansion doit donc être balancée par une diminution de sa température c'est-à-dire que $c_v dT = -p d\alpha$. Si $d\alpha$ est positif (la parcelle augmente de volume), dT doit être négatif (la température diminue) pour que l'énergie soit conservée. Dans l'atmosphère, assez loin du sol (plus que 100m), les sources extérieures d'énergie (la radiation) sont rares. Quand l'apport d'énergie de l'extérieur est négligeable, on parle d'un système adiabatique, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'échange de chaleur entre le système et son environnement (i.e: $dq = 0$).

Sous certaines conditions, de la chaleur peut être ajoutée à une substance sans que sa température change. Dans ce cas, l'augmentation de l'énergie interne est entièrement associée à des changements de la configuration moléculaire produits par un changement de phase. La chaleur latente de vaporisation est la chaleur requise pour convertir une unité de masse de liquide en vapeur sans changement de la température. Cette même chaleur latente est dégagée lors du passage de la phase vapeur à la phase liquide (la condensation). Lorsque la condensation se produit, la chaleur latente de condensation dégagée réduit l'abaissement de température. La diminution de la température des masses d'air en ascendance devenues nuageuses est donc moins rapide que si la vapeur d'eau restait à l'état gazeux. Les mouvements ascendants, bien que lents mais continus, causent des détentes considérables en transportant à une altitude plus élevée, par conséquent dans une région de plus faible pression, des grandes masses d'air humides. On peut en définitive affirmer que les mouvements ascendants d'air constituent la principale cause de condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère et de la formation des nuages. Le refroidissement thermique associé à l'ascendance est voisin de 1° par 100 mètres d'élévation dans l'air non-saturé (le taux de l'adiabatique sèche) et varie entre 0.5°C et 0.7°C par 100 mètres dans de l'air qui condense (le taux de l'adiabatique mouillée). Le taux de l'adiabatique sèche est

$$\Gamma_d \equiv - \left(\frac{dT}{dz} \right)_{\text{parcelle sèche}} = \frac{g}{cp}$$

où cp est la chaleur spécifique à pression constante et g est la gravité, d'où $\Gamma_d = 0,98 \text{ K/km}$. Lorsque la parcelle a atteint la saturation, la vapeur d'eau commence à se condenser et libère de la chaleur latente. Le taux de décroissance de la température avec la hauteur est alors plus faible. Le taux de l'adiabatique mouillée est

$$\Gamma_s = \frac{\Gamma_d}{1 + (L/cp) (dw_s/dT)}$$

où L est la chaleur latente de condensation.

Il est clair, selon l'équation précédente que $\Gamma_s < \Gamma_d$. Inversement, l'air animé de mouvements descendants se comprime donc se réchauffe, à raison de 1° par 100 mètres de descente. Si cet air contient de l'eau condensée, la quantité d'eau liquide en suspension (le nuage) diminue, les nuages s'amincissent et même disparaissent; l'air peut redevenir limpide; c'est l'effet Chinook.

La vapeur d'eau se condense dans l'air sous forme liquide ou solide selon que la température est supérieure ou inférieure à zéro et selon les noyaux de congélation présents. Dans le cas de glace, la vapeur d'eau condensée se présente sous forme de cristaux appartenant au système hexagonal.

5. Les sources de mouvement vertical

Les nuages sont surtout dus au refroidissement de l'air provoqué par le mouvement vertical (diminution de pression) des parcelles d'air. Des mouvements verticaux se produisent partout dans l'atmosphère. Pour qu'un nuage se forme, il faut que la parcelle se refroidisse suffisamment. Si une parcelle contient peu d'humidité (faible humidité relative), il faut que la diminution de pression, donc le mouvement ascendant, soit assez important pour que la condensation se produise. Pour une parcelle déjà près de la saturation, il ne faut un petit déplacement ascendant pour enclencher la condensation. Le taux de mouvement vertical varie selon la taille des systèmes.

Par exemple, pour une averse isolée qui a une taille horizontale d'environ quelques kilomètres, le mouvement vertical est autour de 0.5 à 5 mètres par seconde ce qui se traduit par un taux de refroidissement d'environ 1°C par 100 secondes. Pour les parcelles d'humidité ordinaire (50%), un refroidissement de 10 °C est suffisant pour produire la saturation. C'est-à-dire que la parcelle devient saturée après un déplacement vertical de l'ordre de 1 km ce qui prend environ 1000 secondes (20 minutes).

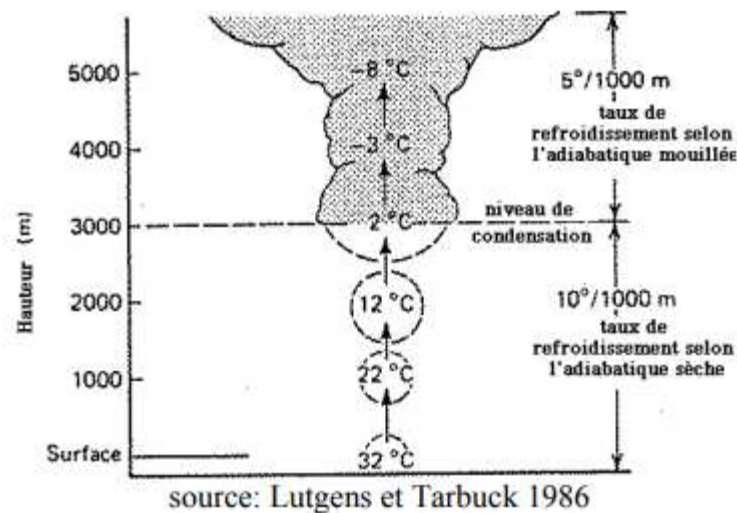


Figure 37 Formation de nuage

Par contre, pour les grandes zones de nuages (de 1000 par 1000 kilomètres) vu par satellite, le mouvement vertical de l'air n'est que de l'ordre de quelques centimètres par seconde. Cependant ces zones de mouvement vertical sont très grandes et durent plusieurs heures, voir plusieurs journées.

Il y a une grande différence entre les causes du mouvement vertical de grandeur différente. Plus tard, lorsque nous discuterons des grands systèmes météorologiques, nous parlerons des causes du mouvement vertical à grande échelle. Cependant, nous pouvons discuter des forces qui produisent le mouvement vertical à l'échelle des averses, que nous appelons échelle de convection où l'instabilité de l'air est la source du mouvement vertical.

➤ **Stabilité de l'air**

Les termes stabilité et instabilité ont, dans l'atmosphère, la même signification que lorsqu'ils sont utilisés pour des objets ordinaires. Nous pouvons dire qu'un objet est instable s'il ne reprend pas sa position originale après avoir été déplacé et qu'un objet est stable s'il retourne à sa place après en avoir été chassé.

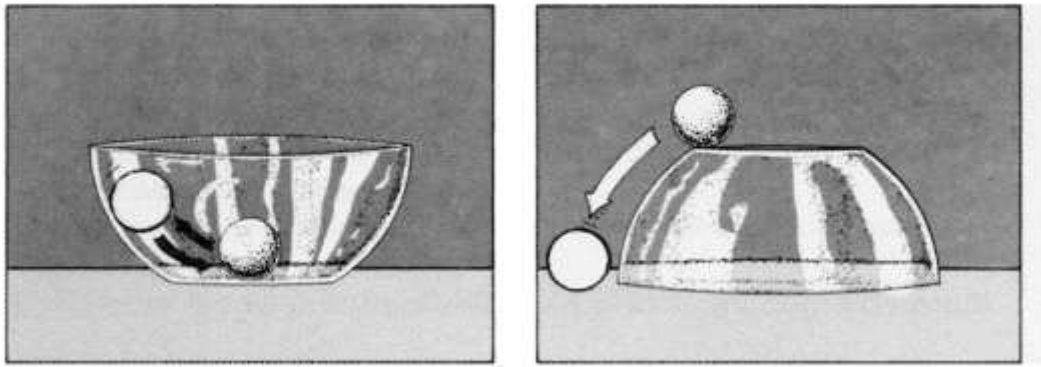


Figure 38 L'objet est stable s'il retourne à sa place originale après en avoir été chassé.

