

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVESITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE
FACULTE D'ELECTRONIQUE ET D'INFORMATIQUE



THIESE

Présentée pour l'obtention du grade de : **Docteur en Sciences**
EN ELECTRONIQUE

Spécialité : Télécommunication

Par

Mr DJAFRI Abdenasser

Thème

DEVELOPPEMENT D'OUTILS POUR LA CARACTERISATION DES ECHOS RADAR

Soutenue publiquement le : 08 Novembre 2015

devant la commission d'examen :

SMARA Youcef	Professeur à l'U.S.T.H.B.	Président.
HADDAD Boualem	Professeur à l'U.S.T.H.B.	Directeur de thèse.
LAGHROUCHE Mourad	Professeur à l'U.M.M.T.O.	Examineur.
OUKIL Assia	Maître de Conférence / A à l'U.S.T.H.B.	Examinatrice.
DAHIMENE Abdelhakim	Maître de Conférence / A à l'U.M.B.B.	Examineur.

Remerciements

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude au Professeur Boualem HADDAD, mon directeur de thèse, en premier lieu pour avoir cru en moi et pour m'avoir accompagné efficacement dans sa réalisation. Sans le puissant stimulant intellectuel qu'il m'a si généreusement prodigué, ce travail n'aurait même pas commencé. Mes remerciements ne sauraient être à la hauteur de mon respect et de ma gratitude envers lui.

Je remercie très chaleureusement le Professeur Youcef SMARA pour avoir bien voulu me faire l'honneur de présider le jury de ma thèse.

En outre, je tiens à exprimer ma gratitude à Mme Assia OUKIL Professeur à l'USTHB, Abdelhakim DAHIMENE Maître de conférence à l'UMBB et Mourad LAGHROUCHE Maître de conférence à l'UMMTO d'avoir bien voulu accepter d'être membres de mon jury.

J'exprime par ailleurs mes plus vifs remerciements à Monsieur Abd-El-Hamid Adane, Professeur à l'USTHB d'avoir bien voulu m'accepter dans son équipe de recherche et d'avoir mis tout le matériel nécessaire à ma disposition.

Je tiens à exprimer mes remerciements particuliers à tous les membres du laboratoire LTIR-USTHB « Laboratoire de Traitement d'Images et Rayonnement ».+ Mes remerciements vont également à tous ceux qui m'ont aidé, à un titre ou un autre, qu'il s'agisse de la fourniture d'informations précieuses, de conseils ou de documents.

Sans ma famille et mes amis, ce travail n'aurait tout simplement jamais été achevé. Ils m'ont toujours encouragé, dans les moments de doute et de fatigue particulièrement. Je ne peux les citer tous nommément. Qu'ils sachent que je ne les oublierai jamais...

A mes merveilleux parents,

A mes frères et sœurs

A mon adorable épouse

A mes amis

SOMMAIRE

Introduction générale	1
Chapitre I : Théorie du radar météorologique	
I.1. Introduction	5
I.2. Principe de fonctionnement du radar météorologique	6
I.3. Equation radar pour les cibles météorologiques	7
I.4. Base de conception d'un radar météorologiques	13
I.4.1. Effets de l'atténuation	13
I.4.1.1. Atténuation par la vapeur d'eau	13
I.4.1.2. Atténuation des nuages	14
I.4.1.3. Atténuation par la pluie	15
I.4.1.4. Atténuation par la grêle	19
I.4.2. Effets des échos du sol	20
I.5. Conclusion	21
Chapitre II : Cartographie des échos du sol à l'aide du modèle numérique de terrain SRTM	
II.1. Introduction	22
II.2. Cartographie des échos du sol	22
II.3. Présentation géographique des trois régions étudiées	23
II.3.1. Présentation géographique de la région de Sétif (Algérie)	23
II.3.2. Présentation géographique de la région de Bordeaux (France)	23
II.3.3. Présentation géographique de la région de Dakar (Sénégal)	24
II.4. Présentation des données utilisées	25
II.4.1. Présentation des trois radars météorologiques	25
II.4.1.1. Présentation du radar météorologique de Sétif (Algérie)	26
II.4.1.2. Présentation du radar météorologique de Bordeaux (France)	26
II.4.1.3. Présentation du radar météorologique de Dakar (Sénégal)	26
II.4.2. Présentation du logiciel Radio-Mobile	27
II.4.3. présentation du modèle numérique de terrain S.R.T.M.	28
II.4.4. Extraction du M.N.T	28
II.4.5. Présentation des cartes d'échos du sol réelles observés en temps clair	29
II.5. Approche proposée et méthodologie de calcul	31
II.5.1. Méthode de Radio-Mobile	31

II.5.2. Algorithme proposé.....	31
II.5.2.1. Chargement du M.N.T.....	33
II.5.2.2. Découpage de la carte en quatre quadrants.....	33
II.5.2.3. Unification du référentiel.....	33
II.5.2.4. Correction des quatre quadrants suivant la courbure de la terre réelle.....	34
II.5.2.5. Modification des données d'altitude en considérant une terre fictive.....	34
II.5.2.6. Calcul des angles de site pour chaque point de la carte.....	36
II.5.2.7. Extraction de la carte des échos du sol.....	37
II.5.2.8. Réalignement des points de référence.....	38
II.6. Résultats et interprétations.....	38
II.6.1. Cartographie des échos du sol du radar de la région de Sétif (Algérie).....	39
II.6.2. Cartographie des échos du sol du radar de la région de Bordeaux (France).....	40
II.6.3. Cartographie des échos du sol du radar de la région de Dakar (Sénégal).....	41
II.7. Etude du site de Ain Arnat.....	42
II.8. Conclusion.....	42
Chapitre III : Filtrage des échos du sol	
III.1. Introduction.....	44
III.2. Techniques d'élimination des échos du sol développées par l'équipe 1.....	44
III.2.1. Technique de masquage.....	44
III.2.2. Modélisation des échos radar par les chaines de Markov.....	44
III.2.3. Technique texturale.....	45
III.2.4. Modélisation des échos radar par les processus autorégressifs.....	45
III.2.5. Analyse fractale et multifractale des échos radar.....	46
III.2.6. Classification des échos radar par approche texturale-floue.....	46
III.3. Notion de textures.....	47
III.3.1. Définition de la texture.....	47
III.3.2. Signature d'une texture.....	50
III.3.3. Approche d'analyse de la texture.....	51
III.3.3.1. Approche structurelle.....	51
III.3.3.2. Approche spatio-fréquentielle.....	52
III.3.3.3. Approche statistique.....	52
III.3.4. Les attributs statistiques du premier ordre.....	53
III.4. Base de données.....	56

III.5. Prétraitement des données radar.....	57
III.6. Analyse texturale des échos du sol.....	57
III.7. Processus de classification.....	62
III.8. Discussion et conclusion.....	67
Chapitre IV : Classification des échos de précipitation	
IV.1. Introduction.....	69
IV.2. Machines à vecteur de support (SVM).....	69
IV.2.1. Principe de fonctionnement.....	70
IV.2.1.1. Discrimination linéaire et hyperplan séparateur.....	71
IV.3. Classification des cellules de précipitations convectives et stratiformes dans les images radar météorologiques par combinaison SVM-Propriétés texturale.....	72
IV.3.1. Les données utilisées.....	72
IV.3.2. Analyse texturale des nuages.....	73
IV.3.3. Classification en SVM.....	76
IV.3.4. Validation par mesures in-situ.....	78
IV.3.5. Discussion et conclusion.....	79
Conclusion générale.....	80
Bibliographie.....	82
Annexes	

INTRODUCTION GENERALE

Tout au début de son existence, l'être humain s'est basé sur son observation pour analyser les phénomènes météorologiques. Pour la connaissance à tous les niveaux des paramètres de l'atmosphère répondant aux besoins d'analyse et de prévision, il est nécessaire que cette observation soit, d'une part, étendue à toute la surface terrestre, d'autre part, effectuée de manière régulière. Ces exigences ne peuvent généralement pas être satisfaites dans des régions inhabitées telles que les océans, les déserts, les zones polaires ou les hautes montagnes, et sont source de difficultés, même dans les régions peuplées, en raison du coût élevé d'une observation humaine continue. Un effort considérable a été fait pour automatiser l'observation météorologique. Ainsi, ont été créées les stations automatiques synoptiques terrestres dotées de capteurs qui effectuent et transmettent désormais des observations répondant aux normes requises. Depuis les années soixante, des efforts ont été faits dans le cadre du développement technologique des ballons et fusées-sondes notamment de l'instrumentation très particulière embarquée dans ces fusées ballons. Mais, il est désormais impossible de traiter de l'observation météorologique sans signaler la véritable révolution réalisée par la télédétection. Depuis l'avènement de cette nouvelle technique d'observation et de mesure, des avancées considérables ont été réalisées dans le domaine de l'atmosphère et dans la modélisation des phénomènes qui s'y développent. De nos jours, le radar météorologique est l'instrument le plus utilisé dans les stations météorologiques de par le monde. En effet, il fournit une observation globale, permanente, précise, cohérente et rapide des phénomènes météorologiques dans le temps et dans l'espace.

Cependant, les images radar sont souvent contaminées par les échos en provenance de la surface terrestre qui sont dus à des obstacles tels que les constructions, les pylônes et les reliefs. Ces échos sont appelés échos fixes et sont considérés par les météorologues comme des échos parasites. Ces derniers réduisent les capacités du radar à estimer les précipitations et à identifier les différents types de nuages [Austin, 1987 ; Billingsley, 2001 ; Sauvageot, 1992]. Le choix de l'emplacement du radar est donc capital pour une bonne estimation des précipitations et une prévision opportune des catastrophes naturelles et ceci afin d'éviter de recourir aux techniques de filtrage des échos de précipitations.

L'objectif de notre thèse est la caractérisation des échos radar. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés aux échos parasites en provenance de la surface terrestre. Pour ce faire, une étude a été faite dans le but de confectionner la carte des échos de sol en considérant

l'information géographique. La représentation topographique, en cartographie, est obtenue à partir du modèle numérique de terrain, communément appelé MNT. Ces MNTs sont de plus en plus employés pour de nombreuses applications nécessitant des données topographiques et particulièrement en météorologie [Dupont, 1997 ; Charleux-Demargne, 2001].

Pour les applications radar, Lebel (1990) a simulé le clutter du sol en région montagneuse en proposant un MNT par interpolation. Le principe de calcul de la carte des échos du sol est basé sur la recherche des points visibles. Ensuite, il a calculé le facteur de réflectivité radar en utilisant l'équation radar et en considérant le diagramme de rayonnement de l'antenne. Pour l'interprétation des résultats, l'auteur s'est limité à une comparaison visuelle de réflectivité des échos du sol radar simulés et observés en temps clair. Renard (2000) a identifié les échos du sol de l'agglomération lyonnaise en appliquant le modèle numérique de terrain IGN (Institut National de l'Information Géographique et Forestière) de résolution 250 m. La procédure de simulation des échos mise au point par l'auteur a pour but d'estimer l'intensité des échos du sol affectant la mesure de pluie. Le calcul est assez complexe et lourd. Ce dernier identifie les différents obstacles qui entravent l'estimation des précipitations par le radar. En outre, il conclue que les échos du sol sont insuffisamment filtrés par les traitements adaptatifs de Météo-France. L'objectif principal pour l'auteur est d'apporter une correction dans l'estimation de la pluie en s'appuyant sur la cartographie des échos du sol. Il ne s'est pas étalé sur la simulation des échos du sol et n'a pas proposé de paramètres et d'éléments de comparaison. En 2010, Mesnard et Sauvageot ont reproduit la distribution des échos du sol dus à une propagation anormale (ou anaprops) de la région bordelaise en appliquant le MNT SRTM. Ensuite, ils ont comparé la répartition des surfaces de sol, obtenus par le modèle numérique de terrain, à la distribution des réflectivités radars. Ils ont pu identifier visuellement, les collines de sable le long de la côte atlantique et le réseau hydrologique au nord de la chaîne centrale des Pyrénées. Dans le cadre de notre travail, le modèle SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) est utilisé pour modéliser la propagation des ondes électromagnétiques radar et d'extraire la carte des échos rétrodiffusés par le sol. Trois sites radar à topographies différentes sont considérés. Il s'agit de Sétif (Algérie), Bordeaux (France) et Dakar (Sénégal). Deux paramètres sont considérés pour comparer la distribution des échos simulés et observés en temps clair. Il s'agit de la surface occupée et du coefficient de corrélation liant les pixels.

Ensuite nous nous sommes intéressés aux différentes méthodes de filtrage des échos du sol. Diverses techniques d'élimination des échos parasites en provenance de la surface terrestre ont été proposées dans la littérature. Il s'agit principalement des techniques Doppler [Doviak et

Zrnic, 1993], polarimétriques [Ryzhkov et Zrnic, 1998] et statistiques [Seltmann et Riedl, 1998]. Haddad et *al.* en 2004 ont utilisé les caractéristiques texturales afin de distinguer entre les échos du sol et les précipitations. En 2010, Khider et *al.* ont utilisé une analyse multi-fractale et les modules maximums de la transformée en ondelette afin d'éliminer les échos du sol dans les images radar météorologiques. En 2013, Sadouki et Haddad ont combiné la logique floue et la texture pour la suppression des échos du sol des radars météorologiques de Sétif (Algérie) et Bordeaux (France). Dans notre cas, nous proposons une méthode basée sur une analyse spatio-texturale des pixels décrivant les échos du sol. Cette approche a été développée suite à une sollicitation de l'Office National de la Météorologie (ONM). Rappelons que cet organisme utilise la technique de masquage pour le traitement des échos parasites.

En outre, nous nous sommes intéressés à la classification des cellules convectives et stratiformes dans les images de précipitations. Plusieurs travaux de recherche ont été réalisés à ce propos durant la dernière décennie. En 2005, Maria Franco et *al.* ont utilisé les caractéristiques du profil vertical de réflectivité (VPR) des précipitation stratiformes et convectives combinées aux algorithmes de Sanchez Diezma et *al.* (2000) et Steiner et *al.* (1995) pour la discrimination entre les deux types de cellules. En 2006, Capsoni et *al.*, se basant sur la fonction de distribution cumulative locale et annuelle $P(R)$, ont étudié l'évolution en espace-temps et l'influence des pluies convectives sur la propagation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère. En 2012, Xu Wang et *al.* ont utilisé la logique floue afin de distinguer entre les deux types de précipitations en considérant les différences morphologiques de la distribution des réflectivités radar entre les précipitations convectives et stratiformes. Ils ont retenu quatre paramètres : le facteur de réflectivité maximum, l'altitude du sommet de l'écho, le gradient de réflectivité vertical et le gradient de réflectivité horizontal.

Dans ce travail, nous proposons une approche basée sur les propriétés texturales des deux types d'échos et les machines à vecteur de support (SVM) comme classifieur. Les séparateurs à vaste marges reposent sur deux idées clés : la notion de marge maximale et la notion noyau. Ces deux notions existaient depuis plusieurs années avant qu'elles ne soient mises en commun pour construire les SVM.

Les SVM peuvent être utilisés pour résoudre divers problèmes du monde réel, tel qu'en biologie structurale prédictive (prédiction de structure secondaire du génome), identification de régions codantes de l'ADN génomique, évaluation du risque de cancer, détection d'arythmie cardiaque, reconnaissance de caractères manuscrits, reconnaissance de scènes naturelles, reconnaissance de visage, classification d'emails, classification de pages web, ... etc.

Compte tenu de ces objectifs, notre manuscrit est organisé comme suit :

Le premier chapitre porte sur le principe de fonctionnement du radar et les différents modèles d'estimation des précipitations à partir de l'imagerie radar.

Dans le second chapitre, nous présentons l'approche de simulation des échos du sol à partir du modèle numérique du terrain SRTM. Une comparaison de résultats sera effectuée entre notre algorithme et l'approche radio amateur.

Le troisième chapitre a trait au filtrage des échos parasites par l'approche spatio-texturale que nous avons développé. Les résultats d'élimination des échos parasites et de préservation des précipitations seront discutés.

Le quatrième chapitre est consacré à l'identification des cellules convectives et stratiformes à partir de leurs propriétés texturales et ceci en utilisant le classifieur SVM.

Nous terminons par une conclusion et des perspectives.

I.1. Introduction

Le présent chapitre est une description des radars météorologiques basée sur leurs caractéristiques. Ces derniers présentent une similitude avec les autres radars utilisés à d'autres fins. Deux générations ont marqué le radar météorologique. Il s'agit de :

- *NWS (National Weather Service)*, introduit dès les années 50.
- *TDWR (Terminal Doppler Weather Radar)*, introduit durant les années 90.

Les radars météorologiques standards, de type Doppler, sont devenus des outils d'observation familiers pour les ingénieurs spécialisés. Depuis leur introduction, pendant les années 50, par le service national de météorologie des Etats Unis, sous la désignation (*NWS : National Weather Service*), ils sont devenus largement utilisés dans les secteurs public et privé, notamment par les prévisionnistes de la météo. La majeure partie des améliorations a été introduite durant les années 90 quand la NWS, l'Agence Fédérale d'Aviation (FAA) et les forces de l'air (U.S. Air Force) ont proposé la nouvelle génération du réseau national des radars doppler WSR-88D, communément appelé NexRad (*Next generation Radars*). Aussi, pendant les années 90, la FAA a installé le système TDWR (*Terminal Doppler Weather Radar*) dans la majeure partie des aéroports des Etat-Unis. Par la suite, les agences fédérales ont ajouté plusieurs mises à jour techniques aux réseaux NexRad et TDWR pour améliorer leurs performances au profit du grand public et la sécurité aérienne.

A l'instar des radars WSR-57 et le WSR-74C qui ont été remplacés, les systèmes WSR-88D fournissent, en temps réel, une riche information automatisée, sur les tempêtes, les précipitations, les ouragans, les tornades, ainsi que sur beaucoup de phénomènes météorologiques, et ceci avec une résolution spatiale et temporelle beaucoup plus importante. En ce qui concerne l'aviation, les radars TDWR fournissent des informations cruciales pour le décollage et l'atterrissage des avions en toute sécurité dans la plupart des aéroports en détectant les moments de cisaillements du vent dangereux.

La différence entre les radars météorologiques et les autres types de radars militaires et d'aviation réside dans la nature des cibles (objectifs), les caractéristiques du signal radar, et la façon par laquelle ces échos radars sont traités pour arriver à une information utile. Les cibles météorologiques importantes occupent une large bande d'intensités des échos diffusés de -20 à 70 dBZ (unité logarithmique utilisée en météorologie) qui sont distribués dans l'espace partant des courtes portées (< 1km) jusqu'aux longues portées (>200km), de la basse atmosphère

(100m) à la haute atmosphère où les phénomènes météorologiques sont importants (20km), et s'étalent généralement sur une grande partie des millions de cellules de résolutions spatiales (pixels) observées par le radar.

En outre, il est nécessaire de faire des mesures quantitatives du signal reçu de chacune des cibles météorologiques pour estimer ses paramètres comme le taux de précipitation, le type de précipitation, le mouvement de l'air, les turbulences et les cisaillements du vent. En plus, en raison du pourcentage élevé de pixels contenant des informations utiles, les radars météorologiques requièrent des unités de traitement très robustes, des moyens efficaces pour la suppression des différents bruits, des systèmes d'enregistrements de données très rapides, ainsi qu'un affichage informatif de l'information utile en sortie.

I.2. Principe de fonctionnement du radar météorologique

Le radar météorologique est composé principalement d'un émetteur, d'un récepteur, d'un duplexeur pour coupler les deux parties et qui permet d'utiliser une même antenne.

Le radar météorologique émet dans l'atmosphère, à intervalles de temps égaux, des impulsions d'énergies électromagnétiques puissantes, très brèves et de fréquences très élevées (de l'ordre des GHz). Cette énergie est concentrée par une antenne très directive. Les cibles de toute nature présentes dans le faisceau radar interceptent une partie d'énergie qu'elles absorbent et rétrodiffusent dans toutes directions. La fraction renvoyée vers le radar constitue le signal utile. La cible peut être bien sur les précipitations mais aussi les obstacles de la surface terrestre. Ces derniers peuvent induire des erreurs dans l'identification et l'estimation des précipitations. Il est alors impératif de procéder à l'élimination de ces échos parasites.

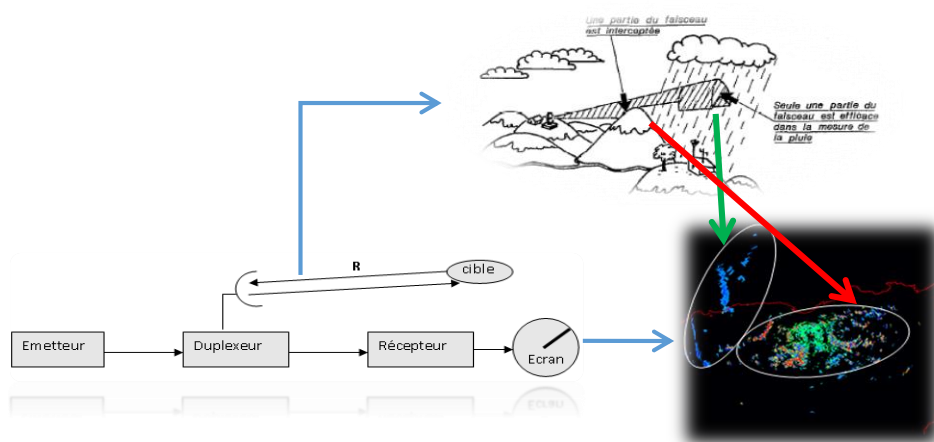


Figure I.1. : Schéma synoptique du radar météorologique.