Imaginons maintenant une bulle d'air avec une fine pellicule flexible qui lui permet de se dilater mais qui l'empêche de se mélanger avec l'air ambiant. Si on force cette bulle à monter dans l'atmosphère, sa température diminue à cause de l'expansion. Comme il n'y a pas d'échange de masse ni d'échange de chaleur avec l'extérieur, ce refroidissement s'appelle adiabatique. Il peut arriver trois situations représentées dans la **Figure 39**.

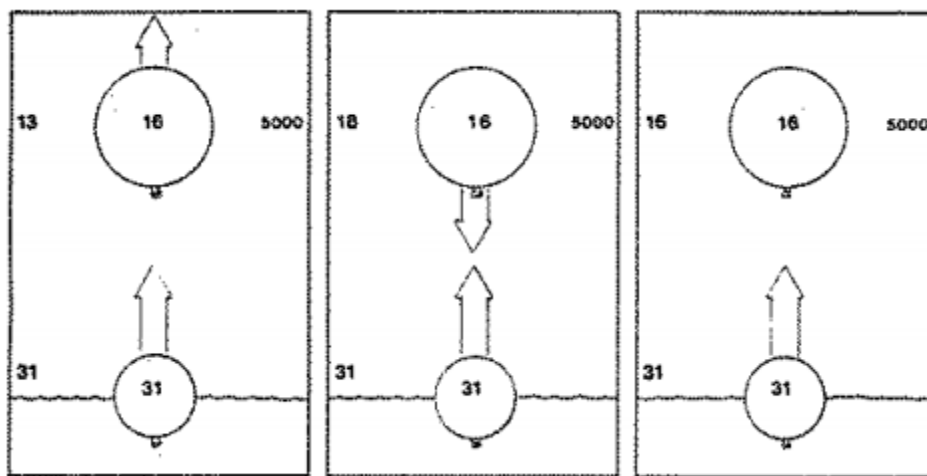


Figure 39

- **Analyse de la Figure 39**

La stabilité est liée à la température en altitude et au refroidissement adiabatique. Dans les trois situations, le ballon est rempli au niveau de la mer avec de l'air à 31°C, porté en altitude jusqu'à 5 000 pieds, puis relâché. Le ballon se refroidit jusqu'à 16°C (avec un gradient adiabatique sec de 3°C par 1 000 pieds).

Mais la température de l'air ambiant en altitude diffère pour chaque cas. Le ballon de gauche se refroidissant adiabatiquement, demeure plus chaud et plus léger que l'air environnant et il s'élèvera spontanément aussitôt qu'on l'aura relâché. L'air est donc instable.

Le ballon illustré au centre, va descendre lorsqu'on le libèrera, l'air contenu dans son enveloppe étant plus froid que l'air environnant, il ne pourra monter spontanément. L'air est donc stable. Il résiste à une force ascensionnelle.

Le ballon de droite possède la même température que celle de l'air environnant, il demeure donc sur place aussi longtemps qu'il n'existe pas de différence de densité pour le faire se déplacer verticalement. L'air est donc neutre.

En résumé, une masse d'air dans laquelle la température décroît rapidement avec l'altitude favorise l'instabilité alors que si la température ne change que très peu ou pas du tout avec l'altitude, cela favorise la stabilité.

Dans la situation représentée à gauche, même si l'air se refroidit, il demeure plus chaud que l'air ambiant, plus dense, ce qui force le ballon à prendre de l'altitude à cause de la poussée d'Archimède. Dans cette situation, l'air est instable et on verra se développer ce qu'on appelle un courant convectif ascendant. L'instabilité de l'air cause le mouvement vertical.

Dans la situation représentée au centre, l'air se refroidit de la même valeur mais l'air ambiant est plus chaud que la bulle. La densité de l'air déplacé est plus grande que la densité de l'air ambiant. La bulle est renvoyée à sa position originelle par la poussée d'Archimède. L'air est stable dans ce cas.

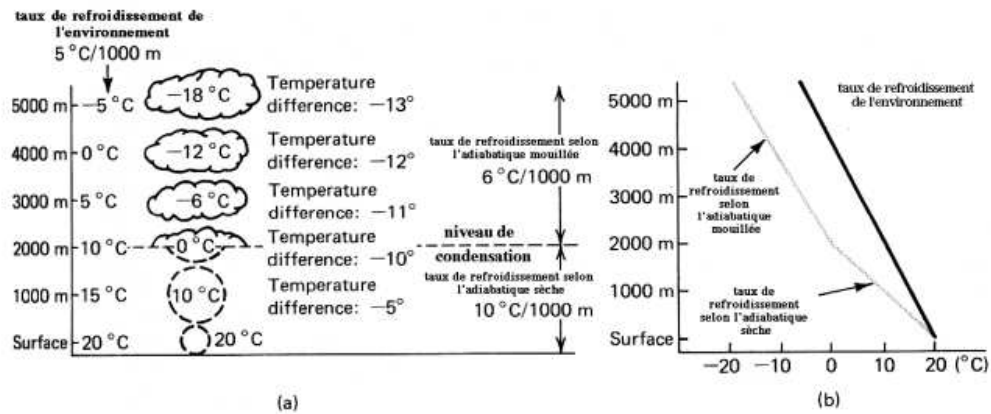
Dans la dernière situation, la température de l'air contenu dans la bulle et celle de l'air est identique. La bulle demeure sur place, cette condition est dite de neutralité.

➤ **Profil de température**

Le profil de température est un graphique qui nous donne la température de l'air en fonction de la hauteur. En connaissant le profil de température (variation sur le plan vertical), on peut connaître la stabilité de l'atmosphère par rapport aux déplacements d'une parcelle d'air. La façon de procéder est de comparer la température de l'air ambiant à chaque niveau avec la température qu'une parcelle d'air, venue d'en haut ou d'en bas, aurait quand elle arrive à ce même niveau. Il ne faut pas confondre la notion de profil de température ambiant avec le refroidissement adiabatique d'une parcelle d'air qui se déplace verticalement. Le premier est la température de l'atmosphère telle que mesurée par les ballons météorologiques ou avions, le

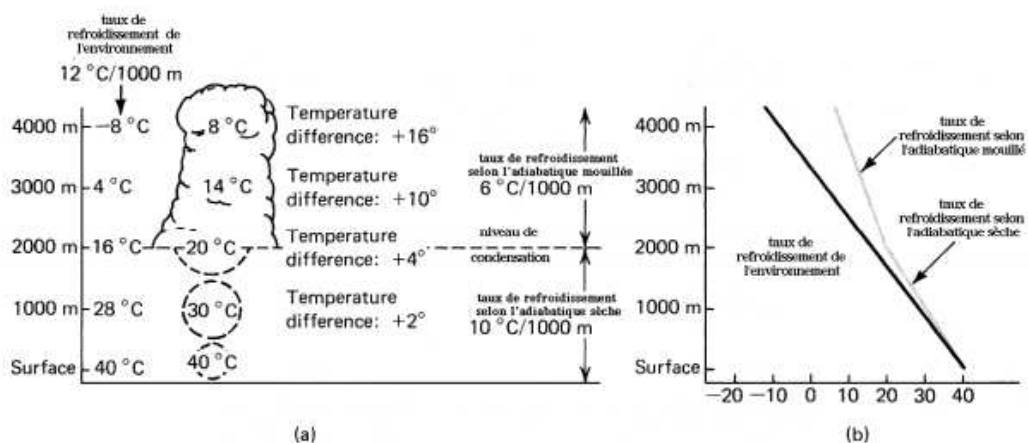
deuxième est le changement de température subit par la parcelle à cause de son déplacement vertical. Il y a deux situations à considérer:

- a) le cas où pendant le mouvement vertical la vapeur ne se condense pas;
- b) le cas où pendant l'ascension il y a condensation de vapeur, donc dégagement de chaleur latente et réchauffement de la parcelle d'air(cf.).



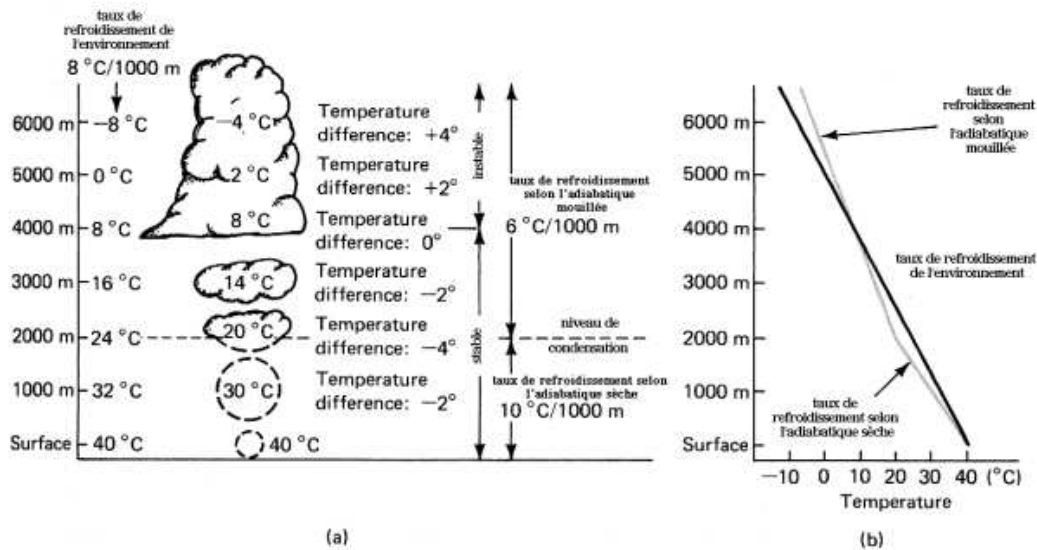
source: Lutgens et Tarbuck 1986

Figure 40 La stabilité absolue prévaut quand le taux de refroidissement de l'environnement est moins grand que le taux de l'adiabatique mouillée. (a) La parcelle d'air montante est toujours plus froide et plus lourde que l'air environnant. (b) Représentation graphique des conditions montrées en (a).



source: Lutgens et Tarbuck 1986

Figure 41 Illustration d'instabilité absolue en utilisant un taux de refroidissement de l'environnement de 12°C par 1000 mètres. (a) L'air montant est toujours plus chaud et donc plus léger que l'air environnant. (b) Représentation graphique des conditions montrées en (a).



source: Lutgens et Tarbuck 1986

Figure 42 Illustration d'instabilité conditionnelle en utilisant un taux de refroidissement de l'environnement de 8°C par 1000 mètres soit entre le taux de l'adiabatique sèche et mouillée. (a) La parcelle d'air montante est plus froide que l'environnement sous 4000 mètres et plus chaude au-dessus de 4000 mètres. (b) Représentation graphique des conditions montrées en (a).

On parle de stabilité absolue dans le cas où l'atmosphère est stable même si la parcelle dégage de la chaleur latente durant son ascension. Ceci arrive dans les situations où la température de l'air diminue à un taux inférieur au taux de l'adiabatique mouillée tel que représenté par la **Figure 40** ci-dessus. Les conditions les plus stables ont lieu quand il y a une inversion de température c'est-à-dire quand la température augmente avec la hauteur. Dans ce cas, l'air des couches inférieures est plus lourd que l'air en haut ce qui empêche les mélanges. Comme les sources de polluants se situent à basses hauteurs, l'inversion de température les piègent tout près du sol et leur concentration augmente jusqu'à la disparition de l'inversion de température (nous parlerons de la météo des polluants plus tard dans la session).

À l'autre extrême on peut avoir un état de l'atmosphère où le profil vertical de l'air ambiant est plus grand que le taux de l'adiabatique sèche. L'atmosphère est alors absolument instable. Comme l'indique la **Figure 41**, une parcelle d'air en mouvement ascendant est toujours plus chaude que son environnement et va continuer à monter. Où arrêtera-t-elle? On trouve des situations d'instabilité absolue dans les jours très chauds d'été. Les irrégularités de la surface provoquent des réchauffements inégaux du terrain. Ceci provoque un réchauffement des parcelles d'air qui est plus intense que le réchauffement de l'air au voisinage. Les parcelles

plus chaudes montent et, si le niveau de condensation par soulèvement est atteint, des nuages se formeront et pourront éventuellement se transformer en averses de fin d'après-midi. Ce type d'instabilité est confiné aux premiers kilomètres de l'atmosphère.

Un type plus fréquent d'instabilité est l'instabilité conditionnelle. Comme le nom l'indique, le mouvement des parcelles peut créer des états instables ou stables dépendant de l'étendue de l'ascension. Si la parcelle monte assez pour se saturer, elle deviendra de moins en moins stable à partir du niveau de condensation. On rencontre cette situation lorsque le profil de température de l'atmosphère environnante se situe entre le taux adiabatique sec (10°C par 1000m) et le taux adiabatique mouillé (5°C par 1000m). Dans la **Figure 42**, on voit que la parcelle d'air est plus froide que l'air qui l'entoure dans les premiers 4000 mètres, donc considérée stable. Pour qu'elle puisse continuer de monter, une force extérieure doit agir sur elle (plus tard on s'attardera sur les causes du soulèvement forcé d'une masse d'air). Au niveau de 2000 mètres (niveau de condensation par soulèvement) la parcelle devient saturée. En poursuivant sa montée, la vapeur d'eau se condense et il y a dégagement de chaleur latente. La parcelle devient plus chaude que l'air à 4000 mètres (niveau de convection libre). À partir de ce niveau, la parcelle continue de monter sans avoir besoin d'une force extérieure. Elle est devenue instable. Dans un cas d'instabilité conditionnelle, la parcelle commence son ascendance comme de l'air stable et une fois qu'elle a dépassé son niveau de condensation par soulèvement, elle devient instable à un niveau donné. Le mot conditionnel est utilisé parce qu'il y a deux conditions qui doivent être respectées pour que l'air devienne éventuellement instable: l'air doit être soulevé mécaniquement (une montagne par exemple) et doit posséder assez de vapeur d'eau pour devenir saturé pendant l'ascension afin de dégager suffisamment de chaleur latente lui permettant de devenir plus chaude que l'environnement.

➤ **Température potentielle**

La température potentielle θ d'une parcelle d'air est la température que la parcelle aurait si elle était compressée ou décompressée de façon adiabatique (sans apport extérieur d'énergie) en la ramenant à la pression P_0 (habituellement 1000 hPa) en suivant le taux de l'adiabatique sèche. l'équation de Poisson.

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/c_p}$$

Dans cette équation, T est la température de la parcelle qui se trouve à un niveau de pression p. Pour l'air sec,

$$R = R_d = 287 \text{ Jdeg}^{-1}\text{kg}^{-1} \text{ et } c_p = 1004 \text{ Jdeg}^{-1}\text{kg}^{-1};$$

Donc

$$R/c_p = 0,286.$$

Lorsqu'une parcelle d'air est soumise uniquement à des transformations adiabatiques quand elle se déplace dans l'atmosphère, sa température potentielle reste constante. On dit d'un paramètre qu'il se conserve lorsqu'il reste constant durant certaines transformations. La température potentielle est donc une quantité conservatrice pour les transformations adiabatiques. Puisque les processus atmosphériques sont souvent presque adiabatiques, θ reste essentiellement constant. C'est pourquoi la température potentielle est un paramètre très utile en thermodynamique atmosphérique.