I.3. Equation radar pour les cibles météorologiques

La puissance reçue P_r à partir d'un point cible peut être obtenue à partir de plusieurs expressions qui sont applicables au radar en général. Pour un point cible unique, la forme la plus simple se traduit par l'expression suivante [Battan, 1973] :

$$P_r = \frac{\beta\sigma}{r^4} \quad \text{I.1.}$$

Avec :

β : Constante qui dépend des caractéristiques du radar (la puissance transmise P_t , le gain d'antenne G , et la longueur d'onde λ).

r : La distance entre le radar la cible.

σ : La section efficace du radar (RCS : Radar Cross Section).

L'expression de σ pour les cibles météorologiques réparties diffère de celles des cibles ponctuelles. L'équation radar est alors différente de celle des cibles ponctuelles. Pour les cibles réparties comme les précipitations, le RCS peut être donné par :

$$\sigma = \eta V \quad \text{I.2.}$$

Où :

V : Le volume échantillonné par le radar (volume de résolution de l'impulsion).

η : La réflectivité radar exprimée en section transversale par unité de volume. Elle peut être elle-même exprimée par :

$$\eta = \sum_{i=1}^N \sigma_i \quad \text{I.3.}$$

Avec :

N : Le nombre de diffuseurs par unité de volume.

σ_i : La section de rétrodiffusion de l' i -ème diffuseur.

En général, les diffuseurs météorologiques peuvent prendre plusieurs formes, comme des gouttelettes d'eau, des cristaux de glace, la grêle, la neige, ou bien même un mélange de ce qui

précède.

Mie a développé une théorie générale en considérant l'énergie rétrodiffusée par une onde plane optique rencontrant une sphère conductrice en suspension colloïdale [Battan, 1973]. La même théorie s'applique aux gouttes de pluie sphériques pour laquelle l'énergie rétrodiffusée est fonction de la longueur d'onde (λ) de l'énergie incidente, du rayon (a) et de l'indice de réfraction (m) de la particule. Le rapport $2\pi a/\lambda$ détermine la caractéristique de rétrodiffusion dominante de la particule. Pour les gouttelettes d'eau sphériques qui sont relativement grandes par rapport à la longueur d'onde de diffusion (de 0.5 mm à 5 cm), les lois de l'optique s'appliquent (diffusion non sélective). Quand les gouttelettes d'eau sont de l'ordre de la longueur d'onde de diffusion, on se trouve dans le domaine de Mie (la région de résonance). Quand les gouttelettes d'eau sont relativement petites par rapport à la longueur d'onde de diffusion, il s'agit du domaine de Rayleigh.

Quand le rapport $2\pi a/\lambda < 1$, l'approximation de Rayleigh [Battan, 1973] pourrait être appliquée, et σ_i devient :

$$\sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D_i^6 \quad \text{I.4.}$$

Avec :

D_i : Le diamètre de l'i-ème goutte

Et :

$$|K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad \text{I.5.}$$

Avec :

m : L'indice de réfraction complexe.

A une température entre 0 et 20°C et des longueurs d'onde centimétriques, $|K|^2 \approx 0.93$ pour les particules d'eau, et $|K|^2$ vaut 0.197 pour les particules de glace. On peut maintenant écrire l'équation (3) sous la forme :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad \text{I.6.}$$

On définit alors le facteur de réflectivité radar :

$$Z = \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad \text{I.7.}$$

En météorologie radar, il est plus intéressant d'exprimer les diamètres D_i des gouttes d'eau en millimètre, et on considère la sommation sur 1m^3 . Donc, l'unité du facteur de réflectivité Z conventionnelle est mm^6/m^3 . Cependant, le processus de diffusion du radar pour les différentes formes et températures des particules de glace est extrêmement compliqué et une expression généralisée définitive ne peut être donnée.

Il est souvent pratique de traiter la distribution granulométrique des particules d'eau comme une fonction continue avec une densité volumique $N(D)$, où $N(D)$ est le nombre de gouttes par unité de volume ayant des diamètres compris entre D et $D+dD$. Dans ce cas, Z est donné par le sixième moment de la distribution granulométrique [Battan, 1973] :

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad \text{I.8.}$$

Si le faisceau radar est rempli de diffuseurs, le volume élémentaire V est donné approximativement par :

$$V \approx \frac{\pi \theta \phi r^2 c \tau}{8} \quad \text{I.9.}$$

Avec :

θ et ϕ : Respectivement l'angle d'azimut et l'ouverture du faisceau.

c : La célérité (vitesse de la lumière).

τ : Largeur d'impulsion du radar.

En remplaçant les deux équations I.3 et I.9 dans I.2, on remarquera que le RCS σ pour le diffuseur météorologique est directement proportionnel au volume de l'impulsion comme déterminé par la longueur de l'impulsion et l'ouverture du faisceau vu par la cible. Alors, en combinant les équations I.2, I.6 et I.9 et en considérant l'équation I.1, on trouve :

$$\begin{aligned} P_r &= \frac{\beta}{r^4} \frac{\pi \theta \phi r^2 c \tau}{8} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_{i=1}^N D_i^6 \\ &= \frac{\beta \pi^6 \theta \phi c \tau |K|^2}{8 \lambda^4 r^2} Z \\ &= \frac{\beta' Z}{r^2} \end{aligned} \quad \text{I.10.}$$

Cette expression démontre que pour une cible météorologique distribuée, la puissance reçue est :

- Premièrement, fonction seulement de β' (une constante qui dépend du système radar et des paramètres physiques des nuages).
- Deuxièmement, directement proportionnelle au facteur de réflectivité Z .
- Troisièmement, inversement proportionnelle à r^2 (et non pas r^4 comme les cibles ponctuelles).

Les paramètres radar représentés par β à l'équation I.1, portent sur la puissance de transmission P_t , le gain de l'antenne G , et la longueur d'onde λ . On inclut toutes les pertes dans le facteur de gain du système d'antenne (radôme, guide d'onde, rotor, etc.) puisqu'il faut que toutes les mesure soient référencée au même point du système radar – généralement à un coupleur près du rotor. Comme le gain d'antenne n'est pas uniforme sur toute la largeur du faisceau, Probert-Jones (1962) a alors supposé une loi gaussienne pour le faisceau de l'antenne, et a obtenu l'équation suivante pour la puissance reçue :

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \theta \phi c \tau}{512 (2 \ln 2) \pi^2 r^2} \sum_{i=1}^N \sigma_i \quad \text{I.11.}$$

Où $(2 \ln 2)$ est la correction de la loi gaussienne du faisceau. En portant les équations I.3, I.6 et I.7 dans I.11, la puissance reçue pourrait être exprimée en fonction du facteur de réflectivité Z et le rayon r comme :

$$P_r = \frac{P_t G^2 \theta \phi c \tau \pi^3 |K|^2 Z}{512 (2 \ln 2) \lambda^2 r^2} \quad \text{I.12.}$$

Le filtre de réception atténue légèrement le signal de réception, donc P_r sera atténuée par L_r , l'expression du facteur de réflectivité s'écrit alors :

$$Z = \left[1024 \ln 2 \lambda^2 (L_r / P_r) G^2 \theta \phi c \tau \pi^3 |K|^2 \right] P_r r^2 \quad \text{I.13.}$$

Il est plus commode d'exprimer Z en mm^6/m^3 dans l'équation I.13. Puisque les valeurs d'intérêt de Z peuvent s'étendre à plusieurs niveaux de magnitudes, une échelle logarithmique est souvent utilisée. On a alors :

$$Z(\text{dBZ}) = C + P_r(\text{dBm}) + 20 \log r(\text{Km}) \quad \text{I.14.}$$

Où « C » est appelée constante radar météorologique. La valeur typique de « C » varie entre 65 et 75 dB pour les radars météorologiques opérationnels. C'est clair que pour un rayon et une puissance de réception fixes, la plus faible valeur de la constante radar « C » permet à la

plus petite réflectivité en dBZ d'être observée. Ainsi, les radars les plus sensibles sont ceux qui ont les plus faibles valeurs de « C ».

L'expression I.14 peut être utilisée pour le calcul du facteur de réflectivité « Z » quand la plus petite particule diffusante vérifie l'approximation de Rayleigh, et quand les diffuseurs sont des particules de glace ou d'eau. Et puisque toutes ces conditions ne sont pas toujours satisfaites, on utilise alors le facteur de réflectivité effectif Z_e au lieu de Z. Quand Z_e est utilisé, on comprend que les conditions précédentes ont été supposées. Les praticiens dans le domaine du radar météorologique utilisent souvent Z_e et Z de façon interchangeable quoique c'est faux.

Un autre facteur qu'on a ignoré volontairement dans la mise en place de l'équation radar est l'atténuation par précipitation et les gaz atmosphériques. A une longueur d'onde de 10cm l'atténuation est généralement négligée ; cependant, aux longueurs d'ondes 5, 3 et 2 cm et plus spécialement les longueurs d'ondes millimétriques, l'atténuation atmosphérique doit être prise en compte dans l'équation radar.

Enfin, il est important de noter que la variable Z a une signification purement météorologique car elle est directement liée aux caractéristiques des nuages et aux taux de précipitations actuels. Les valeurs de Z pour les nuages non précipitants inférieures à -40 dBZ sont d'intérêt pour l'étude de la physique des nuages. En temps clair (ciel clair), et dans les basses couches atmosphériques, les valeurs de Z de l'ordre de -20 dBZ à 20 dBZ sont généralement et fréquemment dues aux insectes et oiseaux. En temps de pluie, les valeurs de Z peuvent aller de 0-10 dBZ jusqu'à peu près à 60 dBZ. Avec des facteurs de réflectivité de l'ordre de 55 à 60 dBZ, la pluie peut causer de sévères inondations. Les averses de grêles produisent un facteur Z supérieur à 70 dBZ. Plusieurs types de radars météorologiques sont conçus pour détecter les valeurs de Z qui traduisent les échos de précipitations (0 à 60 dBZ) et les échos en temps clair sur 100 Km quand la courbure de la terre empêche quelques mesures. Ainsi, pouvoir mesurer des échos de précipitation trop forts à petites distances et aussi des échos de précipitation trop faibles à grandes distances requiert un récepteur radar ayant une échelle s'étalant entre 90-95 dB, alors que la mesure de faibles échos en présence des échos du sol exige une échelle supérieure à 60 dB. Les radars météorologiques les plus récents et la plupart des radars de recherches arrivent à parvenir aux meilleures qualités en matière de sensibilité et peuvent détecter des valeurs de réflectivités inférieures à -40dBZ à petites distances.

Les radars qui étaient opérationnels au passé utilisaient une technique de contrôle temporelle de la sensibilité (STC : Sensitivity Time Control) pour réduire le gain et détecter les échos proches dans le cas des petites distances ; cependant, les radars les plus récents ont

tendance à ne pas utiliser les techniques STC depuis la conception de récepteurs dynamiques qui sont plus adaptés pour couvrir d'importantes intensités d'échos météorologiques aux distances nécessaires. Les radars de recherche ont rarement utilisé la STC à cause des pertes qui se présentent en sensibilité à petites distances.

I.4. Base de conception d'un radar météorologique

Les deux facteurs incontournables qui affectent la conception des radars météorologiques sont :

- L'atténuation.
- Les échos du sol et de la mer.

La combinaison de ces facteurs, avec le besoin d'avoir une bonne résolution spatiale, conduit à la sélection d'une longueur d'onde entre 3 et 10 cm pour la plupart des applications météorologiques. Nous allons nous limiter à l'effet de l'atténuation par précipitations et des échos du sol sur le signal radar.

I.4.1. Effets de l'atténuation

L'atténuation a au moins deux effets négatifs sur les signaux radar météorologique. Premièrement, elle rend difficile les mesures quantitatives précises de l'énergie rétrodiffusée des échos de précipitations à des portées lointaines. Cette incapacité de mesurer précisément la vraie valeur de l'énergie rétrodiffusée nécessite une correction de l'atténuation de l'énergie reçue lorsque cela est possible.

Deuxièmement, si l'atténuation due aux précipitations est suffisamment grande, le signal d'une cellule de précipitations derrière une région de forte absorption peut être totalement supprimé. Un exemple des conséquences potentiellement graves d'une très forte absorption est l'impact qu'il pourrait y avoir pour les radars d'aviation de surveillance des tempêtes, la plupart travaillent sur une longueur d'onde de 3 cm. En effet, Il est fréquent pour les petites longueurs d'onde des radars de l'aviation embarqués de ne pas détecter des cellules de convection intenses derrière des orages à haute atténuation. Aussi les tempêtes sévères avec des taux de précipitation élevés causent une grande atténuation même aux longueurs d'onde de 5cm.

Dans les paragraphes suivants, nous allons donner quelques expressions quantitatives reliant l'atténuation aux précipitations. Ces différentes atténuations causées par les précipitations sont :

I.4.1.1. Atténuation par la vapeur d'eau

La vapeur d'eau atmosphérique peut prendre des valeurs de densité supérieures à 25g/m^3 et donne une atténuation variable dépendante du contenu de la vapeur d'eau. Cependant, aux longueurs d'onde radar typiques supérieures à 3cm, l'atténuation est inférieure à quelques petites centièmes de dB/km et elle est généralement négligée. L'oxygène gazeux contribue aussi à une absorption mineure à ces longueurs d'ondes centimétriques et est aussi généralement négligée.

I.4.1.2. L'atténuation des nuages

Les particules des nuages sont considérées ici comme ceux de l'eau ou de la glace ayant un rayon inférieur à $100\text{ }\mu\text{m}$ (0.01 cm). Pour les longueurs d'onde du rayonnement incident bien au-delà de 0.5 cm , l'atténuation dépend principalement du contenu de l'eau liquide et est indépendante à la distribution granulométrique des gouttelettes. L'équation généralement traduisant l'atténuation par les nuages démontre généralement la composante d'humidité des équations sous la forme du contenu de l'eau liquide (grammes par mètre cube). Les observations indiquent que la concentration de l'eau liquide dans les nuages varie généralement de 1 à 2.5g/m^3 . Dans les nuages de glace, la densité de l'eau dépasse rarement 4.0g/m^3 et est souvent inférieur à 0.1g/m^3 . L'atténuation due aux particules de nuages peut être écrite [Weickmann et aufm Kampe, 1953] :

$$K = K_1 M \quad \text{I.15.}$$

Où :

K : Atténuation en dB/km.

K_1 : Coefficient d'atténuation en $\text{dB}/(\text{km.g/m}^3)$.

M : Contenu d'eau liquide en g/m^3 .

$$M = \frac{4\pi\rho}{3} \sum_{i=1}^N a_i^3 \quad \text{I.16.}$$

$$K_1 = 0.4343 \frac{6\pi}{\lambda} \text{Im} \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \quad \text{I.17.}$$

Avec :

a_i : Rayon de la goutte.

ρ : Densité de l'eau.

Les différentes valeurs de K_1 pour les nuages d'eau et de glace sont données pour

différentes longueurs d'ondes et températures dans le tableau I.1.

		Longueurs d'ondes en cm			
	Température, °C	0.9	1.24	1.8	3.2
Nuage d'eau	20	0.647	0.311	0.128	0.0483
	10	0.681	0.406	0.179	0.0630
	0	0.99	0.532	0.267	0.0858
	-8	1.25	0.684	0.34	0.112
Nuage de Glace	0	8.74×10^{-3}	6.35×10^{-3}	4.36×10^{-3}	2.46×10^{-3}
	-10	2.93×10^{-3}	2.11×10^{-3}	1.46×10^{-3}	8.19×10^{-3}
	-20	2.0×10^{-3}	1.45×10^{-3}	1.0×10^{-3}	5.63×10^{-3}

Tableau I.1. Coefficient d'atténuation K_1 dans les nuages en dB/km par g/m^3 d'eau liquide [Gunn et East, 1954].

Plusieurs remarques peuvent être tirées du tableau I.1. L'atténuation est liée à la longueur d'onde. Les valeurs changent d'environ un ordre de grandeur pour un changement de λ de 1 à 3 cm. Les données présentées ici montrent aussi que l'atténuation dans l'eau augmente avec la diminution de la température. Les nuages de glace donnent des atténuations d'environ deux ordres de grandeur inférieures que les nuages d'eau pour le même contenu d'eau. L'atténuation des microondes par les nuages de glace pourrait être négligée en pratique.

I.4.1.3. L'atténuation par la pluie

Ryde & Ryde en 1945 ont calculé les effets de la pluie sur la propagation microonde et ont montré que l'absorption et les effets de diffusion des gouttelettes d'eau deviennent plus accentués aux fréquences microondes supérieures, où les longueurs d'onde et les diamètres des gouttelettes d'eau deviennent comparables. Dans la bande des 10cm et aux longueurs d'ondes courtes, les effets sont appréciables. Mais aux longueurs d'ondes supérieures à 10cm, les effets diminuent considérablement. Les gouttelettes d'eau suspendues en l'air (les nuages) et la pluie ont un taux d'absorption supérieur à celui de l'oxygène et de la vapeur d'eau combinés.

En pratique, il serait plus convenable d'exprimer l'atténuation de la pluie en fonction du taux de précipitation, qui dépend du contenu d'eau liquide et la vitesse de chute des gouttes. Ryde a étudié en 1946 l'atténuation des microondes par la pluie et a déduit, en utilisant la distribution granulométrique de Parsons, que cette atténuation s'exprime en décibel par kilomètre :

$$K_R = \int_0^{r_0} K[R(r)]^\alpha dr \quad \text{I.18.}$$

Où :

K_R : L'atténuation totale en dB.

$R(r)$: Le taux de précipitation le long de la trajectoire r .

r_0 : La longueur de la trajectoire de propagation en Km.

K : Une constante qui dépend de la fréquence et de la température.

α : Une constante dépendant de la fréquence.

Medhurst en 1943 a montré que $\alpha = 1$ est une bonne hypothèse dans plusieurs cas. Les pertes par mile pour les trois bandes de fréquences 4, 6 et 11 GHz sont présentées dans la figure I.2. Lhermitte en 2002 a étendu ce travail aux hautes fréquences, confirmant la relation et décrivant l'effet de la distribution granulométrique sur les taux d'atténuation.

La grande incertitude dans la prédiction des taux d'atténuations causés par les précipitations, quand les formules théoriques sont utilisées comme base de calcul, est la connaissance extrêmement limitée de la distribution granulométrique de la pluie pour les taux de précipitations variables sous différentes conditions climatiques et météorologiques. Lhermitte et Uijlenhoet et al. en 2003 ont passé en revue l'évolution des expressions analytiques de la distribution granulométrique, décrivant l'expérience de Marshall-Palmer et leur distribution exponentielle résultante et la distribution gamma à trois paramètres. Ils ont aussi revu la dépendance des paramètres définissant la distribution pour les taux de précipitation et le type de précipitation. Ils ont montré qu'un taux connu de précipitations n'assure pas une distribution granulométrique unique, bien que les études de Burrows et Attwood en 1949 semblent indiquer qu'une probable distribution granulométrique pourrait être rattachée à une pluie d'un taux de précipitation donné. Les résultats de cette étude sont montrés dans le tableau I.2, qui donne le pourcentage du volume total de précipitation occupé par des gouttelettes de différents diamètres et taux de précipitations variables (millimètres par heure). En se basant sur ces résultats, la section efficace d'absorption de différents taux de précipitations est montrée dans le tableau IV.2, qui donne l'atténuation en dB/Km pour différents taux de précipitations pour des longueurs d'ondes radar entre 0.3 et 10 cm.