➤ **Température potentielle équivalente**

Nous avons vu qu'une parcelle d'air non saturée subit une diminution de température qui suit le taux de l'adiabatique sèche Γ_d lorsqu'elle s'élève dans l'atmosphère. Lorsque la parcelle atteint la saturation, sa température diminue au taux de l'adiabatique saturée Γ_s si elle continue à monter car elle dégage de la chaleur latente quand elle commence à se condenser. La température potentielle équivalente θ_e est la température potentielle θ d'une parcelle d'air lorsque toute son humidité est dégagée (son rapport de mélange est zéro) et que sa chaleur latente est convertie en chaleur sensible. À partir de son niveau de condensation, la parcelle suit l'adiabatique humide (saturée) jusqu'à ce que toute sa vapeur soit condensée et ait quitté la parcelle. On redescend la parcelle, qui est maintenant sèche, jusqu'à 1000 hPa en suivant l'adiabatique sèche et on obtient sa température potentielle équivalente

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lw_s}{c_p T}\right)$$

où L est la chaleur latente de condensation. Si la parcelle n'est pas saturée initialement, T et w_s sont la température et le rapport de mélange saturant au point où la parcelle devient saturée après son ascension suivant l'adiabatique sèche. La température potentielle équivalente est conservée durant les processus adiabatiques secs et humides.

➤ **Température du thermomètre mouillé**

La température du thermomètre mouillé T_w est la température à laquelle une parcelle d'air est refroidie en évaporant l'eau qu'elle contient, à pression constante, jusqu'à ce que l'air soit

saturé par rapport à une surface d'eau plane. T_w est mesurée directement avec un thermomètre dont le bulbe est recouvert d'un linge humide autour duquel l'air circule. La chaleur requise pour évaporer l'eau du linge est compensée par le refroidissement de l'air qui entre en contact avec le bulbe mouillé. La température T_w est celle lue sur le thermomètre mouillé lorsque l'air autour du bulbe devient saturé, c'est-à-dire quand il n'y a plus d'eau qui s'évapore du linge humide

La définition de T_w est similaire à celle de la température du point de rosée T_d mais il y a une différence. Si l'air qui arrive sur le bulbe mouillé a un rapport de mélange w , T_d est la température à laquelle cet air doit être refroidi pour devenir saturé. L'air qui quitte le bulbe mouillé a un rapport de mélange w' qui devient saturé à une température T_w . Si l'air qui arrive sur le bulbe n'est pas saturé, w' est plus grand que w ; donc T_w est plus grand que T_d car l'air qui quitte le bulbe mouillé doit moins se refroidir pour être saturé que l'air qui arrive sur le bulbe. Donc, $T_d \leq T_w \leq T$ où les signes d'égalité s'appliquent seulement dans des conditions de saturation.

6. La stabilité et le temps qu'il fait

Nous avons vu que quand l'atmosphère est stable les mouvements ascendants de l'air sont freinés. Par contre, quand l'atmosphère a une distribution de température que correspond à une situation instable, l'air monte librement à cause de la flottabilité. Mais comment le temps qu'il fait est affecté par les situations de stabilité et instabilité ?

Pendant l'été, à la fin de l'après-midi, l'air proche de la surface est souvent instable, à cause du réchauffement très intense de la surface terrestre. Les irrégularités de surface et les propriétés thermiques des surfaces peuvent font que le réchauffement n'est pas uniforme et peut avoir des parcelles d'air qui se réchauffent plus que l'air que les entoure. Ces parcelles d'air sont instables.

7. Mouvement Vertical Orographique

La surface de la Terre offre un moyen pour produire assez de mouvement vertical mécanique pour déclencher de l'instabilité latente. Un exemple se trouve ci-dessous où la topographie force l'air à monter. Donc, dans les régions montagneuses, on trouve souvent beaucoup plus de nuages d'instabilité (cumulus, strato-cumulus, cumulonimbus) que dans les plaines.

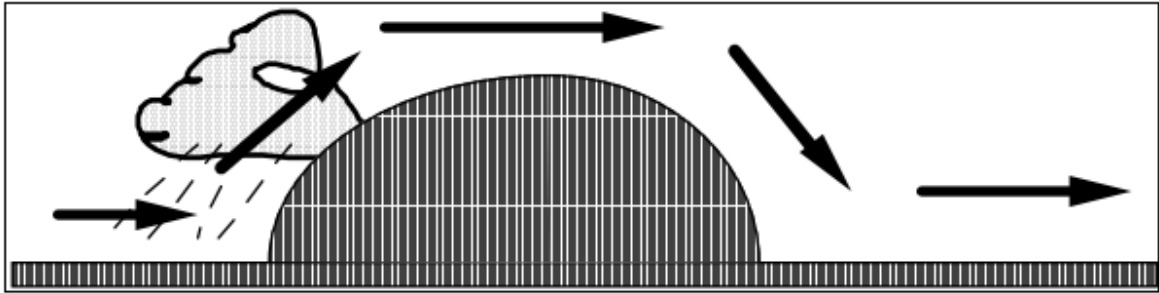


Figure 43

Lorsque les montagnes agissent comme une vraie barrière au vent (comme les Rocheuses) et que la terre est assez penchée dans la direction du vent (les prairies canadiennes), un mouvement vertical de plus grande échelle peut se produire. Un exemple se trouve sur la **Figure 45**. L'intensité du mouvement vertical dépend de la vitesse du vent, de la pente de la surface de la Terre dans la direction du vent, ainsi que du profil des obstacles au vent. Ceci peut s'exprimer mathématiquement par l'équation suivante:

$$\frac{dz}{dt} = w = \vec{V} \cdot \vec{\nabla} h$$

La vitesse verticale w est la variation de la distance verticale z avec le temps. $\vec{V}$ est le vecteur du vent horizontal et $\vec{\nabla} h$ le vecteur de la variation de la hauteur du relief h dans l'horizontal (c'est le gradient de h). $\vec{\nabla} h$ augmente donc en valeur à mesure que la pente du relief est forte et sa direction pointe dans la direction où h augmente. D'après l'équation précédente et la **Figure 44** suivante, lorsque le vent souffle dans la même direction que l'augmentation de la hauteur du relief (même direction que $\vec{\nabla} h$), le mouvement vertical w est positif c'est-à-dire qu'il est ascendant.

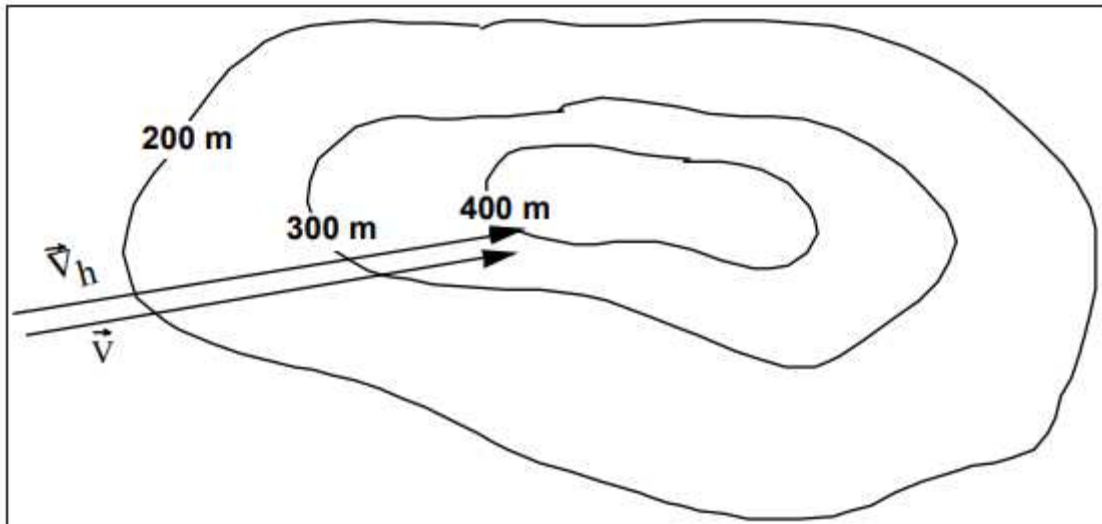


Figure 44 Isolignes de hauteur d'une montagne. La direction du gradient de hauteur $\vec{\nabla}h$ est dans la même direction que le vent horizontal $\vec{V}$ ce qui engendre un mouvement vertical w qui monte la montagne (w positif).

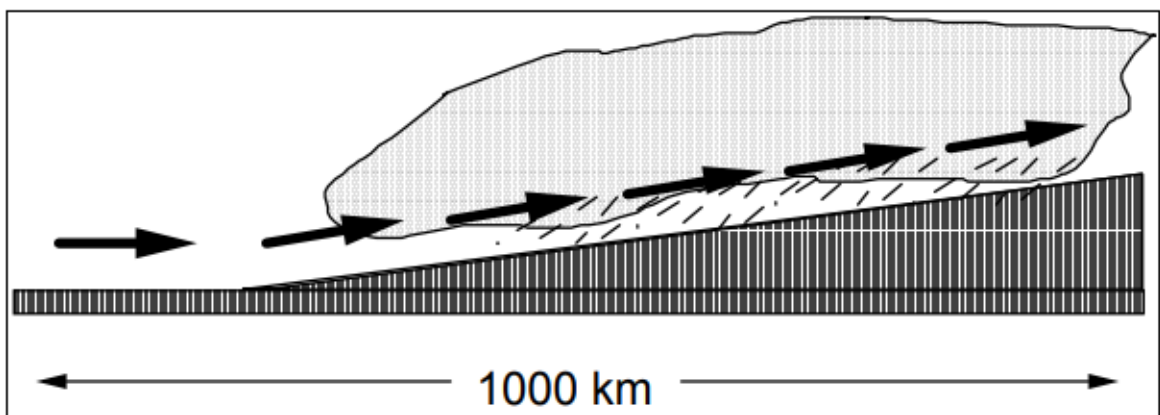


Figure 45

8. Mouvement vertical associé aux dépressions et aux fronts

Il existe aussi des grandes nappes de nuages qui se forment en réponse au mouvement vertical relié aux dépressions et aux fronts. Ce mouvement vertical est produit par la convergence sur le plan horizontal du vent dans les basses couches associée à la divergence du vent en altitude. La convergence (divergence) horizontale existe lorsque, sur le plan horizontal, il y a plus d'air qui entre (sort) dans une région que d'air qui en sort (entre).

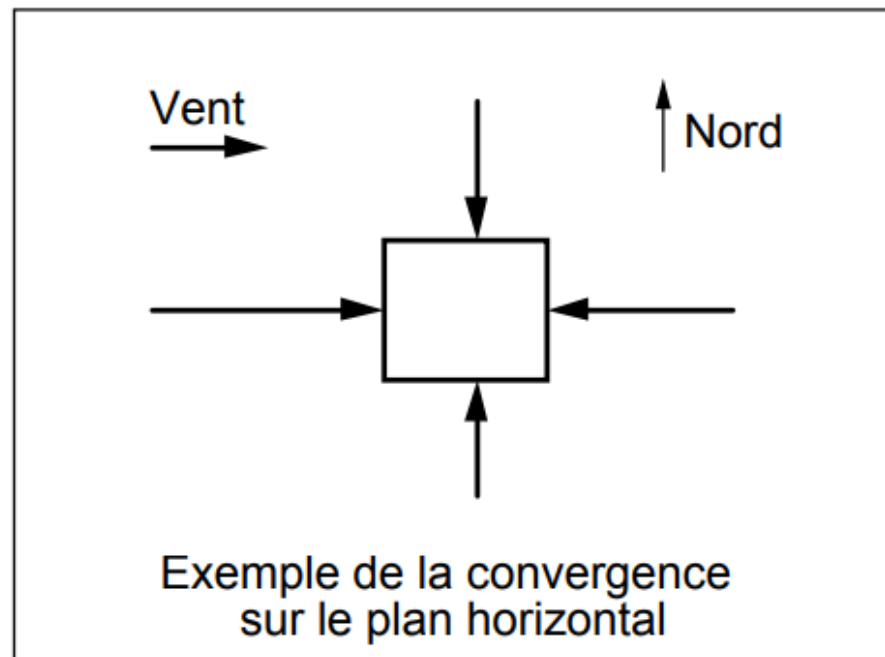


Figure 46

Étant donné que la masse est conservée (loi de conservation de la masse), la masse doit sortir vers le haut ou vers le bas (divergence sur le plan vertical).

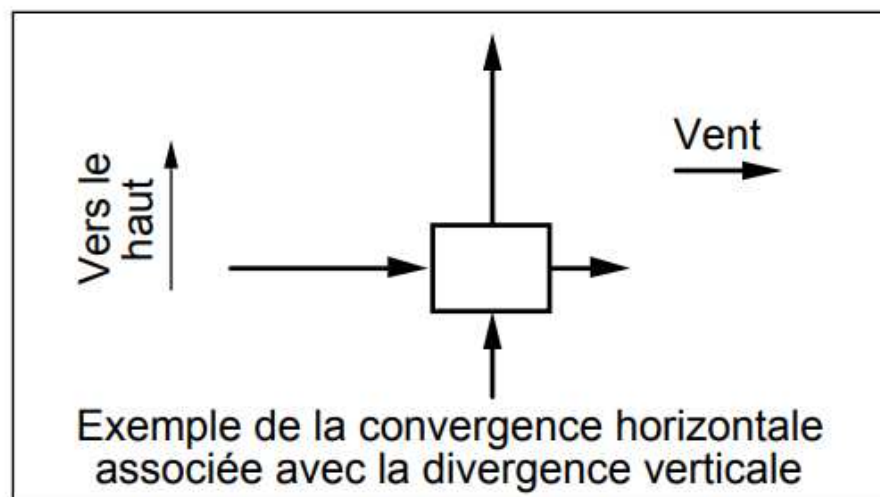


Figure 47

Si la convergence horizontale se produit dans la couche près du sol, l'air ne peut pas descendre dans le sol et doit sortir vers le haut.