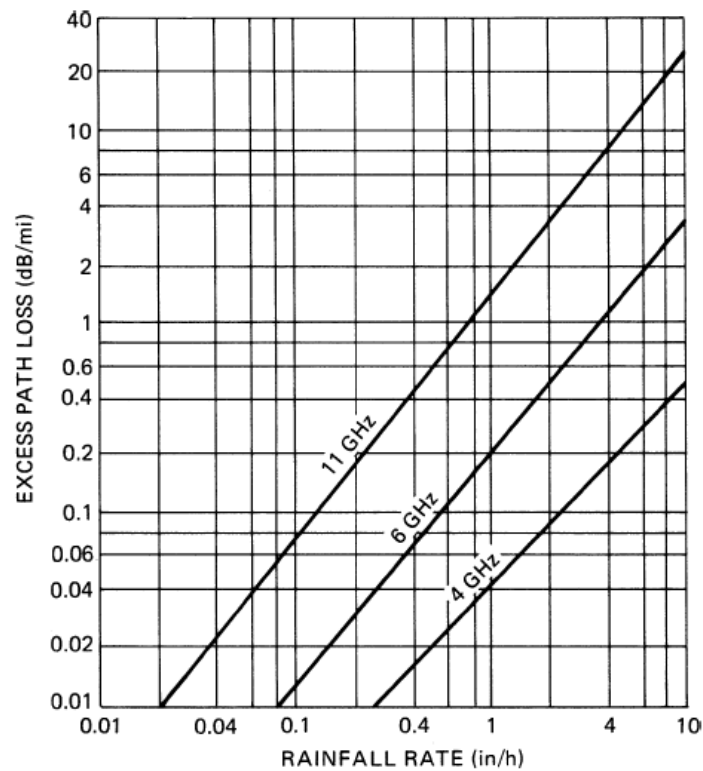


Figure I.2. : L'atténuation théorique de la pluie en dB/mile en fonction du taux de précipitation. [Ryde et Ryde, 1945]

	Taux de précipitation R en mm/h							
	0.25	1.25	2.5	12.5	25	50	100	150
Diamètre des gouttes D en cm	Pourcentage d'un volume donné contenant des gouttes de diamètre D							
0.05	28.0	10.9	7.3	2.6	1.7	1.2	1.0	1.0
0.10	50.1	37.1	27.8	11.5	7.6	5.4	4.6	4.1
0.15	18.2	31.3	32.8	24.5	18.4	12.5	8.8	7.6
0.20	3.0	13.5	19.0	25.4	23.9	19.9	13.9	11.7
0.25	0.7	4.9	7.9	17.3	19.9	20.9	17.1	13.9
0.30		1.5	3.3	10.1	12.8	15.6	18.4	17.7
0.35		0.6	1.1	4.3	8.2	10.9	15.0	16.1
0.40		0.2	0.6	2.3	3.5	6.7	9.0	11.9
0.45			0.2	1.2	2.1	3.3	5.8	7.7
0.50				0.6	1.1	1.8	3.0	3.6
0.55				0.2	0.5	1.1	1.7	2.2
0.60					0.2	0.5	1.0	1.2
0.65						0.2	0.7	1.0
0.70								0.3

Table I.2. : La distribution granulométrique à différents taux de précipitations. [Burros et Atwood, 1949]

Pour déterminer l'atténuation totale causée par les précipitations à travers une trajectoire particulières de chutes de pluies, il est nécessaire de connaître la nature des précipitations elles-mêmes et donc de l'évolution des précipitations et la distribution granulométrique à trois dimensions.

Une variation verticale et symétrique de R , diminuant avec une hauteur au-dessus d'une valeur de surface mesurée, semble appropriée pour une précipitation stratiforme. Une variation verticale de R de la forme :

$$R = R_0 e^{-dh^2} \quad \text{I.19.}$$

pourrait être considérée comme appropriée sous des conditions de précipitations stables.

Avec :

R_0 : la surface du taux de précipitation.

h : la surface au-delà de l'horizon.

d : une constante égale à 0,2.

Cependant, les précipitations convectives montrent des caractéristiques plus ou moins différentes. Par exemple, la présence de virga (précipitations en l'air mais s'évaporent avant d'atteindre le sol) associées avec des nuages précipitant pour un climat sec indique que les profils de précipitations convectives sont beaucoup plus difficile à modéliser.

Taux de précipitation R en mm/h	Longueurs d'ondes λ en cm								
	$\lambda = 0.3$	$\lambda = 0.4$	$\lambda = 0.5$	$\lambda = 0.6$	$\lambda = 1.0$	$\lambda = 1.25$	$\lambda = 3.0$	$\lambda = 3.2$	$\lambda = 10$
0.25	0.305	0.230	0.160	0.106	0.037	0.0215	0.00224	0.0019	0.0000997
1.25	1.15	0.929	0.720	0.549	0.228	0.136	0.0161	0.0117	0.000416
2.5	1.98	1.66	1.34	1.08	0.492	0.298	0.0388	0.0317	0.000785
12.5	6.72	6.04	5.36	4.72	2.73	1.77	0.285	0.238	0.00364
25.0	11.3	10.4	9.49	8.59	5.47	3.72	0.656	0.555	0.00728
50	19.2	17.9	16.6	15.3	10.7	7.67	1.46	1.26	0.0149
100	33.3	31.1	29.0	27.0	20.0	15.3	3.24	2.80	0.0311
150	46.0	43.7	40.5	37.9	28.8	22.8	4.97	4.39	0.0481

Table I.3. : L'atténuation en dB par km pour différents taux de précipitations à une température de 18°C utilisant la distribution granulométrique du tableau I.2. [Burrows et Atwood, 1949]

Taux de précipitation R en mm/h	λ en cm	0°C	10°C	18°C	30°C	40°C
0.25	0.5	0.85	0.95	1.0	1.02	0.99
	1.25	0.95	1.00	1.0	0.90	0.81
	3.2	1.21	1.10	1.0	0.79	0.55
	10.0	2.01	1.40	1.0	0.70	0.59
2.5	0.5	0.87	0.95	1.0	1.03	1.01
	1.25	0.85	0.99	1.0	0.92	0.80
	3.2	0.82	1.01	1.0	0.82	0.64
	10.0	2.02	1.40	1.0	0.70	0.59
12.5	0.5	0.90	0.96	1.0	1.02	1.00
	1.25	0.83	0.96	1.0	0.93	0.81
	3.2	0.64	0.88	1.0	0.90	0.70
	10.0	2.03	1.40	1.0	0.70	0.59
50.0	0.5	0.94	0.98	1.0	1.01	1.00
	1.25	0.84	0.95	1.0	0.95	0.83
	3.2	0.62	0.87	1.0	0.99	0.81
	10.0	2.01	1.40	1.0	0.70	0.58
150	0.5	0.96	0.98	1.0	1.01	1.00
	1.25	0.86	0.96	1.0	0.97	0.87
	3.2	0.66	0.88	1.0	1.03	0.89
	10.0	2.00	1.44	1.0	0.70	0.58

Table I.4 : Facteur de correction (Multiplicatif) de l'atténuation des précipitations. [Burros et Atwood, 1949]

I.4.1.4. L'atténuation par la grêle

Ryde en 1946 a conclu que les atténuations causées par la grêle représentent un-centième de celles causées par la pluie et que les nuages de cristaux de glaces présentent une atténuation très faible même à un taux de précipitation excessive de 5 pouces/h. Cependant, la diffusion par des sphères de glace entourées par un film concentrique d'eau liquide ayant une constante diélectrique différente ne donne pas le même effet que les résultats de Ryde pour les particules sèches. Par exemple, quand un-dixième du rayon d'une sphère de glace d'un rayon de 0.2 cm fond, la diffusion d'un rayonnement de 10cm est approximativement 90% de la valeur qui devrait être diffusée par une goutte complètement liquide.

Aux longueurs d'onde de 1 et 3cm avec $2a = 0.126$ (a = rayon de la goutte), Kerker et al. en 1951 ont trouvé que les particules atteignent l'atténuation efficace totale correspondant à des particules fondues quand moins de 10% des particules de glace seront fondues. Quand la masse fondue atteint 10 à 20%, l'atténuation serait deux fois grande que quand les particules seront complètement fondues. Ces calculs montrent que l'atténuation durant la fusion de la glace immédiatement inférieure à 0°C isotherme pourrait être substantiellement et essentiellement supérieure à celle des régions de neige juste au-dessus et sous des circonstances supérieures que

celles de la pluie avant la fusion.

Lhermitte en 2002 a étudié l'atténuation de la grêle pour les longueurs d'ondes courtes quand la diffusion de Mie est le mécanisme de diffusion dominant. Utilisant des distributions granulométriques de grêle sèche, il a montré des taux d'atténuation sur l'intervalle de fréquence de 3-150 GHz qui sont négligeables aux basses fréquences mais augmentent asymptotiquement de 3 dB/km aux fréquences supérieures à 100 GHz.

I.4.2. Effets des échos du sol.

Les applications radar météorologiques ont pour but de détecter les échos de précipitations en présence des échos du sol. Les radars au sol sont d'un grand intérêt pour les domaines d'agriculture et d'hydraulique ainsi que pour le grand public. Le problème des échos du sol se présente de façon sérieuse dans les radars météorologiques. Les réseaux Nexrad et le TDWR ont été conçus pour assurer la suppression des échos du sol supérieurs à 40 dB. [Wieler et Schrader, 1991 ; Sachidananda et Zrnica, 2000]

Bien que les échos du sol ne puissent pas être totalement éliminés, leurs effets peuvent être contournés à l'aide de quelques techniques et algorithmes. La première approche est d'utiliser une antenne à faibles lobes secondaires, ce qui supprimera la composante d'écho du sol quand l'onde émise du lobe principal passe légèrement au-dessus de l'horizon. La deuxième approche est d'utiliser des longueurs d'onde encore plus petites. Les petites longueurs d'onde aident à l'amélioration du rapport signal-sur-bruit ; d'après Rayleigh, la puissance du signal météorologique rétrodiffusé est inversement proportionnel à λ^4 .

Les radars météorologiques typiques utilisent des techniques de traitement du signal pour implémenter des filtres qui suppriment les faibles échos du sol. Ces filtres travaillent aussi bien dans le domaine temporel que fréquentiel.

Nous proposons une autre démarche qui consiste à choisir le meilleur emplacement pour le radar. Elle consiste, à simuler les échos du sol avant d'installer un radar météorologique en utilisant des modèles numériques de terrain (MNT) et des techniques de calcul de visibilité du radar.

I.5. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons fait une présentation du radar météorologique en se basant sur ces caractéristiques techniques. Nous avons souligné l'une des contraintes de la mesure météorologique liée la présence des échos en provenance de la surface terrestre. Il est alors capital de choisir l'emplacement radar afin d'éviter ces échos parasites. Nous proposons alors au chapitre 2 l'utilisation d'un modèle numérique de terrain pour connaître l'influence des échos du sol dans les images radar et proposer éventuellement des solutions pour réduire les effets des échos du sol.

II.1. Introduction

Nous allons nous intéresser dans ce chapitre à la modélisation des échos fixes du sol en provenance de la surface terrestre. Grâce au modèle numérique de terrain (M.N.T.) S.R.T.M. (Shuttle Radar Topography Mission), nous allons extraire la cartographie du clutter du sol en considérant la propagation des impulsions électromagnétiques émises dans l'environnement entourant le radar.

Trois sites radar à topographies différentes sont considérés. Il s'agit de Sétif (Algérie), Bordeaux (France) et Dakar (Sénégal).

II.2. Cartographie des échos du sol

Le choix du site radar est important afin de réduire les échos parasites du sol. L'emplacement le plus convenable pour un éventuel radar météorologique est le centre d'une plaine ou le sommet d'une montagne. Cependant, les contraintes liées à l'urbanisation des régions, les difficultés d'entretien et d'accès aux radars installés aux sommets des montagnes limitent le choix de l'endroit idéal. Pour cela, il devient nécessaire d'établir à priori la cartographie des échos du sol avant le choix du site radar afin de pouvoir optimiser son efficacité en minimisant l'influence des échos du sol sur l'estimation des précipitations.

Les échos en provenance de la surface terrestre apparaissent sous forme de cibles fixes ou lentement mobiles. Les échos fixes autour du radar sont causés par la rétrodiffusion des ondes radar par des obstacles formant la surface terrestre. Les échos mobiles sont essentiellement dus aux anomalies de propagation et ils apparaissent à des distances lointaines du radar. En effet, lorsque le gradient d'indice de réfraction devient inférieur à $157 \times 10^{-6}/\text{km}$, il se forme au sein de la basse atmosphère des conduits atmosphériques semblables à des guides métalliques. La portée de l'onde dépasse de loin la zone radioélectrique de visibilité directe. Ce type d'échos est par définition ce que l'on appelle anaprops ou échos AP. Ces échos indésirables gênent considérablement la détection des échos météorologiques et ils peuvent induire des erreurs dans l'estimation des précipitations. Il est donc capital de connaître leur position et leur densité afin de choisir le bon emplacement radar.

II.3. Présentation géographique des trois régions étudiées

Les trois sites d'étude ne présentent aucune similitude topographique. En effet, la région de Sétif est caractérisée par son relief montagneux, alors que les autres sites, à savoir, Bordeaux et Dakar sont plutôt plats.

II.3.1. Présentation géographique de la région de Sétif (Algérie)

La région de Sétif a une superficie de 6504 km², soit 0,27 % du territoire algérien. Elle se situe entre la capitale Alger à l'Ouest (300 km), Constantine (120 km) et Bejaia (110 km) à l'Est Jijel au Nord et M'sila au Sud. Les coordonnées géographiques de la ville de Sétif sont : 36°11'29 N de latitude et 5°24'34'' E de longitude. La région de Sétif, située à une altitude de 1300 m, est considérée comme la capitale des hauts plateaux. On peut la décomposer en deux grandes zones :

Une zone montagneuse au Nord représentée par la chaîne des Babors qui s'étend sur une centaine de kilomètres couvrant pratiquement le nord de la wilaya où on rencontre des cimes élevés dont djebel Babors avec 2004 m.

Une zone des hautes plaines décrivant la région centrale de la wilaya dont l'altitude varie entre 800 et 1300 mètres. Au niveau de cette zone, émerge des mamelons et quelques bourrelets montagneux. On relève :

- au Nord : djebel Megriss 1734 m (Ain Abessa) ;
- à l'Est : djebel Braou 1263 m (Bazer Sekra) ;
- au Sud : djebel Boutaleb Aferhane: 1886 m (Boutaleb) ;
- au Centre : djebel Youcef Aferhane: 1442 m (Guedjal, Bir Hadada).

La région de Sétif est caractérisée par un climat continental semi-aride avec des étés torrides et des hivers rudes. La moyenne des précipitations annuelles est de l'ordre de 700 mm au nord, de 400 mm au niveau des hautes plaines et 200 mm au sud.

II.3.2. Présentation géographique de la région de Bordeaux (France)

La ville de Bordeaux est située au sud-ouest de la France, chef-lieu de la région d'Aquitaine et préfecture du département de la Gironde.

La rive gauche de la Garonne, où se situe la plus grande partie de la ville de Bordeaux se compose de grandes plaines, souvent marécageuses, comme par exemple au nord vers

Bordeaux-Lac. Bien qu'il y ait quelques collines, l'altitude moyenne de la rive reste très faible. Ces plaines sont formées de sédiments et le sous-sol est principalement composé de gravier. L'ouest de l'agglomération empiète sur la plaine sableuse des Landes. Les sols sont maigres, perméables à l'eau et stockent facilement la chaleur. Ces sols sont parfaitement adaptés à la pratique de la viticulture.

La rive droite de la Garonne est très différente puisque l'on passe presque directement de la plaine à un plateau calcaire. L'altitude s'élève alors de façon abrupte à près de 90 mètres. C'est sur ce même plateau, à environ 20 km de Bordeaux, que se situent des domaines viticoles mondialement connus comme Saint-Emilion, Pomerol et Fronsac.

Le climat de l'Aquitaine est de type océanique, qui se caractérise à Bordeaux par des hivers très doux et des étés chauds. Les précipitations sont fréquentes et réparties tout au long de l'année avec 820 mm d'eau et environ 150 jours pluvieux par an. En été, les précipitations sont souvent dues à des orages. En juillet 1883, les plus importantes précipitations jamais tombées en France en 30 minutes ont été observées à Bordeaux.

II.3.3. Présentation géographique de la région de Dakar (Sénégal)

Dakar est la capitale de la République du Sénégal. Elle se situe à l'extrémité occidentale de l'Afrique, sur l'étroite presqu'île du Cap-Vert. N'occupant que 0,28 % du territoire national, l'agglomération dakaroise abrite 25 % de la population et concentre 80 % des activités économiques du pays.

La région de Dakar se situe sur un ancien volcan, aujourd'hui surmonté par le phare des Mamelles qui aura donné, après une longue érosion, le promontoire rocheux de la presqu'île du Cap-Vert, île de Gorée au sud, les îles de la Madeleine à l'ouest et île de Ngor au nord. Du plateau administratif aux faubourgs tentaculaires de Pikine et Guediawaye, le grand Dakar s'étend sur la quasi-totalité de la presqu'île du Cap-Vert. Cette dernière est couverte par des sols ferrugineux non lessivés tandis que les sols à minéraux forment des dunes récentes et actuelles.

Dans une zone tropicale subdésertique, Dakar bénéficie d'un microclimat de type côtier, influencé par les Alizés maritimes et la mousson. La saison chaude et humide s'étend de juin à octobre avec des températures avoisinant 27°C et un pic de précipitation en août (250 mm). Des inondations exceptionnelles se sont produites en août 2005. Pendant la saison sèche et un peu plus fraîche qui commence en novembre et dure jusqu'en Mai, il ne pleut pratiquement pas.

II.4. Présentation des données utilisées

II.4.1. Présentation des trois radars météorologiques

La puissance d'émission la plus faible des trois radars météorologiques considérés est de 250 kW (voir tableau 1) et le gain d'antenne est de 30 dBi, ce qui donne une puissance isotrope rayonnée équivalente de 250 MW. Lorsqu'un obstacle se trouve sur la trajectoire du rayon, la puissance sera impérativement rétrodiffusée et reçue par le radar compte tenu de la PIRE (Puissance Isotrope Equivalente Rayonnée) émise. Dans notre cas, l'information pertinente n'est pas l'intensité de la puissance rétrodiffusée par le radar, mais plutôt la densité de ces échos du sol ainsi que leurs emplacements par rapport au radar. Le tableau II.1. donne les caractéristiques techniques des trois radars.

	Sétif	Bordeaux	Dakar
Type d'antenne	parabolique	Parabolique	parabolique
Fréquence d'émission	5,6 GHz	3 GHz	5,7 GHz
Puissance d'émission	250 kW	500 kW	250 kW
Gain de l'antenne	30 dBi	30 dBi	40 dBi
Sensibilité à la réception	-110 dBm	-110 dBm	-110 dBm
Résolution spatiale	1km x 1km	1km x 1km	1km x 1km
Durée de l'impulsion	2 μ s	5 μ s	3 μ s
Diamètre de l'antenne	3 m	3 m	2,5 m
Ouverture du faisceau à 3 dB	1,1°	1,8°	1,6°

Table II.1. : Caractéristiques techniques des trois radars météorologiques étudiés.

II.4.1.1. Présentation du radar météorologique de Sétif (Algérie)

Le radar de Sétif est installé près de la ville de Sétif sur la montagne de Megriss à une altitude de 1722 m dont les coordonnées géographiques sont 36°19'54''N de latitude et 5°21'14''E de longitude. Le radar de Sétif est l'un des sept radars du réseau météorologique algérien. Il est associé à une chaîne SANAGA (Système d'acquisition numérique pour l'analyse des grains africains) qui est un système d'acquisition et de numérisation des images [Sauvageot et Despaux, 1990].

La composition du sol influe sur l'atténuation du signal radar, les sols de la région de Sétif sont généralement de type brun calcaire au sud et au centre avec parfois des encroûtements calcaires (dalles), pour devenir argileux à argileux limoneux et profond au nord. Le sol de Djebel Megriss où est placé le radar est composé en majorité d'argile.

II.4.1.2. Présentation du radar météorologique de Bordeaux (France)

Le radar est localisé à l'aéroport de Bordeaux-Mérignac dont les coordonnées géographiques sont 44°49'54''N de latitude et 0°41'30''O de longitude. Le radar de Bordeaux est l'un des 24 radars métropolitains de France. Le système numérique analysant les réflectivités sur 8 bits (SANAGA) permet le traitement et le stockage des données. Le radar fait partie du réseau français (ARAMIS) géré par Météo-France. La région est pratiquement plate. Les images sont en grande partie contaminées par les échos du sol causés par la zone industrielle de Bordeaux sur un rayon de 20 à 25 km.

II.4.1.3. Présentation du radar météorologique de Dakar (Sénégal)

Le radar de Dakar est installé sur une tour à 30 m d'altitude au niveau de l'aéroport de Yoff, à l'est de Dakar. Ses coordonnées géographiques sont 14°44'N de latitude et 17°29'O de longitude. Il est exploité à la fois par l'Office national de météorologie du Sénégal et l'ASECNA (Association pour la sécurité de la navigation aérienne). Ce radar fonctionne durant les périodes pluviales uniquement. Il est également équipé d'une chaîne SANAGA. L'intensité moyenne des précipitations varie entre 300 mm à Saint Louis et 1500 mm à Cap Skirring [Nzeukou et Sauvageot, 2002].

II.4.2. Présentation du logiciel Radio-Mobile

Le logiciel Radio-Mobile est développé par le radio amateur Roger Coudé (VE2DBE). Il sert d'outil de prédiction de la performance d'un système radio. Il utilise des données topographiques numérisées pour extraire les altitudes le long des profils terrestres reliant les stations émettrices et réceptrices. Ces données s'ajoutent aux paramètres environnementaux et techniques pour alimenter les routines du modèle de propagation radio « Irregular Terrain Model ». Les caractéristiques techniques du logiciel et les paramètres de calcul sont définis dans le tableau II.2.