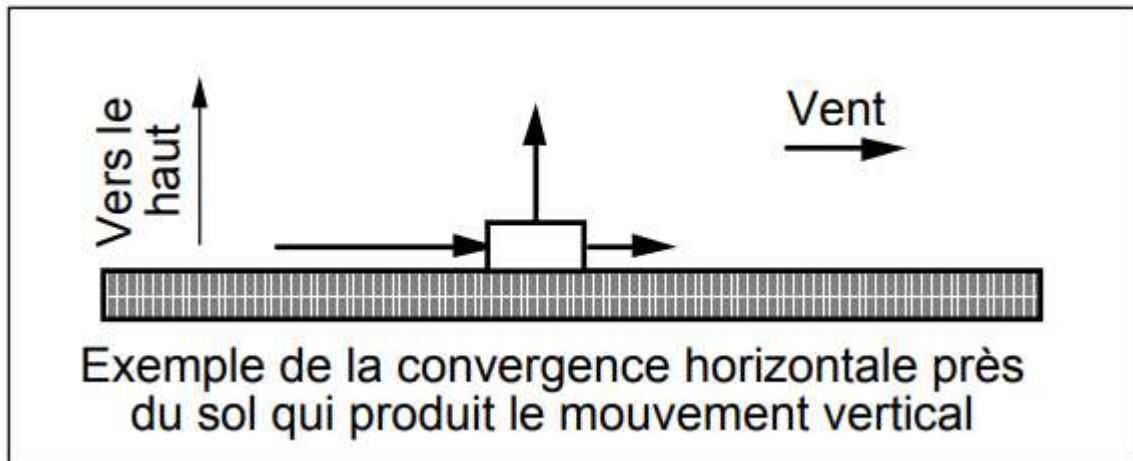


Figure 48

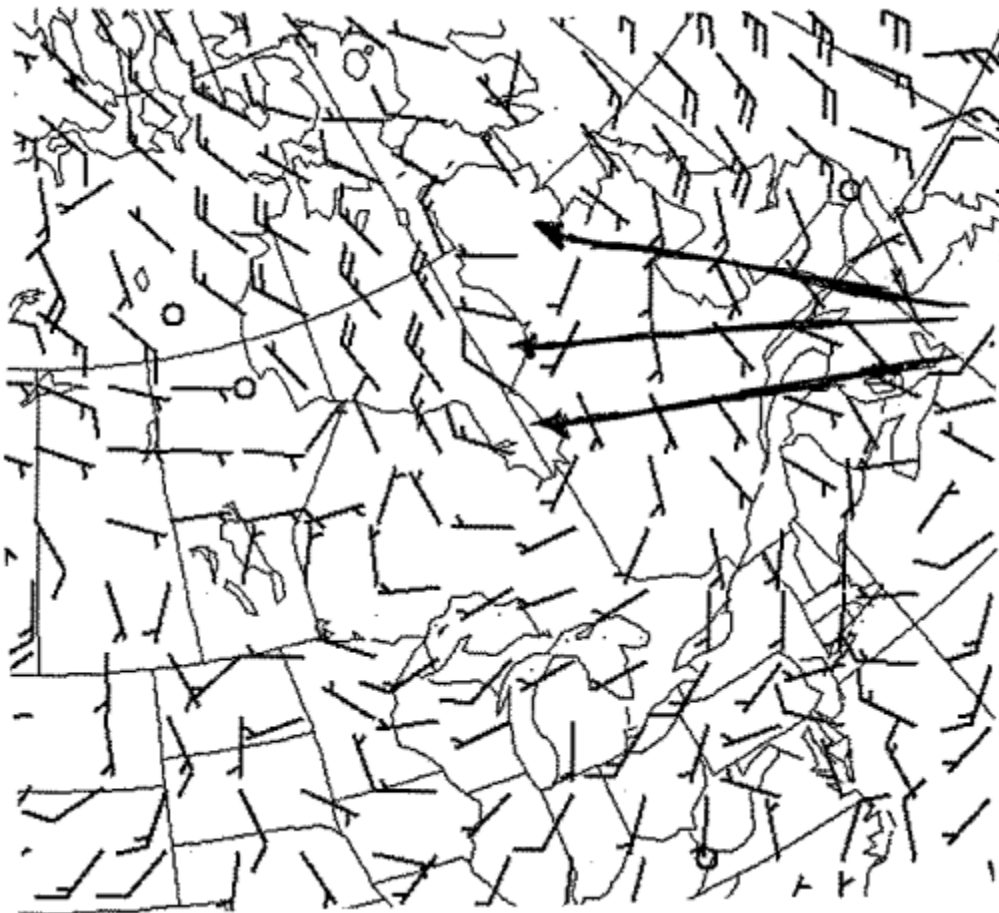


Figure 49 Zone de convergence

En résumé, le mouvement ascendant qui produit les nuages de grande échelle, est causé par les vents, soit en interaction avec la topographie, soit par convergence. Il faut donc comprendre comment les vents se forment.

Références bibliographiques

- Adler, R.F., Negri, A.J., 1988. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 27. Pages. 30– 51.
- Adler, R.F., Negri, A.J., 1993. An intercomparison of three satellite infrared rainfall techniques over Japan and surrounding waters. *J. Appl. Meteor.*,32, 357–373.
- Alpert, P., Baldi, M., Ilani, R., Krichak, S., Price, C., Rod_o, X., Saaroni, H., Ziv, B., Kishcha, P., Barkan, J., Mariotti, A., Xoplaki, E., 2006. Chapter 2 Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust. In: *Developments in Earth and Environmental Sciences*, vol. 4. Elsevier, pp. 149–177.
- Allison, L.J., E.B. Rodgers, T.T. Wilheit, and R.W. Fett, 1974: tropical cyclone rainfall as measured by the Nimbus 5 electrically scanning microwave radiometer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 55, 1074–1090, <https://doi.org/10.1175/1520-0477>
- Arkin, P.A., 1979. The relationship between the fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the Bscale array. *Mon. Weather Rev.* 107, 1382–1387.
- Arking, A., Childs, J.D., 1985. Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. *J. Appl. Meteorol.* 24, 322–333.
- Arkin, P.A., Meisner, B.N., 1987. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Mon. Weather Rev.* 115, 51–74.
- Amorati, R., Alberoni, P. P., Levizzani, V. & Nanni, S. 2000. IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over northern Italy. *Meteorol. Appl.*, 7: 1–18.
- Baum, B.A., Platnick, S., 2006. Introduction to MODIS cloud products. In: Qu, J.J., Gao, W., Kafatos, M., Murphy, R.E., Salomonson, V.V. (Eds.), *Earth Science Satellite Remote Sensing: Science and Instruments*. Springer, New York, p. 78.
- Ba, M.B., Gruber, A., 2001. GOES multispectral rainfall algorithm (GMSRA). *J. Appl. Meteorol.* 40, 1500–1514.

- Barret, E.C., Martin, D.W., 1981. The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. Academic Press.
- Bendix, J., 1997: Adjustment of the Convective-Stratiform Technique (CST) to estimate 1991/93 El Niño rainfall distribution in Ecuador and Peru by means of Meteosat-3 data. *Int. J. Remote Sensing*, 18, 1387-1394.
- Bendix, J. 2000. Precipitation dynamics in Ecuador and Northern Peru during the 1991/92 El Nino: a remote sensing perspective. *Int. J. Rem. Sens.* 21, 533–548.
- Bensafi, N., Lazri, M., Ameer, S., 2018. Novel WkNN-based technique to improve instantaneous rainfall estimation over the north of Algeria using the multispectral MSG SEVIRI imagery. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 183. 10.1016/j.jastp.2018.12.004.
- Berg, W., T. L'Ecuyer, and C. Kummerow, 2006: Rainfall climate regimes: The relationship of regional TRMM rainfall biases to the environment. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 45, 434–454
- Carn, M., Lahuec, J. P., 1987: Estimation des précipitation au Niger au cours de la saison des pluies 1986 à partir de l'imagerie infrarouge METEOSAT. Bilan et critique des méthodes utilisées. *Veille Climatique Satellitaire*, 17, 40–48. Available from Antenne ORSTOM, CMS, BP 147, 22303 Lannion, France.
- Cover, T., Hart, P., 1967. Nearest neighbor pattern classification. *IEEE Trans. Inf. Theor.* 13, 21–27.
- Duda, R.O., Hart, P.E., 1973. *Pattern Classification and Scene Analysis*. Wiley, New York.
- Dudani, S.A., 1976. The distance-weighted k-nearest-neighbor rule. In: *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics SMC-6*, pp. 325–327.
- Ebert, E.E., Janowiak, J.E., Kidd, C., 2007. Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 88, 47–64.
- 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.