Titre	ITS Irregular Terrain Model (Longley-Rice)
Bande de fréquence	20-20 000 MHz
Modes de propagation	Spot, Accidentel, Mobile, Broadcast.
Paramètres du sol	Conductivité, permittivité relative.
Puissance d'émission	1.0E-8 à 1.0E+6 Watts
Sensibilité du récepteur	0.01 à 2000 μ Volts
Pertes en ligne	0 à 500 dB
Paramètres du lien radio	Puissance d'émission, pertes en ligne d'émission, gain de l'antenne d'émission, pertes de propagation, gain d'antenne de réception, pertes en ligne de réception, sensibilité de réception.
Source	SRTM, DTED, GTOPO, GLOBE, BIL
Résolution SRTM	1/3, 1, 3, ou 30 Arc seconde
Taille de la matrice	Supérieure à 2000 x 2000 pixels
Matrice de couverture	Supérieure 5000km
Projection de la matrice	Rectangulaire (alignée à la latitude et la longitude) compressée horizontalement.
Interpolation	Bilinéaire

Tableau II.2. : Caractéristiques techniques et paramètres de calcul de Radio-Mobile

[<http://www.cplus.org/rmw/data.html>]

II.4.3. Présentation du modèle numérique de terrain S.R.T.M.

Le modèle numérique de terrain SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) fait référence à des fichiers matriciels et vectoriels topographiques fournis par les deux agences états-uniennes : la NASA et la NGA (ex-NIMA). Ces données altimétriques ont été recueillies au cours d'une mission de 11 jours en février 2000 par la navette spatiale Endeavour (STS-99) à une altitude de 233 km. Deux radars à ouverture synthétique, SIR-C (bande C) et X-SAR (bande X), ont été utilisés en mode interférométrique.

Ces images couvrent près de 80 % des terres émergées s'étendant de 56° de latitude Sud à 60° de latitude Nord avec une précision sur l'altitude de 10 m. On en distingue trois types de données SRTM :

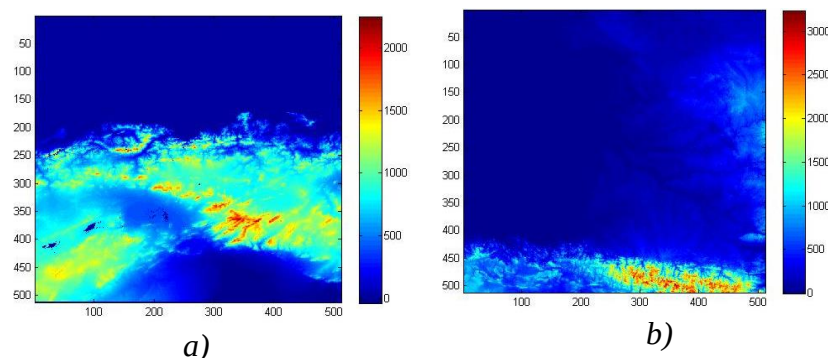
- SRTM1 : résolution d'une seconde d'arc (31 m à l'équateur), couvre uniquement les États-Unis d'Amérique et ses dépendances ;
- SRTM3 : résolution de trois secondes d'arc (93 m à l'équateur), couverture mondiale ;
- SRTM30 : résolution de 30 secondes d'arc (926 m à l'équateur), couverture mondiale, sorte de mise à jour du format GTOPO30.

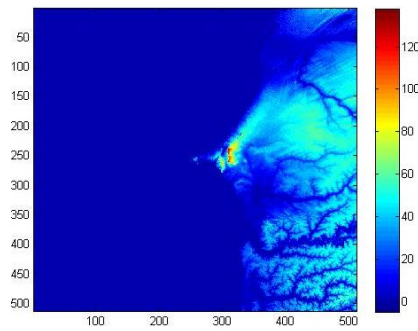
Ces images matricielles sont codées sur 16 bits. Elles peuvent avoir l'extension .hgt (SRTM1 et 3) ou .dem (SRTM30). Chaque MNT (SRTM1 ou 3) couvre une zone d'un degré d'arc de côté utilisant une projection Transverse Universelle de Mercator (UTM) suivant le système géodésique World Geodesic System 84 (WGS-84). Pour les MNT, chaque ligne contient un nombre égal de point (3601x3601 pixels pour les SRTM1, et 1201x1201 pour les SRTM3).

II.4.4. Extraction du M.N.T.

Les MNT ont été extraits à l'aide du logiciel Radio-Mobile. Ce dernier charge les cartes SRTM à partir du serveur de la NASA et assure leur assemblage et échantillonnage afin de faire correspondre le cadre de ces images ainsi que leur résolution à ceux des échos du sol réels observés. L'objectif recherché est de pouvoir comparer la distribution des surfaces d'échos du sol simulées à celles observées en temps réel. L'emplacement du radar pour chaque site se trouve au centre du M.N.T.

Les figures II.1.a, II.1.b et II.1.c montrent les MNT des trois sites radars de Sétif, Bordeaux et Dakar, sur une surface de 512x512 km.



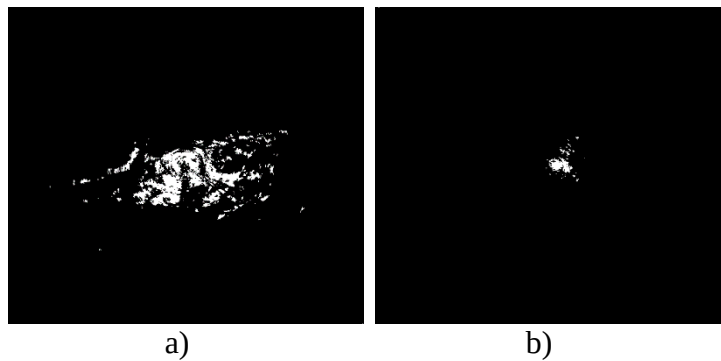


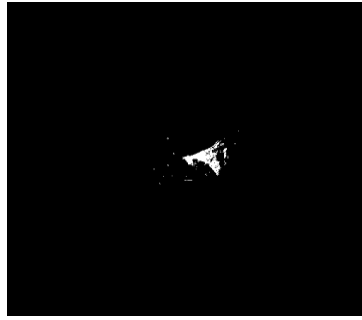
c)

Figure II.1. : MNT des trois sites radars de a) Sétif, b) Bordeaux et c) Dakar, sur une surface de 512x512 km.

II.4.5. Présentation des cartes d'échos du sol réelles observés en temps clair

Les figures II.2.a, II.2.b et II.2.c représentent les cartes des échos parasites observés respectivement à Sétif (Algérie), Bordeaux (France) et Dakar (Sénégal). Pour confectionner la cartographie des échos parasites, nous avons considéré 1100 images prises en temps clair pour Sétif, 1200 images pour Bordeaux et 900 images pour Dakar. Ensuite, nous avons calculé la fréquence d'occurrence des couleurs de chaque pixel (la fréquence d'occurrence des couleurs définit le nombre de fois que le même niveau de gris revient sur chaque pixel). Un pointeur prélève alors le niveau de gris le plus fréquent en allant du premier au 262 144^e pixel (512x512). Une image est alors reconstituée représentant la carte des échos du sol pour la région étudiée. Ces images seront prises comme image de référence ou carte réelle.





c)

Figure II.2. : Cartes des échos parasites observés respectivement à a) Sétif (Algérie), b) Bordeaux (France) et c) Dakar (Sénégal).

On remarque une quantité très importante des échos du sol pour le site de Sétif comparée à celle de Bordeaux et Dakar. On distingue facilement les montagnes de Djurdjura, les Bibans et le Babor sur l'image des échos fixes du sol collectée en temps clair.

Sites	Sétif (Algérie)	Bordeaux (France)	Dakar (Sénégal)
Surfaces d'échos (km ²)	6976	570	1012

Tableau II.3. : Surfaces occupées par les échos du sol observés à Sétif, Bordeaux et Dakar.

II.5. Approches proposée et méthodologie de calcul

II.5.1. Méthode de Radio-Mobile

Le logiciel Radio-Mobile permet de rechercher le point visible en supposant que la trajectoire des ondes est rectiligne dans le cas d'une terre réelle de rayon $R = 6400$ km. En précisant l'emplacement du radar au logiciel Radio-Mobile, celui-ci calcule la couverture visuelle du radar (*i.e.* la visibilité optique du radar). Ce résultat sera ensuite enregistré comme celui d'une première méthode de simulation des échos du sol que nous allons ensuite comparer avec une nouvelle approche proposée.

II.5.2. Algorithme proposé

L'approche que nous proposons pour simuler l'image des échos du sol repose sur l'organigramme de la figure II.3. présenté ci-après Par la suite nous détaillons chacune des étapes de notre algorithme.

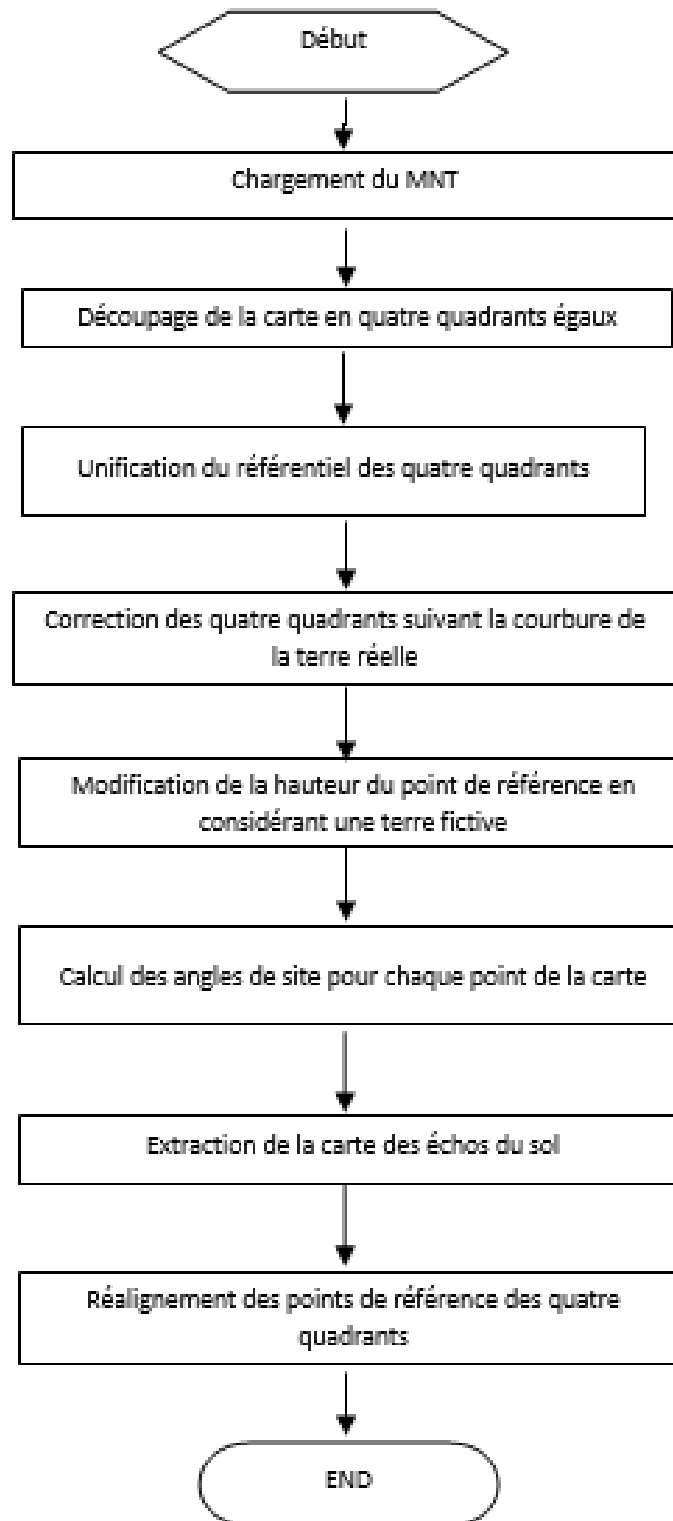


Figure II.3. : Organigramme de l'algorithme proposé.

II.5.2.1. Chargement du M.N.T.

Comme nous l'avons décrit au paragraphe II.4.4, l'extraction du MNT se fait à l'aide du logiciel Radio-Mobile. L'image résultante sera alors enregistrée sous le format .map. Pour que le traitement de cette image soit possible sur Matlab, il faut alors convertir cette image sous un autre format matriciel ASCII. Pour cela, nous avons utilisé le logiciel ENVI.

II.5.2.2. Découpage de la carte en quatre quadrants

Ce découpage en quatre quadrants égaux sert à simplifier le balayage et d'éviter plusieurs changements de repère, comme illustré dans la figure II.4.

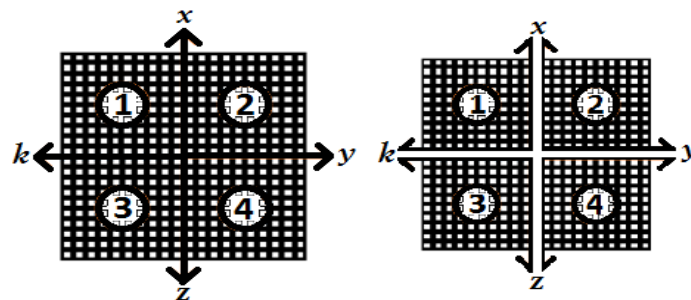


Figure II.4. : Découpage de la carte en quatre quadrants.

II.5.2.3. Unification du référentiel

Comme le point de référence du MNT est le centre de la carte, le balayage des pixels par rapport à ce point s'avère compliqué. Nous avons procédé au découpage de cette carte en quatre quadrants afin de garder, d'une part, le même balayage des quatre quadrants par rapport au point de référence (0,0) et d'autre part, pour que le même algorithme puisse traiter les quatre quadrants de la même façon sans changer le repère. La figure II.5 montre comment ce changement de repère se fait. Pour cela, on procède à des rotations pour chacun des quadrants.

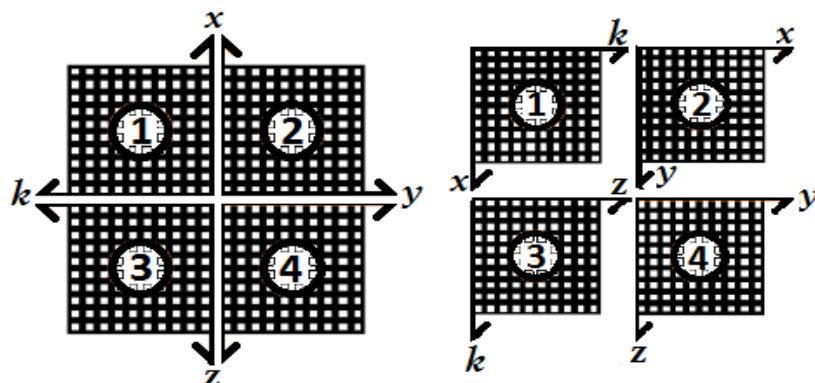


Figure II.5. : Prétraitement de l'image simulée.

II.5.2.4. Correction des quatre quadrants suivant la courbure de la terre réelle

Les données d'altitude des cartes SRTM sont mesurées par rapport au niveau de la mer, et la terre est considérée dans ce cas comme plate. Une correction des altitudes pour tenir

compte de la courbure de la terre est impérative avant de calculer la portée optique. Pour cela nous allons procéder suivant le principe de la figure II.6. [Djafri et Haddad, 2013]

Comme le rayon de la terre réelle $R = 6371$ km, et la distance D entre le radar et le point considéré sont connus, il s'agit alors de calculer ε , qui est la correction à apporter par rapport à la terre plate. Cette valeur est obtenue en résolvant une équation du second degré en ε et sachant que ε est toujours positif.

$$\varepsilon = \sqrt{R^2 + D^2} - R \quad \text{II.1}$$

Il suffit donc de soustraire la valeur ε à chaque point de calcul pour avoir une carte topographique réelle qui prend en considération la courbure de la terre. La distance D est calculée directement sur le MNT en considérant les coordonnées cartésiennes x et y du pixel.

$$D = \sqrt{x^2 + y^2} \quad \text{II.2}$$

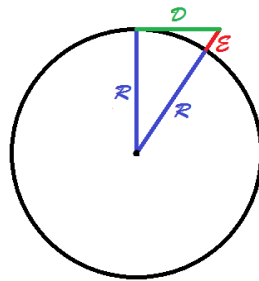


Figure II.6. : Calcul de la courbure de la terre

II.5.2.5. Modification des données d'altitude en considérant une terre fictive

En réalité, la basse atmosphère est caractérisée par des indices de réfraction n différents. Ce qui engendre une trajectoire curviligne des ondes radio. En effet, l'indice de réfraction n n'est pas constant dans la troposphère mais dépend des paramètres météorologiques (pression, température et pression de la vapeur d'eau).

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 = \frac{77,6}{T} \left(P + 4810 \frac{e}{T} \right) \quad \text{II.3}$$

Pour pouvoir supposer que la trajectoire des ondes est rectiligne, on doit proposer un modèle de terre fictive de rayon R' surmontée d'une atmosphère d'indice de réfraction n' . L'équivalence terre réelle – terre fictive est obtenue si la courbure relative des ondes est conservée, c'est-à-dire :

$$\frac{dn}{dh} + \frac{1}{R} = \frac{dn'}{dh} + \frac{1}{R'} \quad \text{II.4}$$

Comme on a supposé que la trajectoire des ondes est rectiligne, ce qui donne un indice de réfraction n' constant. Donc le gradient

$$\frac{dn'}{dh} = 0 \quad \text{II.5}$$

Avec h : l'altitude.

Pour notre application, on a supposé qu'on est en présence d'une atmosphère standard, c'est-à-dire :

$$\frac{dn}{dh} = -39 \cdot 10^{-6} / km \quad \text{II.6}$$

Ce type d'atmosphère est caractérisée par une diminution de la pression de 1,3 mb/11m, de la température de 1°C/200 m et de la pression de la vapeur d'eau de 1mb/300 m. Ce modèle d'atmosphère est fréquent pour les climats tempérés. Après calculs, on déduit que le rayon de la terre fictive $R' = 8473$ km.

Pour pouvoir supposer une trajectoire rectiligne lors de la recherche des points visibles par le radar, on doit alors corriger le rayon de la terre en prenant la valeur de 8473 km au lieu de 6400 km.

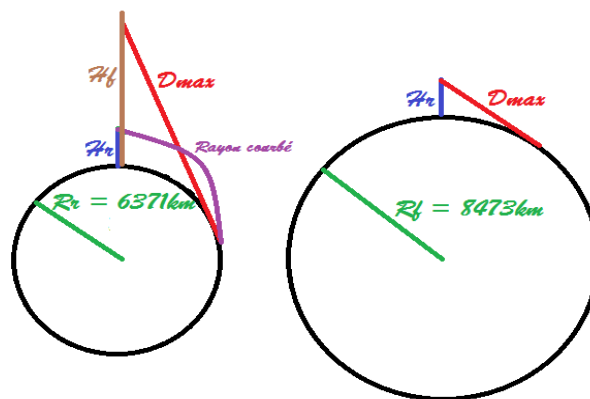


Figure II.7. : Illustration du concept de modification de la hauteur d'antenne.

La hauteur fictive de l'antenne est donnée par l'expression :

$$h_F = R_F h_R / R_R \quad \text{II.7}$$

Avec :

- $R_F = 8473$ km : rayon de la terre fictive surmontée par une atmosphère homogène,
- $R_R = 6371$ km : rayon de la terre réelle,
- D_{max} : distance maximale de l'horizon visible,
- H_R : hauteur réelle de l'antenne radar,
- H_F : hauteur fictive de l'antenne radar en considérant l'atmosphère standard.

II.5.2.6. Calcul des angles de site pour chaque point de la carte

A chaque pixel de coordonnées (i, j) dans la grille associée au MNT correspond un angle de vue depuis le radar $\alpha(i,j)$ dont la tangente s'écrit (voir figure II.8) :

$$\tan(\alpha(i,j)) = \frac{\text{Altitude du pixel} - \text{Altitude du radar}}{((i - i_0)^2 + (j - j_0)^2)^{1/2}} \quad \text{II.9}$$

Où (i_0, j_0) sont les coordonnées du radar dans le MNT.

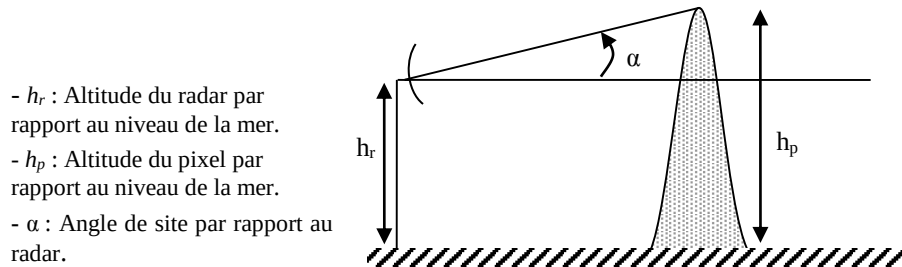


Figure II.8. : Représentation de l'angle de visibilité

II.5.2.7. Extraction de la carte des échos du sol

Considérant le pixel B de la figure II.9. Ce point est détecté par le radar si son angle de visibilité est le maximum par rapport à l'ensemble des points situés entre le point B et la position du radar. Deux cas de figure peuvent se présenter (voir figures II.10.a et II.10.b).

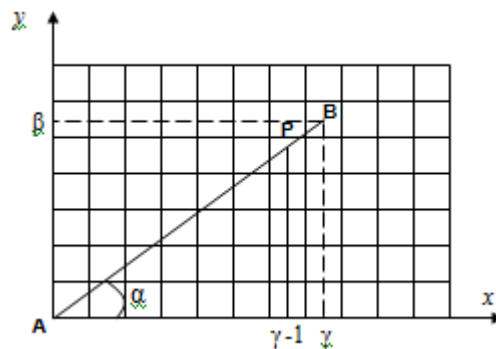


Figure II.9. : Balayage azimuthal de la carte des tangentes

Dans la figure II.10.a, il est clair que l'obstacle (3) est bien visible pour le radar même si son altitude est inférieure à celle de l'obstacle (1), ($\alpha_3 > \alpha_1$ avec α_1 , α_2 et α_3 sont négatifs dans ce cas). Par contre, pour la figure II.10.b, l'obstacle (3) est le plus élevé, mais il est masqué par l'obstacle (1). La condition de visibilité n'est pas donc assurée ($\alpha_3 < \alpha_1$).

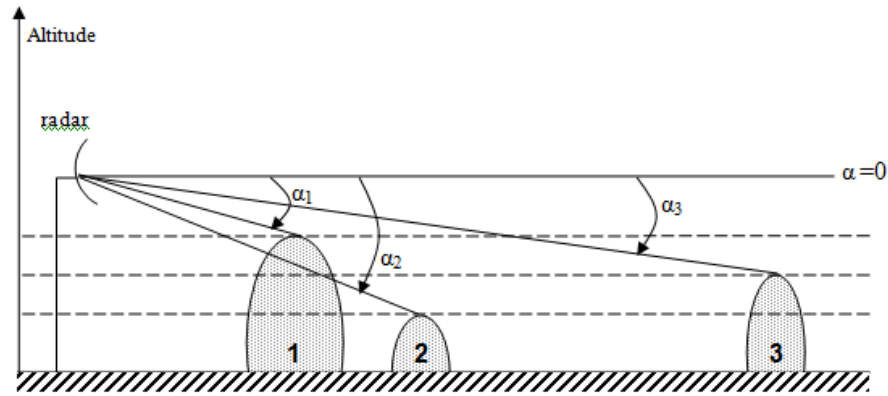


Figure II.10.a : Visibilité des obstacles par rapport au radar, cas où l'angle de visibilité est négatif (α_i : l'angle de visibilité de l'obstacle i).

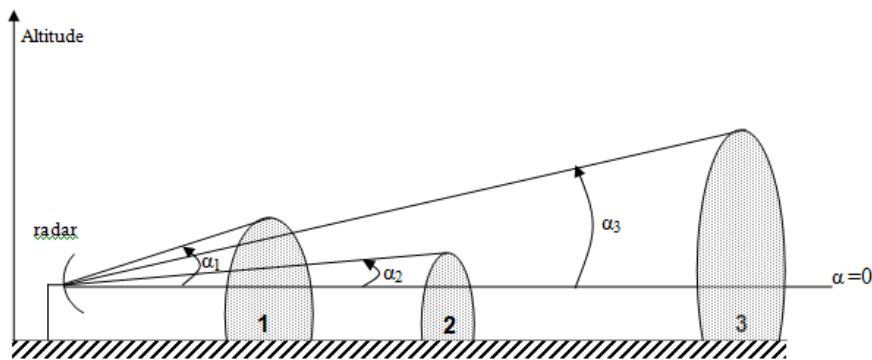


Figure II.10.b : Visibilité des obstacles par rapport au radar, cas où l'angle de visibilité est positif.

II.5.2.8. Réalignement des points de référence

Il s'agit tout simplement de faire le travail inverse de ce qui a été fait dans le §5.2.3 et ceci afin de retrouver l'image initiale en procédant à des rotations en sens contraire.

II.6. Résultats et interprétations

Nous allons maintenant présenter et comparer les résultats des deux méthodes (Radio-Mobile et algorithme proposé). Nous avons calculé les surfaces d'échos occupées et le coefficient de corrélation entre les échos simulés et ceux observés en temps clair. Ce dernier a été considéré pour s'assurer que les échos simulés sont bien ceux observés par le radar en temps clair. L'expression du coefficient de corrélation est donnée par :

$$C = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sigma_X \times \sigma_Y} \quad \text{II.10}$$

Où X et Y désignent respectivement les pixels des échos réels et simulés, $cov(X,Y)$ représente la covariance entre les variables X et Y et σ_X , σ_Y leurs écarts types.

II.6.1. Cartographie des échos du sol du radar de la région de Sétif (Algérie)

Les figures II.11.a, II.11.b, et II.11.c montrent la cartographie des échos du sol pour le site de Sétif obtenue respectivement en temps clair, à partir de l'algorithme proposé et par le logiciel Radio-Mobile.

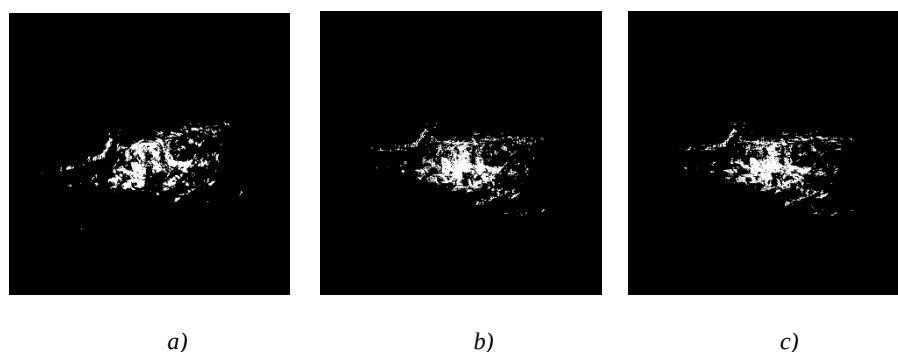


Figure II.11. : Cartographie des échos du sol pour le site de Sétif obtenue a) en temps clair, b) à partir de l'algorithme proposé et c) par le logiciel Radio Mobile

Carte	Radar réel	Algorithme proposé	Radio-Mobile
Surface d'échos (km ²)	6 976	6 641	6 593
Taux d'erreur relatif		4,8 %	5,5 %
Coefficient de corrélation		92,5 %	89,3 %

Tableau II.4. : Comparaison entre la surface d'échos réelle et simulée et calcul des coefficients de corrélation pour Sétif.

Ce résultat est justifié car l'obstacle terrestre le plus éloigné, à savoir les montagnes du Djurdjura, se trouve à environ 80 km. Si on considère une zone carrée de côté 80 km, on enregistrera 6 400 km². En outre, si on tient compte des autres obstacles, on peut facilement approcher ce résultat. La valeur du coefficient de corrélation montre une forte intensité de liaison entre les échos simulés et les échos observés en temps réel.

II.6.2. Cartographie des échos du sol du radar de la région de Bordeaux (France)

Les figures II.12.a, II.12.b, et II.12.c représentent la cartographie des échos du sol pour le site de Bordeaux. La seule cause de l'enregistrement d'échos parasites dans cette région est la zone industrielle qui se trouve sur un rayon de 20 à 25 km du radar. D'où une surface carrée qui oscille entre 400 et 625 km². Ce qui est en adéquation avec les surfaces obtenues. A travers la valeur du coefficient de corrélation, on déduit une forte correspondance entre les échos simulés et réels du sol.

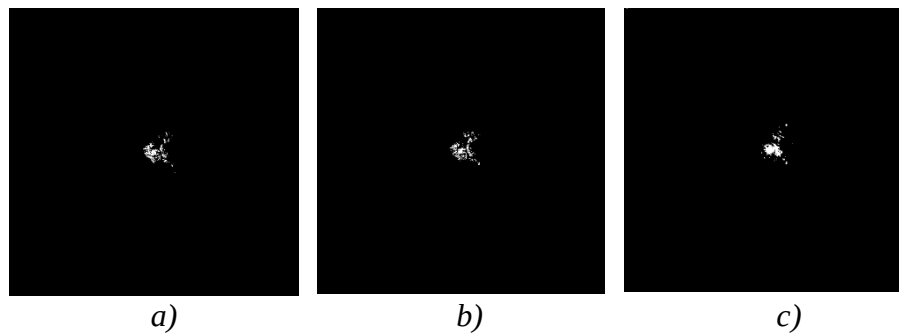


Figure II.12. : Cartographie des échos du sol pour le site de Bordeaux a) Radar b) algorithme proposé et c) Radio-Mobile

Carte	Radar réel	Algorithme proposé	Radio-Mobile
Surface d'échos (km ²)	570	550	529
Taux d'erreur relatif	X	3,5 %	7,2 %
Coefficient de corrélation		95,1 %	90,7 %

Tableau II.5. : Comparaison entre la surface d'échos réelle et simulée et calcul des coefficients de corrélation pour Bordeaux.

II.6.3. Cartographie des échos du sol du radar de la région de Dakar (Sénégal)

Les figures II.13.a, II.13.b, et II.13.c décrivent la carte des échos du sol pour le site de Dakar.

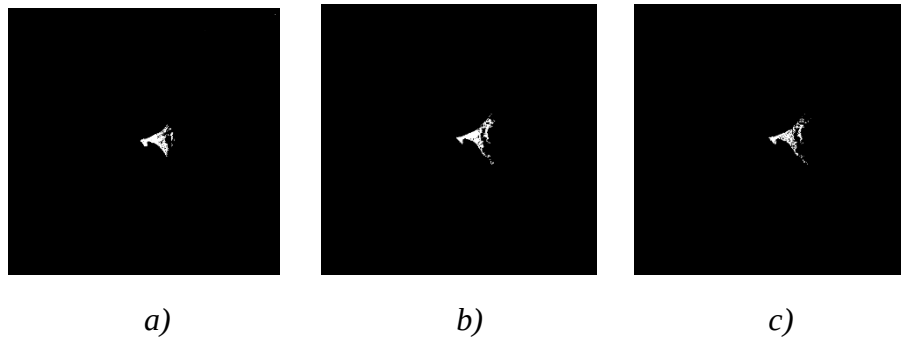


Figure II.13. : Carte des échos du sol pour le site de Dakar a) radar réel, b) Algorithme proposé, c) Radio-Mobile.

Carte	Radar réel	Algorithme proposé	Radio-Mobile
Surface d'échos (km)	1012	990	1115
Taux d'erreur relatif		2,2 %	10,2 %
Coefficient de corrélation		96 %	89 %

Tableau II.6. : Comparaison entre la surface d'échos réelle et simulée et calcul des coefficients de corrélation pour Dakar.

Cette surface d'échos parasites qui semble importante par rapport à la nature plate du terrain peut se justifier par l'extension de la capitale pour des besoins économiques, administratifs et rappelons que 80 % de la population sénégalaise vit dans cette région. L'urbanisation peut être aussi une des causes de la réflexion des ondes électromagnétiques. En outre, comme pour les cas précédents, on remarque que les échos simulés sont très corrélés aux échos réels du sol.

II.7. Etude du site de Ain Arnat

Pour illustrer le besoin de faire une étude des échos du sol avant l'installation d'un radar météorologique, nous avons fait l'étude d'un autre site, celui de Ain Arnat dont les coordonnées géographiques $36^{\circ}11'1''N$ de latitude et $5^{\circ}18'38''E$ de longitude à une altitude de 1016 m. Soulignons que l'aéroport de Ain Arnat se situe à une distance de 19 km de la montagne de Megriss. Les échos du sol relatifs à ces coordonnées géographiques sont illustrés dans la figure II.14.

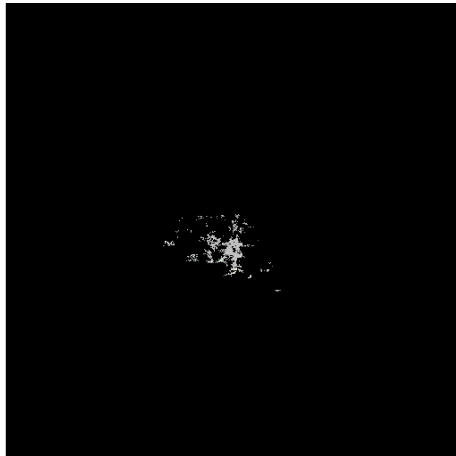


Figure II.14. : Echos du sol simulés pour le site de Ain Arnat.

On remarque d'après la figure II.14 une nette amélioration de la visibilité radar. La surface d'échos du sol observée pour ce site est de 1006 km^2 , sept fois plus faible que celle observée par le radar de Megriss où nous avons 6976 km^2 de surface d'échos du sol observée en temps clair. Par conséquent, le site de Ain Arnat est plus adéquat pour l'estimation des précipitations par radar.

II.8. Conclusion

Notre travail a porté sur l'étude des échos du sol à partir d'un modèle numérique de terrain. On a montré que cette méthode permet d'approcher d'une manière simple les problèmes d'échos de sol et que la technique géométrique permet de restituer convenablement l'ensemble des échos parasites sur une image.

Nous avons présenté et défini le modèle numérique du terrain SRTM utilisé au cours de ce travail ainsi que le logiciel Radio-Mobile permettant son extraction.

Nous avons procédé de deux manières pour la confection de la cartographie des échos du sol. Nous avons d'abord créée l'image représentant les échos parasites à partir du logiciel Radio-Mobile. Ensuite, nous avons proposé un algorithme qui prend en considération la courbure de la terre et l'inhomogénéité de l'atmosphère terrestre à partir d'un modèle de terre

fictive surmontée d'une atmosphère homogène. L'objectif recherché est de calculer la nouvelle portée optique. Notre approche permet de réduire l'erreur commise entre les surfaces simulées et les surfaces réelles.

Les résultats obtenus montrent que pour le site de Sétif, on enregistre un nombre considérable d'échos du sol bien que le radar soit placé à une altitude supérieure à 1700 m. Ceci est dû aux reliefs entourant le radar, à savoir, les montagnes de Djurjura, les monts des Bibans et des Babors. La comparaison de la carte d'échos simulée et l'image radar réelle en temps clair montre que l'erreur commise est de l'ordre de 4 % en considérant notre algorithme. Celle-ci montre l'intérêt de l'approche pour le choix de l'emplacement radar. Les résultats obtenus pour les deux autres sites sont aussi encourageants, car l'erreur ne dépasse pas les 4%. Par contre, l'erreur peut atteindre en appliquant le logiciel Radio-Mobile pour le site de Dakar un taux de 10,2 %. Afin de s'assurer que les échos simulés correspondent bien à ceux observés par le radar en temps clair, nous avons calculé le coefficient de corrélation. Les valeurs obtenues qui varient entre 89 % et 96 % montrent une forte intensité de liaison entre les deux surfaces d'échos simulée et observée en temps clair. La méthode présentée peut contribuer au choix du site radar et ceci en minimisant les échos du sol et les effets de masque. Elle est aussi bien valable en météorologique que pour la navigation aérienne.

III.1. Introduction

Dans le chapitre 2, nous avons proposé une approche basée sur le modèle numérique SRTM pour le choix de l'emplacement radar et réduire ainsi l'influence des échos parasites du sol. Plusieurs approches d'élimination des échos parasites en provenance de la surface terrestre et de modélisation des échos radar ont été testées au sein de l'équipe 1 du laboratoire traitement d'images et rayonnement (LTIR). Nous allons présenter dans ce qui suit suivant un résumé des différentes techniques développées au sein de cette équipe. Ensuite, nous allons proposer une version améliorée de la technique de masquage utilisée par l'ONM pour le traitement des échos parasites.

III.2. Techniques d'élimination des échos du sol développées par l'équipe 1

III.2.1. Technique de masquage

Cette approche permet de donner une représentation spatiale des échos parasites du sol. Pour confectionner la cartographie des échos parasites, on considère des images prises en temps clair. Ensuite, on calcule la fréquence d'occurrence des couleurs de chaque pixel (la fréquence d'occurrence des couleurs définit le nombre de fois que le même niveau de gris revient sur chaque pixel). Un pointeur prélève alors le niveau de gris le plus fréquent en allant du premier au 262 144^e pixel (512x512). Une image est alors reconstituée représentant la carte des échos du sol pour la région étudiée. Ces images seront prises comme image de référence ou carte réelle. Le taux d'élimination des échos parasites est de 80% alors que celui relatif à la préservation des précipitations est de 81 % pour le site de Sétif. La faiblesse de cette approche est qu'on doit constituer un masque pour chaque site radar et qu'elle ne traite pas les anaprops. [Adane, 2000]

III.2.2. Modélisation des échos radar par les chaines de Markov

Les surfaces occupées par chacun des deux types d'échos ont été calculées image par image pour être cumulées à l'échelle de la journée. Ces surfaces semblent perdurer sur plusieurs jours et se prêtent donc très bien à une description par une chaîne de Markov du premier ordre à deux états. Une étude comparative de propriétés statistiques a révélé que les deux types d'échos agissent effectivement en inverse. En particulier, les coefficients d'autocorrélation obtenus pour les anaprops et les la pluie varient en sens inverse. Cette différence pourrait être mise à profit pour filtrer les échos de pluie dans les images radar. [Haddad, 2000]

III.2.3. Technique texturale

Cette méthode est basée sur l'étude des propriétés texturales des images radar. Elle consiste à caractériser la distribution spatiale des éléments d'une surface donnée dans une image. Pour traiter les échos radar, c'est-à-dire éliminer les échos du sol et préserver les échos de précipitations, quatre approches texturales ont été utilisées. Il s'agit des méthodes des histogrammes des niveaux de gris, des histogrammes de la somme et la différence des niveaux de gris, des matrices de cooccurrence et de l'approche de Peckinpaugh. Les sites d'étude considérés sont ceux de Sétif et de Bordeaux.

Les résultats obtenus montrent que l'approche texturale permet de classer les échos radar sans ambiguïté. Les quatre approches sont efficaces dans le traitement des images radar aussi bien pour les échos fixes que pour les A.P (anaprops). Les paramètres statistiques choisis comme facteurs discriminants entre les échos du sol et les échos de précipitations sont l'énergie pour l'approche des histogrammes de niveaux de gris, l'énergie et l'homogénéité locale pour l'approche d'Unser, l'homogénéité locale pour la méthode de Peckinpaugh et l'énergie et l'homogénéité locale pour les matrices de cooccurrences.

La combinaison de ces facteurs avec les autres paramètres texturaux n'améliore guère de qualité du filtrage des échos de pluie. L'approche des histogrammes des niveaux de gris paraît plus adaptée à l'élimination des échos du sol à cause des résultats satisfaisants de filtrage obtenus et de sa simplicité d'implémentation qui demeure le point fort de cette méthode. [Sadouki, 2003]

III.2.4. Modélisation des échos radar par les processus autorégressifs

Les planificateurs sont devenus de plus en plus intéressés par l'estimation et la prévision de la variable aléatoire précipitation qui permettrait une gestion rationnelle des ressources hydriques. La prévision de la variabilité climatique ne manque pas d'intérêt dans la mesure où des informations sur cette donnée pourraient donner l'occasion de mieux ajuster l'efficacité productive de l'ensemble du patrimoine, de son exploitation agricole par exemple et probablement contribuer à améliorer son revenu. Plusieurs modèles stochastiques ont été proposés dans la littérature. Les processus AR et ARIMA ont connu une utilisation concrète suite à leurs performances jugées satisfaisantes [Bosq et Lecoutre, 1992]. Aussi, deux zones, l'une sur terre et l'autre sur mer pour les sites choisis ont été considérées. L'objectif recherché est de détecter une éventuelle différence dans le comportement des précipitations sur terre et sur mer. En outre, une modélisation des échos parasites en provenance de la terre pour la région

sétifienne a été abordée. L'analyse des fonctions d'autocorrélation simples et partielles et les tests d'adéquation [Durbin, 1960] montrent que les échos de précipitation sont bien représentés par un processus autorégressif d'ordre un aussi bien sur terre que sur mer quelque soit le type de précipitation et le climat prévalant la région .D'autre part, les échos parasites sont décrits par un ARIMA (1,1,0). Ces résultats peuvent bien servir à l'identification des échos parasites dans les banques de données radar, au choix des emplacements de barrage et la prévision de catastrophe pour des lieux bien identifiés. [Sadouki et Haddad, 2012]

III.2.5. Analyse fractale et multifractale des échos radar

Dans ce travail, on a considéré l'approche multifractale, et on s'est intéressé au modèle Multifractal Universel. Trois paramètres, le paramètre inhomogénéité moyenne ($C1$), l'index de multifractalité de Levy (α) et le degré de non-conservation du champ (H) ont été considérés. Ils sont extraits graphiquement à partir de la fonction de codimension $c(\gamma)$, la fonction d'échelle des moments $k(q)$ et la fonction d'échelle des moments doubles $k(q, \eta)$. On a montré que ces trois paramètres permettent de distinguer les échos radar. On a aussi montré que la lacunarité fractale, un autre paramètre de la géométrie fractale permet à identifier les deux types d'échos. [Talem, 2013]

III.2.6. Classification des échos radar par approche texturale-floue

Elle consiste à une combinaison des approches texturale et floue. Pour la technique texturale, les matrices de cooccurrence ont été utilisées. Il a été montré que l'énergie et l'homogénéité locale sont les paramètres les plus discriminants entre les échos de précipitations et les échos parasites. Ces paramètres sont ensuite utilisés comme entrées du système flou. La sortie de ce dernier représente les deux classes qui sont les deux types d'échos radar. Le réglage des fonctions d'appartenances de notre système flou, dépend du calcul des seuils des paramètres texturaux. Au cours des tests, deux opérateurs (and et or) et 3 types de fonctions d'appartenances ont été utilisés. Le traitement des images a permis d'éliminer les échos du sol à plus de 93.5% pour Sétif et de 92.3% pour Bordeaux alors que les précipitations sont conservées à plus de 97.6 % pour les deux sites. En outre, les anaprops qui sont uniquement observés à Bordeaux sont supprimés à plus de 96%. L'approche proposée donne un taux moyen de filtrage de 94,5% qui est supérieur à celui obtenu pour la technique texturale seule qui est de 91.5 %. [Sadouki et Haddad, 2013]

III.3. Notion de textures

Plusieurs travaux de recherche ont montré que l'être humain, dans sa perception visuelle, peut distinguer les objets en s'appuyant soit sur leur texture soit sur leurs contours ou à la fois sur les deux [D'hondt, 2006]. En complément ou en l'absence de contours, la texture joue un rôle important dans l'analyse et l'interprétation d'une grande variété d'images (télédétection, biomédicales, géographiques,...).