- Fruh, B., Bendix, J., Nauss, T., Paulat, M., Pfei_er, A., Schipper, J.W., Thies, B., Wernli, H., 2007. Veri_cation of precipitation from regional climate simulations and remotesensing observations with respect to ground based observations in the upper Danube catchment. *Meteorol. Z.* 16, 275–293.
- Feidas, H., Giannakos, A., 2011. Identifying precipitating clouds in Greece using multispectral infrared Meteosat Second Generation satellite data. *Theor. Appl. Climatol.* 104, 25–42.
- Feidas, H., Giannakos, A., 2012. Classifying convective and stratiform rain using multispectral infrared Meteosat Second Generation satellite data. *Theor. Appl. Climatol.* 108, 613–630.
- Gill, A. E., Rasmusson, E. M., 1983. The 1982–83 climate anomaly in the equatorial Pacific. *Nature*. 1476-4687. <https://doi.org/10.1038/306229a0>
- Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Grube, D. W. Martin, J. Stout, and D. N. Sikdar, 1978. Rain estimates from geosynchronous satellite imagery: Visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1153-1171.
- Grody N.C., 1991. Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *J Geophys Res Atmos* 96:7423–7435.
- Groisman, P.Y., T.R. Karl, R.W. Knight, and G.L. Stenchikov, 1994: Changes of Snow Cover, Temperature, and Radiative Heat Balance over the Northern Hemisphere. *J. Climate*, 7, 1633–1656, <https://doi.org/10.1175/1520-0442>.
- Guillot T. 1995. Condensation of methane, ammonia, and water and the inhibition of convection in giant planets. *American Association for the Advancement of Science*. 269, 5231, 1697-1699.
- Hameg, S., Lazri, M., Ameer, S., 2016. Using naive Bayes classifier for classification of convective rainfall intensities based on spectral characteristics retrieved from SEVIRI. *J. Earth Sys. Sci.* 125, 945–955.
- Han, W., Stamnes, K. & Lubin, D. (1999). Remote sensing of surface and cloud properties in the Arctic from AVHRR measurements. *J. Appl. Meteorol.*, 38: 989–1012.

- Hechenbichler, K., Schliep, K., 2004. Weighted K-Nearest-Neighbor Techniques and Ordinal Classification.
- Hong, Y., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., Gao, X., 2004. Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system. *J. Appl. Meteorol.* 43, 1834–1853.
- Houze Jr. 1993. *Cloud dynamics*. Academic Press, 573pp.
- Hsu, K., Gao, X., Sorooshian, S., 2002. Rainfall estimation using cloud texture classification mapping. In: *Proceedings of the 1st IPWG Workshop*, pp. 1–6.
- Inoue, T., 1985. On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10-mm window region. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 63, 88–99.
- Inoue, T. and K. Aonashi, 2000. A Comparison of Cloud and Rainfall Information from Instantaneous Visible and Infrared Scanner and Precipitation Radar Observations over a Frontal Zone in East Asia during June 1998. *J. Appl. Meteor.*, 39, 2292–2301, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<2292:ACOCAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<2292:ACOCAR>2.0.CO;2)
- Jobard, I., Chopin, F., Berges, J.C., Roca, R., 2011. An intercomparison of 10-day satellite precipitation products during West African monsoon. *Int. J. Remote Sens.* 32 (9), 2353–2376. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161003698286>.
- Jobard, I., Desbois, M., 1994. Satellite estimation of the tropical precipitation using the METEOSTAT and SSM/I data, *Atmospheric Research*, 34, 1–4, 285–298.
- King, M. D., S.-C. Tsay, S. E. Platnick, M. Wang, and K.-N. Liou, 1997. Cloud retrieval algorithms for MODIS: Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase. *MODIS Algorithm Theoretical Basis Document ATBD-MOD-05*, NASA, 78 pp.
- Kuhnlein, M., Appelhans, T., Thies, B., Kokhanovsky, A.A., Nauss, T., 2013. An evaluation of a semi-analytical cloud property retrieval using MSG SEVIRI, MODIS and CloudSat. *Atmos. Res.* 122, 111–135.
- Kunzi, K. F. , Fisher, A. D., Staelin, D. H., Waters, J. W., 1976. Snow and ice surfaces measured by the Nimbus 5 microwave spectrometer, *J. Geophys. Res.*, vol. 881, pp. 4965–4980.

- Kurino, T., 1997. A satellite infrared technique for estimating Deep/Shallow” precipitation. *Adv. Space Res.* 19 (3), 511–514.
- Lazri, M., Ameer, Z., Ameer, 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. *Adv. Space Res.* 52, 1450–1466.
- Lazri, M., Ameer, 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.* 3, 1–11.
- Lazri, M., Ameer, S., Mohia, Y., 2014a. Instantaneous rainfall estimation using neural network from multispectral observations of SEVIRI radiometer and its application in estimation of daily and monthly rainfall. *Adv. Space Res.* 53, 138–155.
- Lazri, M., Ameer, S., Brucker, J.M., Ouallouche, F., 2014b. Convective rainfall estimation from MSG/SEVIRI data based on different development phase duration of convective systems (growth phase and decay phase). *Atmos. Res.* 147–148, 38–50.
- Lazri, M., Ameer, S., 2016b. A satellite rainfall retrieval technique over northern Algeria based on the probability of rainfall intensities classification from MSG-SEVIRI. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 147, 106–120.
- Lazri, M., Ameer, S., 2018. Combination of support vector machine, artificial neural network and random forest for improving the classification of convective and stratiform rain using spectral features of SEVIRI data. *Atmos. Res.* 203, 118–129.
- Levizzani, V., Schmetz, J., Lutz, H. J., Kerkmann, J., Alberoni, P. P., and Cervino, M., 2001. Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects for Meteosat Second Generation, *Meteorol. Appl.*, 8, 23–41.
- Levizzani, V., 2003. Satellite rainfall estimations: new perspectives for meteorology and climate from the EURAINSAT project, *Ann. Geophys.*, 46, 363–372, <http://www.ann-geophys.net/46/363/2003/>.

- Liljas, E., 1986. Use of the AVHRR 3.7 micrometer channel in multispectral cloud classification. SMHI Promis Rep. No. 2, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, 23 pp.
- Lionello, P., P. Malanotte-Rizzoli, R. Boscolo. and co-authors. 2006a. The Mediterranean Climate: An overview of the main characteristics and issues, 'Mediterranean Climate Variability', Elsevier B.V., 1-26.
- Lionello, P., J. Bhend, A. Buzzi, and co-authors. 2006b. Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment, 'Mediterranean Climate Variability', Elsevier B.V., 325-372.
- Lovejoy, S., and G. L. Austin, 1979: The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitudes. *Atmos.–Ocean*, 17, 77–92.
- Macleod, J., Luk, A., Titterton, D., 1987. A Re-examination of the distance weighted k nearest neighbor classification rule. *IEEE Transact. Sys., Man, Cybernet.* 17, 689–696.
- Marshall, J. S., Palmer W. M., 1948. The Distribution of Raindrops with Size. *J. Atmos. Sci.*, 5, 165–166
- Marroccu, M., Pompei, A., Dalu, G., Liberti, G. L., Negri, A. J., 1993. Precipitation estimation over Sardinia from satellite infrared data. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 14. Pages. 115–134.
- Martin, D.W. and Howland, M.R., 1986: Grid History: A Geostationary Satellite Technique for Estimating Daily Rainfall in the Tropics. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 184–195, <https://doi.org/10.1175/1520-0450>
- Mehta, A.V., Yang, S., 2008. Precipitation climatology over Mediterranean Basin from ten years of TRMM measurements. *Adv. Geosci.* 17, 87–91.
- Mitchell, T.M., 1997. *Machine Learning*. McGraw-Hill series in computer science, McGraw-Hill, New York.
- Mohia, Y., Ameer, S., Lazri, M., Brucker, J.M., 2017. Combination of spectral and textural features in the MSG satellite remote sensing images for classifying rainy area into Different classes. *J. Indian Soc. Rem. Sens.* 45, 759–771.