III.3.1.Définition de la texture

La définition littéraire de la texture est la suivante : « répétition spatiale d'un même motif dans différentes directions de l'espace ». Cette définition est limitative car elle caractérise l'objet indépendamment d'un observateur humain. Il n'existe pas de définition universelle de la texture dans les domaines de traitement d'images et de la vision par ordinateur. S'il est aisément possible d'en donner une définition intuitive, il est par contre difficile de trouver une formulation mathématique pour une notion aussi subjective, puisque relative à sa perception visuelle. On peut caractériser une texture comme un concept qui traduit un aspect homogène local de la surface d'un objet. C'est un concept très important et largement utilisé dans la plupart des domaines de traitement d'images. Néanmoins, nous allons présenter plusieurs formulations de la définition de la texture. En effet, dans le domaine d'analyse de la texture, il est difficile de définir cette notion de manière unique et précise. Il existe principalement trois types d'orientations [Diop, 2007] :

- L'orientation qualitative

Cette orientation est celle qui respecte le mieux les origines linguistiques du mot « texture ». En effet, le mot « texture » a été utilisé historiquement pour décrire les qualités des tissus (une étoffe de laine tricotée aura une texture grossière, celle de la soie aura au contraire une texture fine). Par exemple, le dictionnaire « Le Robert » donne le mot « texture » comme venant du latin « textura » et le définit par : « la disposition des fils d'une chose tissée ».

On peut aussi différencier les textures par leurs qualités distinctes, telles que :

- La granularité : qualité pour une texture d'être fine ou grossière, douce ou granulée ;
- La directivité : qualité d'avoir des particularités dans des directions données ;
- La connexité : nombre de composantes connexes et espacement entre elles ;

- Les caractéristiques topologiques, géométriques, morphologiques (par exemple, le nombre de raies par unité de surface dans une direction donnée).

Dans cette approche, on recherche donc à fixer une liste de qualités caractéristiques de la texture. Mais cette liste est très subjective et les qualités citées présentent souvent une grande corrélation.

- L'orientation morphologique

Cette orientation prend en compte les « formes » et les « objets élémentaires » plus généraux. Une des premières définitions à classer dans cette orientation est celle donnée par Hawkins en 1970, à cette exception près que les objets élémentaires qu'il définit, ont des dimensions identiques. Il stipule que la notion de texture est liée à trois concepts principaux :

- Un ordre local qui se répète dans une région de taille sensiblement grande ;
- Cet ordre est défini par un arrangement structuré de ses constituants élémentaires ;
- Ces constituants élémentaires représentent des entités uniformes qui se caractérisent par des dimensions semblables dans toute la région considérée.

Haralick en 1979 présente la texture comme un phénomène à deux dimensions à partir desquelles elle peut être décrite :

- La première dimension concerne la description d'éléments de base ou primitives (le motif) à partir desquels la texture est formée ;
- La deuxième dimension est relative à la description de l'organisation spatiale de ces primitives.

Les primitives correspondent à un pixel ou à des régions connexes ayant des particularités de teinte. Par ailleurs, les relations entre ces primitives peuvent être structurales, probabilistes ou fonctionnelles.

- L'orientation stochastique

Pratt et *al.* en 1981 résument très clairement cette orientation en écrivant : « une région de texture donnée doit être considérée comme un échantillon d'un phénomène stochastique à deux dimensions défini par ses paramètres statistiques. Le phénomène stochastique étant défini à une corrélation spatiale donnée près ».

Cette orientation est aussi présente dans deux définitions de la texture données par :

- Rosenfeld et Troy en 1970 qui décrivent la texture « comme comprenant un grand nombre d'éléments de base similaires, chacun d'entre eux étant petit par

rapport à la région considérée, une propriété texturale étant une statistique sur des propriétés locales de ces éléments de base ».

- Haralick en 1979 décrit la texture de la façon suivante : « l'environnement spatial peut être interprété comme une distribution spatiale d'objets de diverses surface ayant une taille et des qualités d'émission et de réflectance caractéristique. L'organisation spatiale et les relations entre objets apparaissent alors comme une distribution spatiale de tons de gris qui sont appelées texture ».

Une autre notion de texture à laquelle s'accordent plusieurs chercheurs est le fait qu'on distingue deux grandes classes de textures, qui correspondent à deux niveaux de perception : les textures structurées (macrotextures) et les textures aléatoires (microtextures). Une texture qualifiée de structurée est constituée par la répétition d'une primitive à intervalle régulier. On peut différencier dans cette classe, les textures parfaitement périodiques (carrelage, damier, ...) et les textures dont la primitive subit des déformations et/ou des changements d'orientation (peau de crocodile, grain de café, ...). Les textures qualifiées d'aléatoires se distinguent en général par un aspect plus fin (sable, laine tissée, herbe, ...). Contrairement aux textures de type structurel, les textures aléatoires ne comportent ni primitive isolable, ni de fréquence de répétition. On ne peut donc pas en extraire une primitive qui se répète dans l'image mais plutôt un vecteur de paramètres statistiques homogène à chaque texture.

En conclusion, on peut alors énoncer quelques principes permettant de mieux cerner la notion de texture :

- La texture est liée à l'arrangement spatial local des niveaux de gris dans l'image ;
- Une zone texturée est considérée comme un tout par le système psychovisuel et peut donc être qualifiée de zone homogène : l'inhomogénéité se traduit alors par l'invariance de certains paramètres (par exemple statistiques) sur la zone considérée.
- La texture est fortement liée à la notion d'échelle, car il est possible qu'une région soit vue hétérogène à une échelle et homogène à une autre (par exemple pour un parterre d'herbe : à petite échelle, on observe des brins d'herbe qui sont des structures et forment des hétérogénéités, tandis qu'à grande échelle, l'ensemble des brins est vu comme un tout formant une texture) ;
- Une texture peut être structurée ou à caractère aléatoire et constituée ou non de primitives, c'est-à-dire de structures élémentaires (par exemple pour une pelouse : le brin d'herbe est la primitive, mais l'agencement des brins ne possède pas de périodicité, et c'est donc aléatoire).

III.3.2. Signature d'une texture

Une signature de texture est une représentation formelle des caractéristiques de texture. Cette représentation formelle est en général caractérisée par une valeur numérique ou un vecteur de valeurs ; mais cette signature peut être beaucoup plus complexe (par exemple une grammaire). On utilise souvent les termes attributs ou paramètres pour désigner l'ensemble de ces caractéristiques.

Une signature de texture doit être pertinente dans la classification et dans la discrimination des textures. Les qualités nécessaires d'une signature de texture sont :

- Exprimer plus ou moins directement des qualités de la texture tels que contraste, périodicité, régularité, directivité, ...
- Etre calculable et invariante pour une texture donnée ;
- Permettre d'estimer les propriétés statistiques de tout ordre, notamment moyenne et variance de distribution spectrale des niveaux de gris et fonction autocorrélation ;
- Permettre une description plus ou moins directe des primitives de texture et de leurs interactions.

Suivant le cas, des qualités supplémentaires telles que l'invariance à la rotation et l'invariance à l'échelle peuvent être exigées.

III.3.3. Approches d'analyse de la texture

L'analyse de la texture regroupe un ensemble de techniques mathématiques permettant de quantifier les différents niveaux de gris présents dans une image en termes d'intensité ou de rugosité et leur distribution. La diversité des images ainsi que la difficulté de donner une définition précise de la texture ont aussi permis l'émergence de plusieurs méthodes d'analyse de la texture qu'on peut classer essentiellement en trois approches [Mather et al., 1998].

- Approche déterministe (structurelle) ;
- Approche spatio-fréquentielle ;
- Approche stochastique ou statistique.

Nous allons passer en revue ces approches en nous concentrant le plus sur la dernière car, dans notre travail nous avons retenu les attributs statistiques de texture en combinant au concept spatial pour la classification des échos du sol présents dans les images radars météorologiques.

III.3.3.1. Approche structurelle

Les méthodes structurelles cherchent à extraire des primitives des textures et leurs localisations. Ces méthodes s'avèrent donc adaptées aux maxrotextures, où une structure spatiale forte se dégage par l'intermédiaire d'un motif plus ou moins répétitif. Principalement, ces méthodes utilisent des techniques d'autocorrélation pour retrouver le placement des primitives des textures initialement extraites, afin d'en déduire une règle de placement. Le trait caractéristique de ces méthodes est que tout se déroule en deux étapes, l'extraction de la primitive puis la recherche de la règle de placement [Beil, 1999].

III.3.3.2. Approche spatio-fréquentielle

Dans les méthodes spatio-fréquentielles, les représentations préservent à la fois les informations globales et locales, elles sont donc bien adaptées aux signaux quasi-périodiques. En effet, les textures sont des signaux quasi-périodiques qui ont une énergie fréquentielle localisée. Ces méthodes permettent de caractériser la texture à différentes échelles [Rui et al., 1999].

Parmi les méthodes spatio-fréquentielles, on peut citer :

- La transformée de Fourier, sans doute la plus connue [Matsuyama et al., 1983 ; D'hondt, 2006].
- Les filtres de Gabor considérés comme des filtres précurseurs dans le domaine des méthodes de filtrage spatio-fréquentiel [Buf, 1989 ; Tsai et al., 2005].
- La transformation en ondelettes [Mallat, 1989 ; Ouma et Tateishi, 2005].

III.3.3.3. Approche statistique

L'approche statistique utilise le domaine spatial et prend en compte l'aspect statistique de la texture dans les procédures d'analyse, puisqu'on considère que la texture ne comporte pas de contours forts et ne possède pas un motif de base isolable, mais qu'elle a, au contraire, un comportement aléatoire. Elle consiste alors à évaluer, comme information texturale, les propriétés statistiques d'une région ou d'un certain voisinage autour d'un pixel. Cette approche est ainsi adaptée aux microtextures et a fait l'objet de plusieurs recherches qui ont donné naissance à un nombre considérable de méthodes [Haralick, 1979 ; Zucker, 1976] : elle est beaucoup utilisée dans l'analyse des images texturées. Parmi les approches statistiques, on peut citer :

- Les attributs du premier ordre basés sur l'histogramme des intensités ;
- Les attributs de second ordre basés sur la corrélation des niveaux de gris de deux pixels en fonction de leurs positions dans l'image ;
- Les attributs d'ordre supérieur basés sur les interactions entre plusieurs pixels.

D'autres approches qui ne font pas appel directement aux propriétés statistiques du niveau de gris, coexistent avec les méthodes citées ci-dessus. Elles exploitent plutôt les informations statistiques des images issues de certaines transformations que l'on fait subir à l'image de la texture considérée. Dans cette catégorie, on peut citer :

- Le modèle fractal basé essentiellement sur l'estimation de la dimension fractale (mesure du degré d'irrégularité d'un objet) de la surface décrite par la fonction du niveau de gris de l'image [Kpalma, 1992 ; Myint, 2003] ;
- La procédure des chemins aléatoires [Wechsler and Kidode, 1979 ; Efros et Freeman, 2001] ;
- L'analyse multirésolution [Peleg et al., 1987 ; Akono et al., 2004] ;
- La méthode des extréma locaux [Mitchell et al., 1977 ; Trias, 2006] ;
- La méthode de l'intégrale curviligne [Barba et al., 1985] ;
- ...

III.3.4. Les attributs statistiques du premier ordre

Une des premières difficultés rencontrées est le choix d'une approche pour déterminer les attributs de texture. En effet, face à la variété des méthodes permettant d'obtenir des attributs de textures, il est difficile de faire un choix. Nous avons opté pour l'approche statistique puisque nos images sont de type microtexture [Sadouki et Haddad, 2013]. Les méthodes statistiques sont très souvent utilisées dans la caractérisation des structures fines, sans régularité apparente. De ce fait, nous avons déterminé les premiers attributs statistiques à savoir ceux du premier ordre. Les attributs statistiques du premier ordre caractérisent la texture du niveau d'un pixel isolé en termes de niveaux de gris et de distribution des mêmes niveaux [Pratt, 1991]. Ceci est très souvent appliqué pour l'analyse des images texturées en général et en particulier dans les images de télédétection du fait que cela permet d'évaluer les attributs de texture directement à partir de l'image considérée.

Les attributs statistiques du premier ordre sont calculés à partir de l'histogramme des niveaux de gris dans le voisinage immédiat de chaque pixel. Ce voisinage est représenté par une fenêtre centrée sur chaque pixel. L'histogramme représente ainsi la fréquence d'apparition

des niveaux de gris dans la fenêtre d'analyse de l'image. Soient :

- i : le niveau de gris du pixel dans la fenêtre d'analyse ;
- $h(i)$: l'histogramme du niveau de gris i dans cette fenêtre ;
- N_T : le nombre total de pixels dans cette fenêtre ;
- N_g : le nombre total de niveaux de gris dans la fenêtre d'analyse.
- N_i : le nombre de pixels ayant le niveau de gris (i) dans la fenêtre n'analyse.

$$h(i) = \frac{N_i}{N_T} \quad \text{III.1.}$$

A partir de l'histogramme $h(i)$, on peut extraire les attributs de textures suivants :

- Moyenne

$$m = \frac{1}{N_T} \sum_{i=0}^{N_g} ih(i) \quad \text{III.2.}$$

Elle donne la valeur moyenne du niveau de gris de la fenêtre d'analyse dans une image. Elle correspond au moment d'ordre 1. Elle caractérise l'intensité lumineuse de l'image. Plus l'image est sombre et plus cette valeur moyenne est faible ; et inversement.

- Variance

$$\sigma^2 = \frac{1}{N_T} \sum_{i=0}^{N_g} (i-m)^2 h(i) \quad \text{III.3.}$$

Elle mesure la dispersion des niveaux de gris autour de la valeur moyenne. Elle correspond aussi au moment d'ordre 2. Une faible variance signifie que ces valeurs sont peu dispersées autour de la moyenne (homogénéité), et inversement (hétérogénéité).

- Coefficient de variation

$$cv = \frac{\sigma}{m} \quad \text{III.4.}$$

Etant donné que les valeurs de moyenne et variance ne sont pas toujours suffisamment discriminantes, nous cherchons une valeur qui met en rapport ces deux quantités. Cette valeur permet de mesurer l'ampleur de la variation des niveaux de gris.

- Skewness

$$Sk = \frac{1}{N_T \sigma^3} \sum_{i=0}^{N_g} (i-m)^3 h(i) \quad \text{III.5.}$$

Il correspond au moment d'ordre 3 centré autour de la moyenne. La valeur du skewness caractérise la dissymétrie/asymétrie de l'histogramme d'une image. Ce paramètre mesure donc la déviation de la distribution des niveaux de gris par rapport à une distribution symétrique.

Pour une déviation vers les valeurs élevées, le skewness est positif ; alors que pour une déviation vers les valeurs basses, il est négatif.

- Kurtosis

$$Ku = \frac{1}{N_T \sigma^4} \sum_{i=0}^{N_g} (i-m)^4 h(i) \quad \text{III.6.}$$

Il correspond au moment d'ordre 4 centré autour de la moyenne. La valeur du kurtosis caractérise l'allongement/l'aplatissement de l'histogramme d'une image. Ce paramètre donne une indication sur la forme du sommet de l'histogramme : plus le kurtosis est faible et plus le sommet de l'histogramme est arrondi.

- Contraste

$$Cont = \frac{1}{N_T} \sum_{i=0}^{N_g} i^2 h(i) \quad \text{III.7.}$$

Il nous donne une indication sur la variation des niveaux de gris. Une forte valeur du contraste traduit de grandes variations locales.

- Entropie

$$Ent = \frac{1}{N_T} \sum_{i=0}^{N_g} h(i) \log(h(i)) \quad \text{III.8.}$$

Elle est faible lorsque les valeurs de l'image sont très inégales : l'entropie est donc une mesure du désordre ou de la complexité de la texture.

- Energie

$$Eng = \frac{1}{N_T} \sum_{i=0}^{N_g} h^2(i) \quad \text{III.9.}$$

Elle mesure l'uniformité de l'histogramme. Elle est faible lorsque les valeurs de l'image ont le même ordre de grandeur.

III.4. Base de données

Dans ce travail, nous avons utilisé une base de données composée de 5000 images captées à Sétif (Algérie), de 300 images prises à Bordeaux (France) et 27 images collectées à Dakar (Sénégal). Les figures III.1.a, III.1.b et III.1.c présentent respectivement les images des échos du sol pour Sétif, Bordeaux et Dakar.

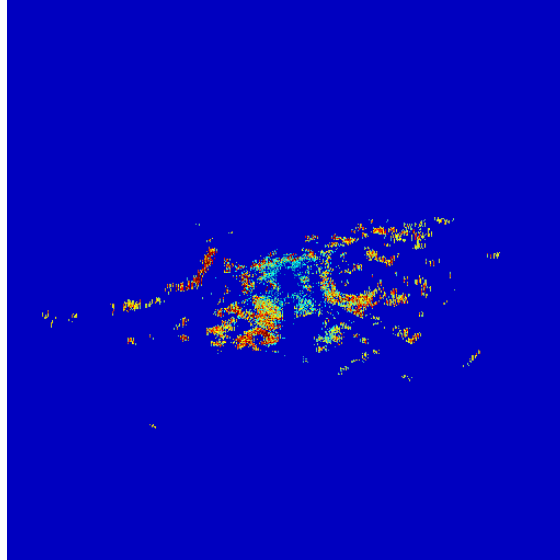


Figure III.1.a. : Image prise en temps clair à Setif (Algérie).

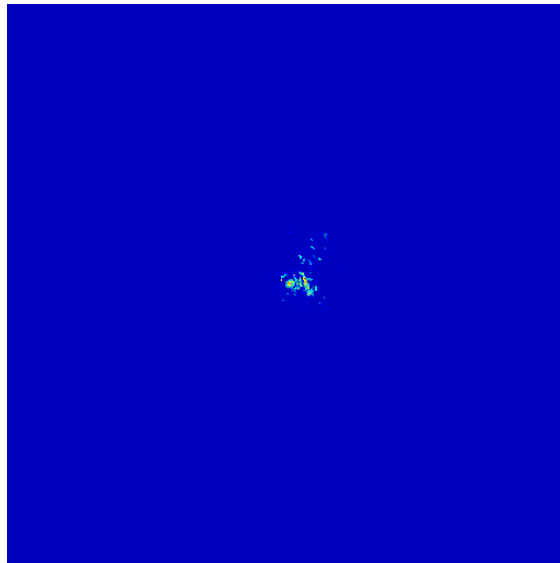


Figure III.1.b. : Image prise en temps clair à Bordeaux (France).

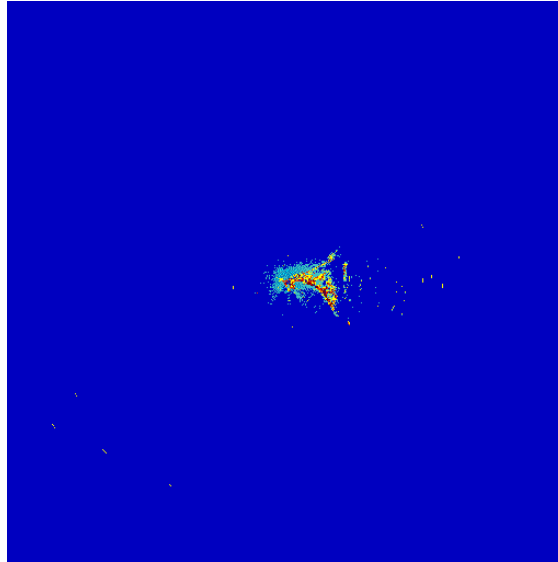


Figure III.1.c : Image prise en temps clair à Dakar (Sénégal).

III.5. Prétraitement des données radar

La première étape de notre algorithme consiste à localiser tous les pixels de l'image radar contenant des échos du sol. Une nouvelle image binaire est alors confectionnée pour laquelle on affecte la valeur un (1) à la présence des échos du sol et la valeur zéro (0) en leur absence. Pour ce faire, nous avons utilisé 137 images prises à Sétif (Algérie), 17 images collectées à Bordeaux (France) et 11 images enregistrées à Dakar (Sénégal).

III.6. Analyse texturale des échos du sol

Dans un premier temps, nous avons analysé l'influence de la fenêtre d'analyse sur les résultats. Après plusieurs tests, nous avons trouvé que la taille 5×5 est la plus adaptée pour notre étude. Nous avons donc analysé les paramètres texturaux des échos du sol pour toute la base de données prises en temps clair. Nous avons noté que les paramètres texturaux énergie et le facteur MaxMin du facteur de réflectivité sont les plus pertinents pour notre application (voir table III.1.).

	Energie (E)	MaxMinFactor (F)
Formules mathématiques	$Eng = \frac{1}{N_T} \sum_{i=0}^{N_g} h^2(i)$	$\frac{\min(Cell)}{\max(Cell)}$

Table III.1. : Formules mathématiques des paramètres texturaux utilisés.

Nous montrons dans les figures III.2.a et III.2.b les histogrammes de l'énergie et du facteur MaxMin de réflectivité. Ces histogrammes ont été obtenus sans prendre en considération la caractéristique spatiale des échos du sol. Dans la figure III.3, on montre la distribution relative de l'énergie en fonction du facteur MaxMin de réflectivité. On note que cette distribution ne nous permet pas de distinguer les deux types d'échos avec un classifieur standard comme les SVM ou encore les réseaux de neurones, car, aucun hyperplan ne peut séparer les deux classes (échos du sol et précipitations).

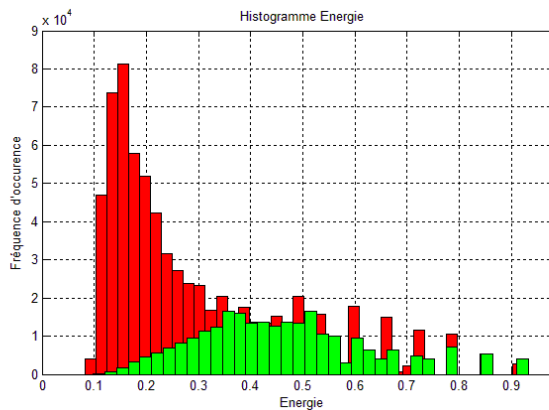


Figure III.2.a. Histogramme général de l'énergie (rouge : échos du sol, vert : échos de précipitations).

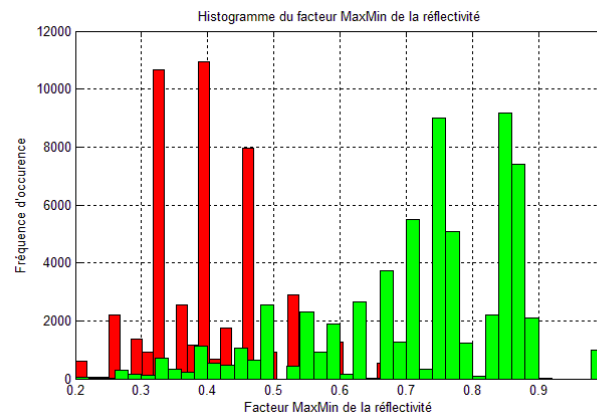


Figure III.2.b. Histogramme général du facteur MaxMin de réflectivité (rouge : échos du sol, vert : échos de précipitations).

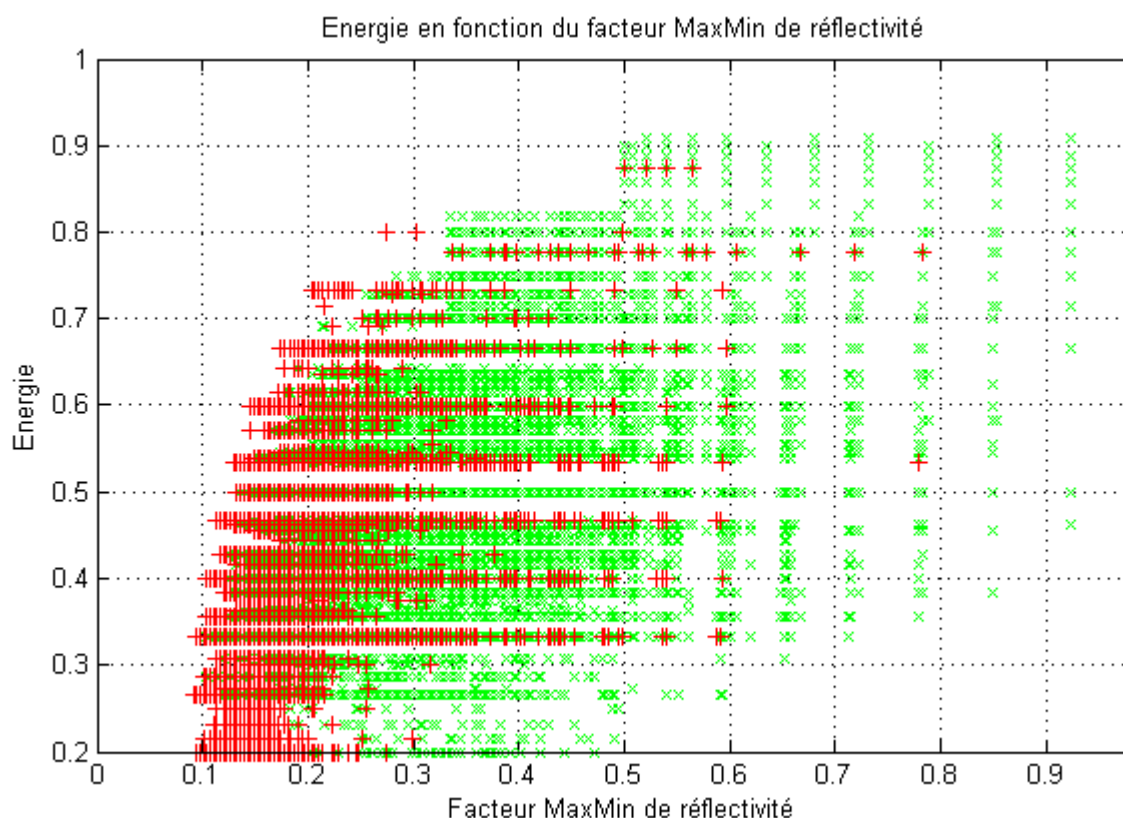


Figure III.3. Distribution de l'énergie en fonction du facteur MaxMin de réflectivité.
(rouge : échos du sol, vert : échos de précipitations).

Supposons maintenant que nous ayons N images prises en temps clair et M pixels susceptibles de décrire des échos du sol. Pour chaque pixel décrivant les échos parasites, nous avons relevé le facteur de réflectivité et ensuite, nous avons centré une cellule 5×5 sur le pixel considéré afin de calculer les paramètres discriminant, notamment, l'énergie et le facteur MaxMin.

La matrice résultat des paramètres texturaux est décrite par la table III.2.

Positions (K)	Energy (E)	MaxMinFactor (F)
K_1	$E_{11} \ E_{12} \ E_{13} \ \dots \ E_{1N}$	$F_{11} \ F_{12} \ F_{13} \ \dots \ F_{1N}$
K_2	$E_{21} \ E_{22} \ E_{23} \ \dots \ E_{2N}$	$F_{21} \ F_{22} \ F_{23} \ \dots \ F_{2N}$
K_3	$E_{31} \ E_{32} \ E_{33} \ \dots \ E_{3N}$	$F_{31} \ F_{32} \ F_{33} \ \dots \ F_{3N}$
...	...	...
...	...	...
...	...	...
K_M	$E_{M1} \ E_{M2} \ E_{M3} \ \dots \ E_{MN}$	$F_{M1} \ F_{M2} \ F_{M3} \ \dots \ F_{MN}$

Table III.2. : Matrice résultat des paramètres texturaux.

De cette manière, nous aurions la variation de l'énergie et du facteur MaxMin pour chaque pixel de l'image radar susceptible de contenir des échos du sol. Les figures III.4.a et III.4.b montrent un exemple d'histogrammes de l'énergie et du facteur MaxMin pour une position (k) prise au hasard. On remarquera de suite une nette amélioration dans la distribution spatiale relative des deux paramètres dans la figure III.5, la distinction entre les deux types d'échos dans ce cas-là, devient parfaitement possible.

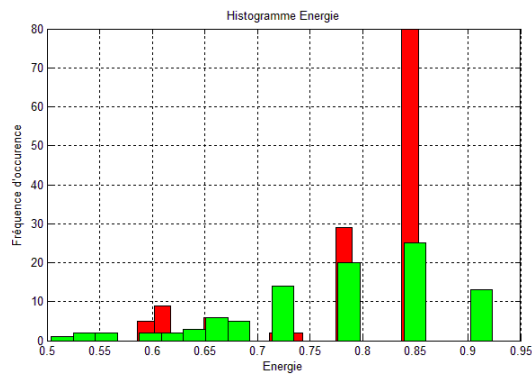


Figure III.4.a. Histogramme spatial de l'énergie (rouge : échos du sol, vert : échos de précipitations).

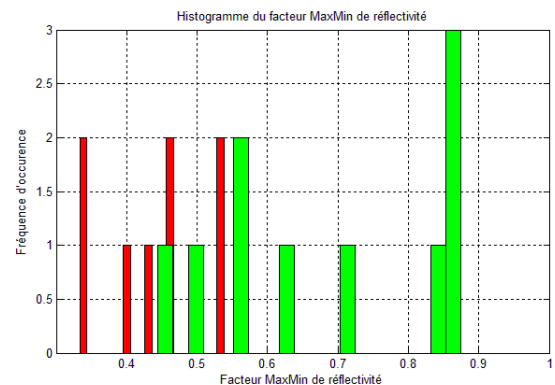


Figure III.4.b. Histogramme spatial du facteur MaxMin de réflectivité (rouge : échos du sol, vert : échos de précipitations).

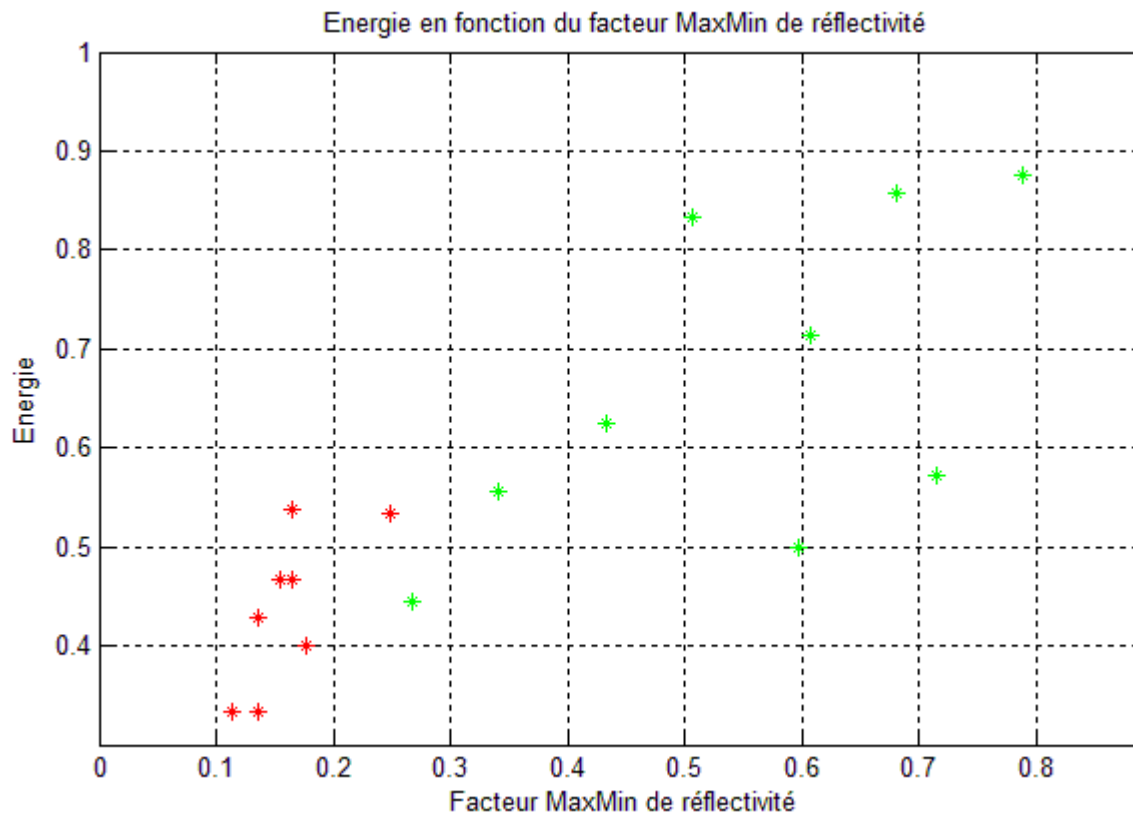


Figure III.5. Distribution spatiale relative de l'énergie en fonction du facteur MaxMin de réflectivité. (rouge : échos du sol, vert : échos de précipitations).

La prochaine étape étant de déterminer les valeurs maximales et minimales de l'énergie et du facteur MaxMin tel qu'illustré dans la table III.3.

Positions (K)	Maximum Energy (E _{MAX})	Minimum Energy (E _{MIN})	MaxMinFactor (F _{MAX})
K ₁	E _{MAX1} = Max(E _{1N})	E _{MIN1} = Min(E _{1N})	F _{MAX1} = Max(F _{1N})
K ₂	E _{MAX2} = Max(E _{2N})	E _{MIN2} = Min(E _{2N})	F _{MAX2} = Max(F _{2N})
K ₃	E _{MAX3} = Max(E _{3N})	E _{MIN3} = Min(E _{3N})	F _{MAX3} = Max(F _{3N})
...	...	...	...
...	...	...	...
...	...	...	...
K _M	E _{MAXM} = Max(E _{MN})	E _{MINM} = Min(E _{MN})	F _{MAX4} = Max(F _{MN})

Table III.3. : Matrice de variation des paramètres discriminant.

III.7. Processus de classification

Après le prétraitement, nous allons considérer une image radar contenant des précipitations mélangée avec des échos du sol. La technique consiste à balayer l'image traitée en s'intéressant aux M positions des échos du sol ; nous calculerons ensuite le paramètre énergie en analysant des cellules de taille 5x5 et le facteur MaxMin (voir l'algorithme décrit par la figure III.6.) [Djafri et Haddad, 2014a].

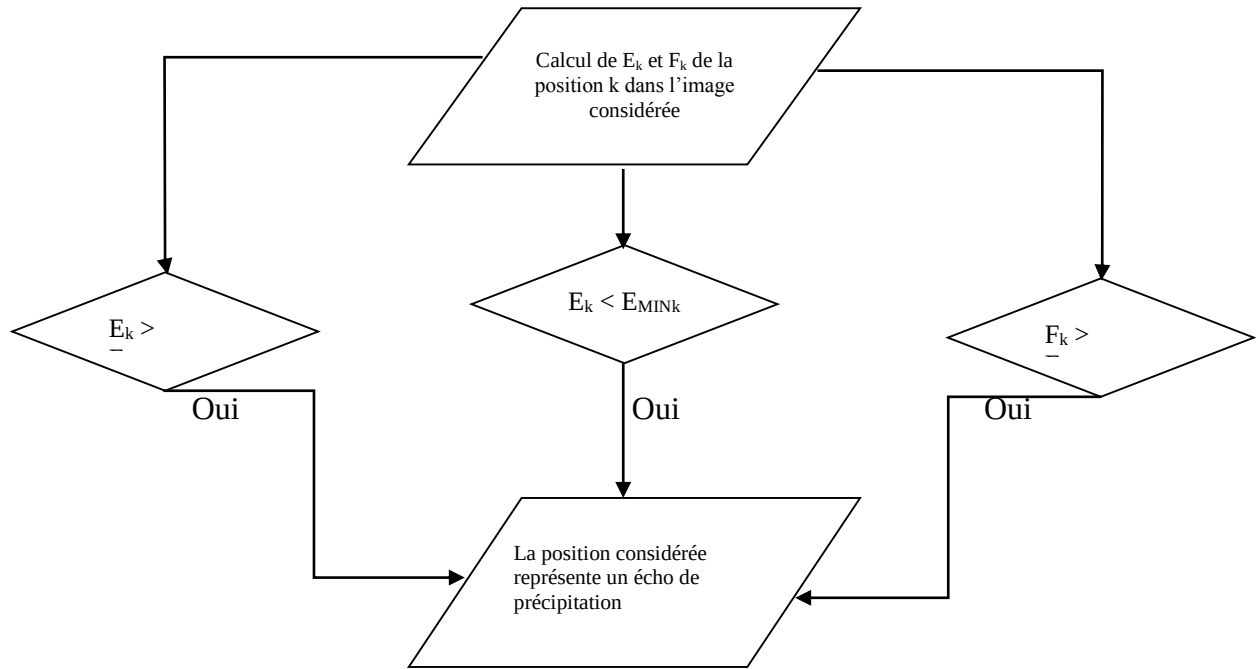


Figure III.6. : Algorithme de classification des échos radar.

Les figures III.7.a, III.7.b, III.8.a, III.8.b, III.9.a, III.9.b, III.10.a, III.10.b., présentent les résultats de classification pour les trois sites radar (Sétif, Bordeaux et Dakar).

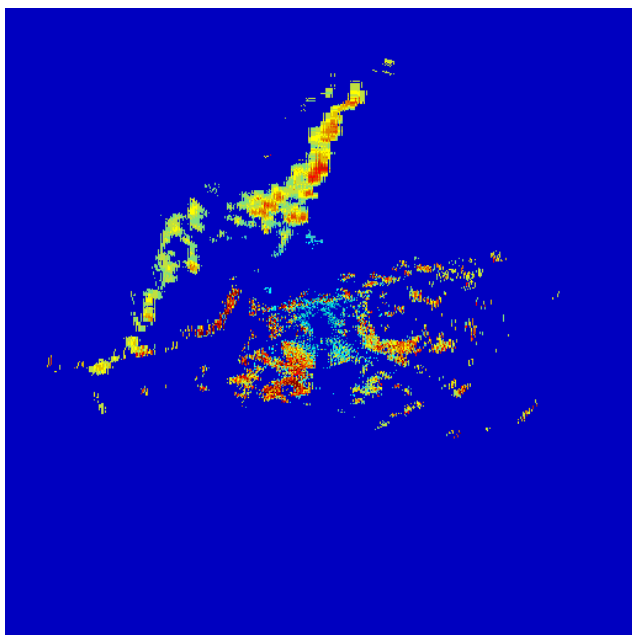


Figure III.7.a. : Image brute collectée le 05 avril 2007 à Sétif (Algérie) ; échos du sol quasiment isolés des précipitations

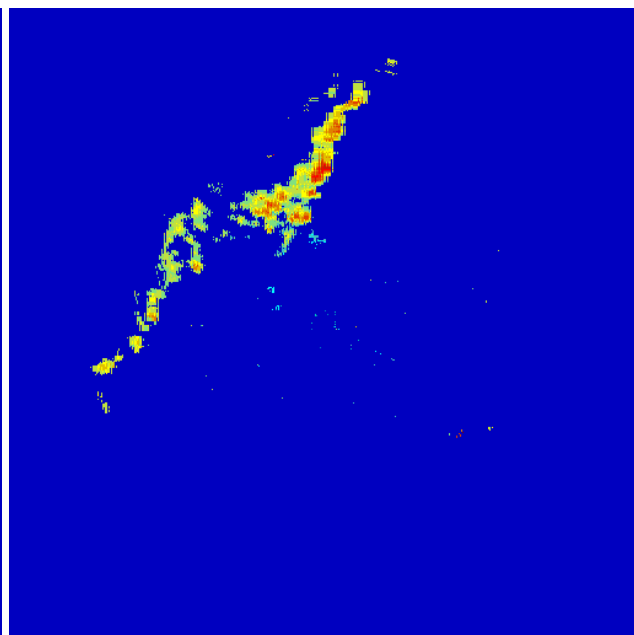


Figure III.7.b. : Image filtrée (Algérie)

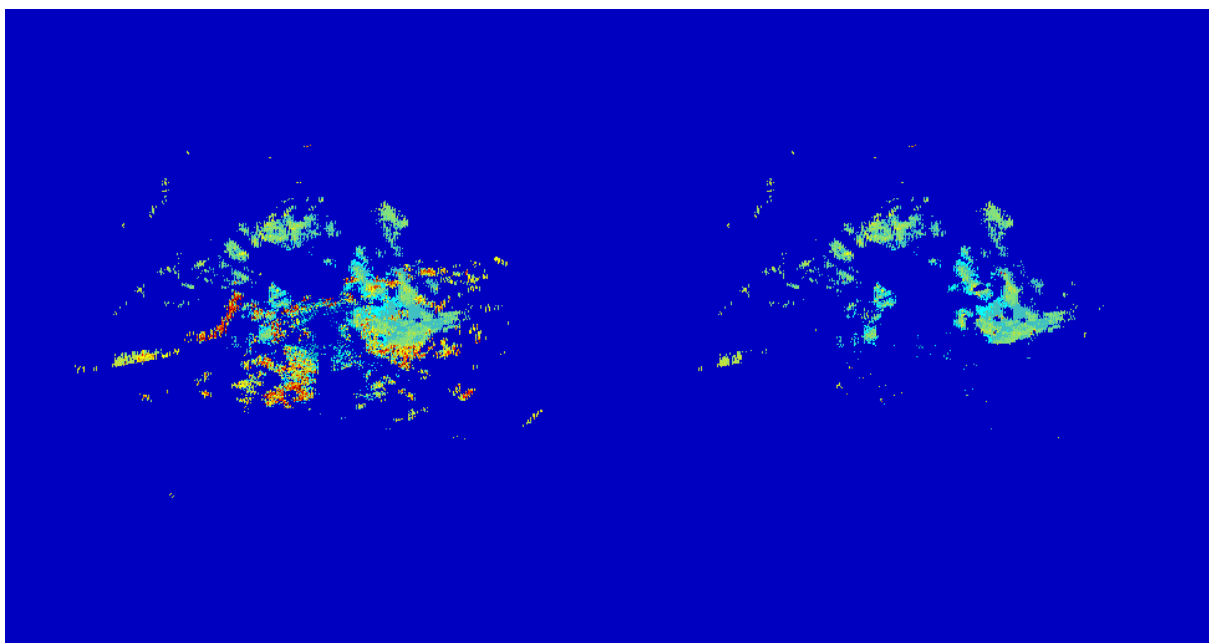


Figure III.8.a. : Image brute collectée le 16 Février 2007 à Sétif (Algérie) ; Précipitations et échos du sol confondus