- Nauss, T., Kokhanovsky, A.A., 2006. Discriminating raining from non-raining clouds at mid-latitudes using multispectral satellite data. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 6, 1385–1398.
- Nauss, T., Kokhanovsky, A.A., 2007. Assignment of rainfall confidence values using multispectral satellite data at mid-latitudes: first results. *Adv. Geosci.* 10, 99–102.
- Nieman, S.J., Schmetz, J., Menzel, W.P., 1993: A Comparison of Several Techniques to Assign Heights to Cloud Tracers. *J. Appl. Meteor.*, 32, 1559–1568, <https://doi.org/10.1175/1520-0450>.
- Qu, Y., Gessert, T. A., Ramanathan, K., Dhere, R. G., Noufi, R., Coutts, T. J. 1993. Electrical and optical properties of ion beam sputtered ZnO:Al films as a function of film thickness. *Journal Article. Journal of Vacuum Science & Technology A.* 996-1000.
- Ouallouche, F., Lazri, M., Ameer, S., Brucker, J., Sehad, M., 2014. Infrared and Microwave Image Fusion for Rainfall Detection over Northern Algeria. *International Journal of Image, Graphics and Signal Processing.* 6. 10.5815/ijigsp.2014.06.02.
- Ouallouche, F., Lazri, M., Ameer, S., 2018. Improvement of rainfall estimation from MSG data using Random Forests classification and regression. *Atmos. Res.* 211, 62–72.
- Parol, F., Buriez, J. C., Brogniez, G. & Fouquart, Y., 1991. Information content of AVHRR channels 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. *J. Appl. Meteorol.*, 30: 973–984.
- Porcu, F., Levizzani, V., 1992. Cloud classification using METEOSAT VIS-IR imagery. *Int. J. Rem. Sens.* 13, 893–909.
- Roebeling, R.A., Holleman, I., 2009. SEVIRI rainfall retrieval and validation using weather radar observations. *J. Geophys. Res.* 114.
- Rosenfeld, D., Gutman, G. 1994. Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. *Atmos. Res.* 34, 259–283.
- Rogers, R. R., 1984: A review of multiparameter radar observations of precipitation. *Radio Sci.*, 19, 23–36.
- Sauvageot, H. 1992. *Radar météorologique*. Artech House. 361 pp.

- Savage, R. C., 1976. The transfer of thermal microwaves through hydrometeors, Ph.D. thesis, Dep. of Meteorol., Univ. of Wis., Madison, (available from University Microfilms, Ann Arbor, Mich.).
- Sehad, M., Lazri, M., Ameer, S., 2017. Novel SVM-based technique to improve rainfall estimation over the Mediterranean region (north of Algeria) using the multispectral MSG SEVIRI imagery. *Adv. Space Res.* 59, 1381–1394.
- Strabala, K.I., Ackerman, S.A., Menzel, W.P. 1994. Cloud properties inferred from 8–12- μ m data. *J. Appl. Meteorol.* 33, 212–229.
- Schmetz, J., Tjemkes, S.A., Gube, M., Van de berg, L., 1997. Monitoring deep convection and convective overshooting with Meteosat. *Adv. Space Res.* 19, 433–441.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., Ratier, A., 2002. An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83, 977–992.
- Scofield, R. A., Oliver, V. J., 1977. A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite Service ; Springfield, Va. : for sale by the National Technical Information Service, Washington.
- Spencer R. W. Goodman H. M. Hood RE. 1989. Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal. *J Atmos Oceanic Technol* 6:254–273.
- Stout, John E., Martin, David W., Sikdar, Dharendra N., 1979. Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images. *Mon. Weather Rev.* 107, 585–598.
- Thies, B., Nauss, T., Bendix, J., 2008a. Discriminating raining from non-raining clouds at mid-latitudes using meteosat second generation daytime data. *Atmos. Chem. Phys.* 8, 2341–2349.
- Thies, B., Nauss, T., Bendix, J., 2008b. Precipitation process and rainfall intensity differentiation using meteosat second generation spinning enhanced visible and infrared imager data. *J. Geophys. Res.* 113.

- Thies, B., Nauss, T., & Bendix, J. 2008c. Precipitation process and rainfall intensity differentiation using Meteosat Second Generation SEVIRI data. *Journal of Geophysical Research*, 113, 19.
- Thies, B., Turek, A., Nauss, T., Bendix, J., 2010. Weather type dependent quality assessment of a satellite-based rainfall detection scheme for the mid-latitudes. *Meteorol. Atmos. Phys.* 107, 81–89.
- Trigo, R., Xoplaki, E., Zorita, E., Luterbacher, J., Krichak, S.O., Alpert, P., Jacobeit, J., Sàenz, J., Fernández, J., González-Rouco, F., Garcia- Herrera, R., Rodo, X., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Turkex, M., Gimeno, 18 L., Ribera, P., Brunet, M., Trigo, I.F., Crepon, M., Mariotti, A., 2006. Chapter 3 Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability. In: *Developments in Earth and Environmental Sciences*, vol. 4. Elsevier, pp. 179–226.
- Turk, J., Vivekanandan, J., Lee, T., Durkee, P., and Nielsen, K., Derivation and applications of near-infrared cloud reflectances from GOES-8 and GOES-9, *Journal of Applied Meteorology*, 37, 819– 831,1998.
- Vicente, G. A., 1996. Algorithm for rainfall rate estimation using a combination of GOES-8 11.0 / μm and 3.9 / μm measurements. *Proc. Eighth Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 274-278.
- Wilheit, T.T. and Chang, A.T.C., 1980. An Algorithm for Retrieval of Ocean Surface and Atmospheric Parameters from the Observations of the Scanning Multichannel Microwave Radiometer. *Radio Science*, 15, 525-544.
- Wolters, E.L.A., Roebeling, R.A., Feijt, A.J. 2008.Evaluation of cloud phase retrieval methods for SEVIRI onboard Meteosat-8 using groundbased lidar and cloud radar data. *J. Appl. Meteorol. Clim.* 47, 1723– 1738, <http://dx.doi.org/10.1175/2007JAMC1591.1>.
- Wu, R., J. A. Weinman, and R. T. Chin, 1985: Determination of rainfall rates from GOES satellite images by pattern recognition techniques. *J. Atmos. Oceanic Technol.*,2, 314–330.
- Yunlong G. and Feng G., 2010. “Edited AdaBoost by weighted kNN.” *Neurocomputing* 73 : 3079-3088.

Zuo, W., Zhang, D., Wang, K., 2008. On kernel difference-weighted k-nearest neighbor classification. *Pattern Anal. Appl.* 11, 247–257.

Résumé

Pour l'estimation des précipitations dans le Nord de l'Algérie, une nouvelle méthode est proposée dans cette étude. Elle est basée sur l'algorithme de classification des k plus proches voisins pondérées WkNN (Weighted k Nearest Neighbours) en utilisant l'ensemble de données issues du radiomètre-imageur SEVIRI (Spining Enhanced Visible and Infra-Red Imager) embarqué à bord du satellite MSG (Meteosat Second Generation). Dans la classification, la méthode utilise les caractéristiques multi-spectrales d'un nouvel échantillon (pixel) comme variables d'entrées du classifieur WkNN pour prédire sa classe d'appartenance en se basant sur les distances pondérées qui le sépare des échantillons de l'ensemble d'apprentissages. Les taux de précipitations correspondant aux différentes classes sont déterminés en fonction des 16 niveaux d'intensités prédéfinis et utilisés dans le radar météorologique de Sétif. Les résultats obtenus sont validés par rapport aux classes d'intensité des précipitations observées et co-localisées avec les données radar.

Mots clés : Estimation de précipitation, Classification supervisées, WkNN, SEVIRI, MSG,

Abstract

For precipitation estimation in northern Algeria, a new method is proposed in this study. It is based on the Weighted k Nearest Neighbors (WkNN) weighted k nearest neighbor algorithm using the SEVIRI (Spining Enhanced Visible and Infra-Red Imager) radiometer-imager dataset embedded in the satellite. MSG (Meteosat Second Generation). In the classification, the method uses the multi-spectral characteristics of a new sample (pixel) as input variables of the classifier WkNN to predict its class of membership based on the weighted distances separating it from the samples of the class. set of learning. The precipitation rates corresponding to the different classes are determined according to the 16 predefined intensity levels used in the Sétif meteorological radar. The results obtained are validated with respect to precipitation intensity classes observed and co-located with the radar data.

Key words: Rainfall estimation, Machine Learning, WkNN, SEVIRI, MSG.