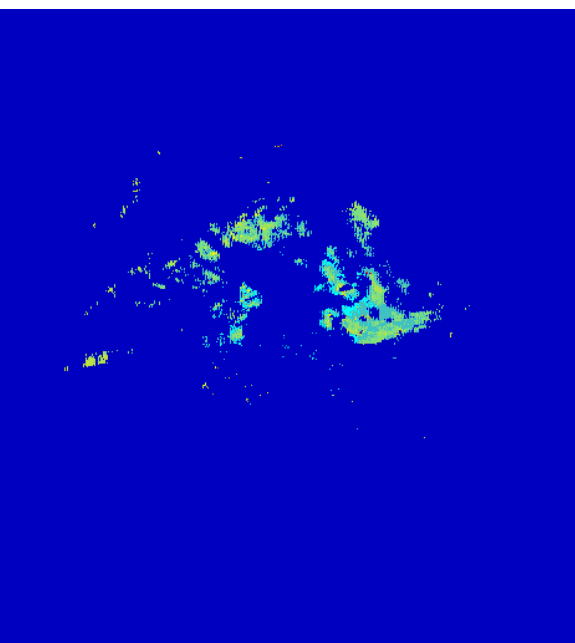


Figure III.8.b. : Image filtrée (Algérie)

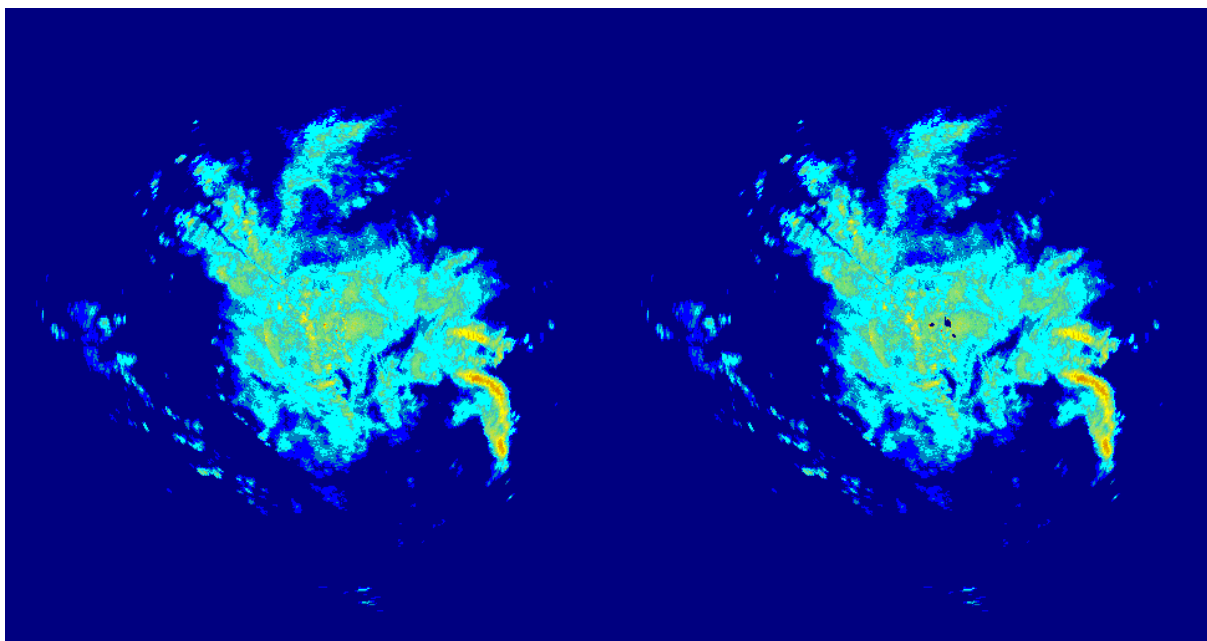


Figure III.9.a. : Image de précipitations prise à Bordeaux (France) le 25 Décembre 2009

Figure III.9.b. : Image filtrée (France)

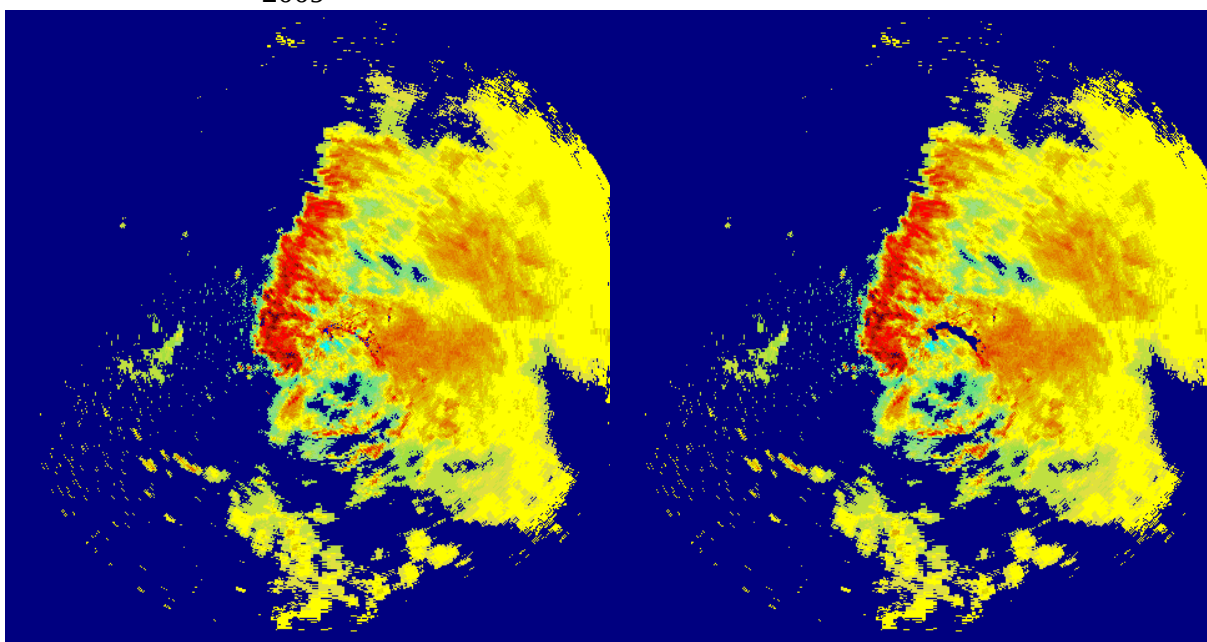


Figure III.10.a. : Image de précipitations collectée à Dakar (Sénégal) le 13 Aout 1999

Figure III.10.b. : Image filtrée (Sénégal)

Pour tester les performances de l'approche, nous allons considérer des paramètres statistiques calculés à partir de la table de contingence ci-dessous :

	précipitations	Echos du sol
Précipitations	a	b
Echos du sol	c	d

Table III.4. Table de contingence.

Où a : représente le nombre de pixels des échos de précipitations restant après filtrage.

b : représente le nombre de pixels des échos de précipitations éliminés après filtrage.

c : représente le nombre de pixels des échos du sol restant après filtrage.

d : représente le nombre de pixels des échos du sol éliminés après filtrage.

Les paramètres statistiques considérés sont :

- La probabilité de bonne détection POD indique les pixels qui ont été correctement identifiés et elle est donnée par les expressions suivantes :

$$POD_{preps} = \frac{a}{a+b} \quad POD_{echos} = \frac{d}{c+d}$$

III.10.

La valeur optimale du POD est égale à 1.

- La probabilité de fausse détection POFD indique la fraction de pixels incorrectement identifiée par la méthode. Elle est donnée par :

$$POFD_{preps} = \frac{b}{a+b} \quad POFD_{echos} = \frac{c}{c+d}$$

III.11.

- Le ratio de fausses alarmes FAR des pixels qui sont mal classés est donné par

$$FAR =$$

$$\frac{c+b}{(a+b+c+d)} \quad \text{III.12.}$$

Sa valeur optimale est égale à zéro

- L'indice de réussite CSI (Critical Success Index) indique le rapport entre les pixels correctement identifiés comme précipitant, et les pixels correctement identifiés comme précipitant et les pixels non correctement identifiés (précipitant et non précipitant). Il est exprimé par :

$$CSI =$$

$$\frac{a}{(a+b+c)}$$

III.13.

Sa valeur optimale est 1

- Le pourcentage de détection correcte PC, indique le rapport entre les pixels correctement identifiés (précipitant et échos du sol) et le nombre total de pixels. Il est donné par l'expression :

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

III.14.

Sa valeur optimale est égale à 1.

On montre dans le tableau III.5 la table de contingence obtenue pour notre approche :

	a	b	c	d
Sétif (Algérie)	2475	156	421	5670
Bordeaux (France)	8923	470	13	608
Dakar (Sénégal)	10084	420	166	1501

Table III.5. Table de contingence pour les différents sites étudiés.

On obtient donc dans le tableau III.6 les résultats statistiques suivants :

	Sétif (Algérie)	Bordeaux (France)	Dakar (Sénégal)
POD_{preps}	94%	96%	95%
POD_{échos}	93%	90%	98%
POFD_{preps}	4%	3%	3%
POFD_{échos}	6%	7%	3%
FAR	4%	5%	4%
CSI	86%	90%	85%
PC	91%	92%	93%

Table III.6. Paramètres statistiques de classification.

III.8. Discussion et conclusion

On note dans la Figure III.8.a., la présence d'une quantité très importante des échos du sol superposée aux échos de précipitations. La conservation des échos de précipitations à partir de cette image passe par deux étapes importantes. La première étant de filtrer toutes les positions susceptibles de contenir des échos du sol afin de récupérer les échos de précipitations en dehors de ces zones d'échos parasites. La seconde étape porte sur les positions susceptibles de contenir des échos du sol (dans les cas où les échos de précipitations passent au-dessus des positions des échos du sol). L'analyse des paramètres texturaux nous permet de conclure si le pixel considéré décrit un écho du sol ou une précipitation et ceci en le comparant à la table de variation du pixel considéré.

Notre algorithme a montré son efficacité pour les trois sites radars considérés où prévalent différents climats et topographies. Cette méthode a l'avantage de préserver au maximum les échos de précipitations avec une probabilité de bonne détection des précipitations (POD_{Preps}) de 94 % pour Sétif, 95 pour Dakar et 96 % pour Bordeaux. Les échos du sol sont éliminés à hauteur de 98 % pour le site de Dakar, 93 % pour Sétif et 90 % pour Bordeaux. Le faible résultat de $POD_{échos} = 90$ % pour Bordeaux s'explique par la base de données des images en temps clair pour ce site (11 images en temps clair comparé à Sétif où nous avons 13 images des échos du sol). Ce qui induit une probabilité de fausse détection des échos du sol ($POFD_{échos} = 7$ %) la plus élevée pour le site de bordeaux comparée à celle de Sétif 2.38 % et Dakar 1.38 %. D'autres parts, on enregistre une probabilité de fausse détection des échos de précipitations ne dépassant pas les 4 % pour les trois sites. Ce qui souligne encore une fois l'efficacité de notre approche pour la préservation optimale des échos de précipitations.

En outre, l'indice de réussite (CSI) ainsi que le pourcentage de détection correcte (PC) de l'ordre de 99% et ratio de fausses alarmes (FAR) ne dépassant pas les 2%, obtenu pour les trois sites considéré ne font que conforter notre argumentation pour montrer la capacité de notre algorithme à éliminer le maximum des échos du sol et à préserver la quasi-totalité des échos de précipitations.

Le temps d'exécution de cet algorithme est presque 1 minute. Cet algorithme a été testé sur 5000 image de Sétif (Algérie), 286 images de Bordeaux (France) et 20 images de Dakar (Sénégal).

Cette technique améliore considérablement l'approche de masquage utilisée au sein de l'ONM L'analyse texturale combinée à la technique de masquage rend l'algorithme de filtrage

très robuste. Ceci a été démontré dans deux cas de figure :

- Lorsque les précipitations sont séparées des échos du sol (voir figures III.7.a et III.7.b)
- Lorsque les précipitations contiennent des échos du sol (voir figures III.8.a et III.8.b).

IV.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous nous intéressons à l'identification des précipitations convectives et stratiformes dans les images radar. Rappelons que les nuages sont formés selon deux processus distincts : la convection et le soulèvement progressif de la masse d'air.

Le soulèvement convectif est dû à l'instabilité de l'air. Il est souvent vigoureux et au déclenchement abrupt. Il produit des nuages caractérisés par une extension verticale élevée, mais un développement horizontal limité. Ces nuages sont désignés génériquement par le terme « cumulus ». Ils peuvent se développer à différents niveaux de la troposphère, là où l'instabilité existe.

Le soulèvement dit synoptique est le résultat des processus de la dynamique en atmosphère stable, dans un écoulement stratifié. Ce soulèvement est graduel, produisant des systèmes nuageux d'une texture uniforme, pouvant couvrir des milliers de kilomètres carrés. Ces nuages sont désignés génériquement par le terme « stratus ». Il arrive parfois que ce soulèvement graduel déstabilise la couche atmosphérique, donnant lieu à des nuages convectifs imbriqués dans le nuage stratiforme.

La discrimination entre ces deux types de cellules (stratiformes et convectives) est d'une importance capitale pour le calcul granulométriques des particules précipitantes. En outre, l'application des relations de Palmer et Marshall Z-R (voir chapitre 1) en dépend complètement.

L'approche que nous proposons dans ce chapitre pour l'identification des deux types de cellules repose sur le classifieur SVM et ceci en utilisant les propriétés texturales des deux types de nuages. Un autre intérêt de classification des nuages est la correction de l'atténuation du signal par la pluie pour les liaisons hertziennes notamment dans le domaine micro ondes et les longueurs d'ondes millimétriques, que nous avons rappelé au chapitre I.

IV.2. Machines à Vecteur de Support (SVM)

Les machines à vecteur de support ou séparateurs à vaste marge (en anglais Support Vector Machine, SVM) sont un ensemble de techniques d'apprentissage supervisé destinées à résoudre des problèmes de discrimination et de régression. Les SVM sont une généralisation des classifieurs linéaires.

Les SVM ont été développés dans les années 1990 à partir des considérations théoriques de Vladimir Vapnik sur le développement d'une théorie statistique de l'apprentissage : la

théorie de Vapnik-Chevonenkis. Les SVM ont rapidement été adoptés par la communauté scientifique pour leur capacité à travailler avec des données de grandes dimensions, le faible nombre d'hyper paramètres, leurs garanties théoriques, et leurs bons résultats en pratique.

Les SVM ont été appliqués dans divers domaines (bio-informatique, recherche d'information, vision par ordinateur, finance,... etc). Selon les données, la performance des machines à vecteurs de support est de même ordre, ou même supérieure, à celle d'un réseau de neurones ou d'un modèle de mixture gaussienne [Schölkopf et Smola, 2002].

IV.2.1. Principe de fonctionnement

Les séparateurs à vaste marges sont des classifieurs qui reposent sur deux idées clés, qui permettent de traiter des problèmes de discrimination non-linéaire, et de reformuler le problème de classement comme un problème d'optimisation quadratique.

La première idée clé est la notion de marge maximale. La marge est la distance entre la frontière de séparation et les échantillons les plus proches. Ces derniers sont appelés vecteurs supports. Dans les SVM, la frontière de séparation est choisie comme celle qui maximise la marge. Ce choix est justifié par la théorie de Vapnik-Chevonenkis (ou théorie statistique de l'apprentissage), qui montre que la frontière de séparation de marge maximale possède la plus petite capacité. Le problème est de trouver cette frontière séparatrice optimale, à partir d'un ensemble d'apprentissage. Ceci est fait en formulant le problème comme un problème d'optimisation quadratique, pour lequel il existe des algorithmes connus.

Afin de pouvoir traiter des cas où les données ne sont pas linéairement séparables, la deuxième idée clé des SVM est de transformer l'espace de représentation des données d'entrées en un espace de plus grande dimension (possiblement de dimension infinie), dans lequel il est probable de trouver un séparateur linéaire. Ceci est réalisé grâce à une fonction noyau, qui doit respecter les conditions du théorème de Mercer, et qui a l'avantage de ne pas nécessiter la connaissance explicite de la transformation à appliquer pour le changement d'espace. Les fonctions noyau permettent de transformer un produit scalaire dans un espace de grande dimension. Cette technique est connue sous nom de kernel trick. [Hearst, 1998].

Les SVM peuvent être utilisés pour résoudre des problèmes de discrimination, c'est-à-dire décider à quelle classe appartient un échantillon, ou de régression, c'est-à-dire prédire la valeur numérique d'une variable. La résolution de ces deux problèmes passe par la construction d'une fonction h qui à un vecteur d'entrée x fait correspondre une sortie y :

$$y = h(x) \quad \text{IV-3}$$

On se limite pour l'instant à un problème de discrimination à deux classes (discrimination binaire), c'est-à-dire $y \in \{-1, 1\}$, le vecteur d'entrée x étant dans un espace X muni d'un produit scalaire. On peut prendre par exemple $X = \mathbb{R}^N$.

IV.2.1.1. Discrimination linéaire et hyperplan séparateur

Le cas simple est le cas d'une fonction discriminante linéaire, obtenue par combinaison linéaire d'un vecteur d'entrée $x = (x_1, \dots, x_N)^T$ avec un vecteur de poids $\omega = (\omega_1, \dots, \omega_N)^T$:

$$h(x) = \omega^T x + \omega_0 \quad \text{IV-4}$$

Il est alors décidé que x est de classe 1 si $h(x) \geq 0$ et de classe -1 dans le cas contraire. C'est un classifieur linéaire.

La frontière de décision $h(x) = 0$ est appelé hyperplan séparateur, ou séparatrice. Le but d'un algorithme d'apprentissage supervisé est d'apprendre la fonction $h(x)$ par le biais d'un ensemble d'apprentissage :

$$\{(x_1, l_1), (x_2, l_2), \dots, (x_p, l_p)\} \subset \mathbb{R}^N \times \{-1, 1\}$$

Où les l_k sont les labels, p est la taille de l'ensemble d'apprentissage, N , la dimension des vecteurs d'entrée. Si le problème est linéairement séparable, on doit alors avoir :

$$l_k h(x_k) \leq 0 \quad 1 \leq k \leq p, \quad \text{autrement dit} \quad l_k (\omega^T x_k + \omega_0) \geq 0 \quad 1 \leq k \leq p$$

Imaginons un plan (espace à deux dimensions) dans lequel sont répartis deux groupes de points. Ces points sont associés à un groupe : les points (+) pour $y \succ x$ et les points (-) pour $y \prec x$. On peut trouver un séparateur linéaire évident dans cet exemple qui correspond à la droite d'équation $y = x$ (voir fig.4.2.a). Le problème est dit linéairement séparable.

Pour des problèmes plus compliqués, il n'existe en général pas de séparateur linéaire. Imaginons par exemple un plan dans lequel les points (-) sont regroupés à l'intérieur d'un cercle, avec des points (+) tout autour : aucun séparateur linéaire ne peut correctement distinguer les deux groupes : le problème n'est pas linéairement séparable (voir figure IV.2.b). Il n'existe pas d'hyperplan séparateur.

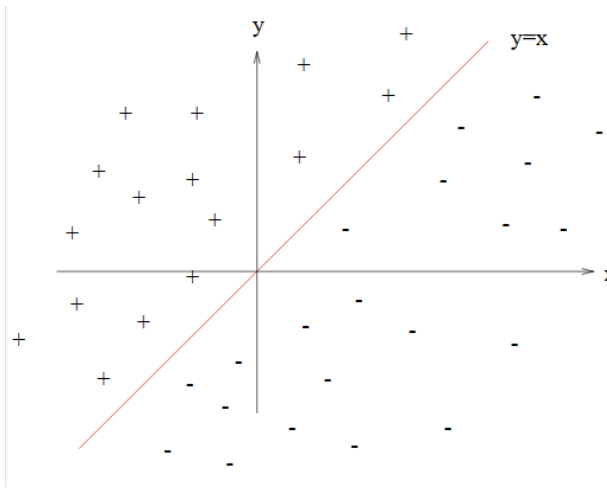


Figure IV.2.a : Cas linéairement séparable

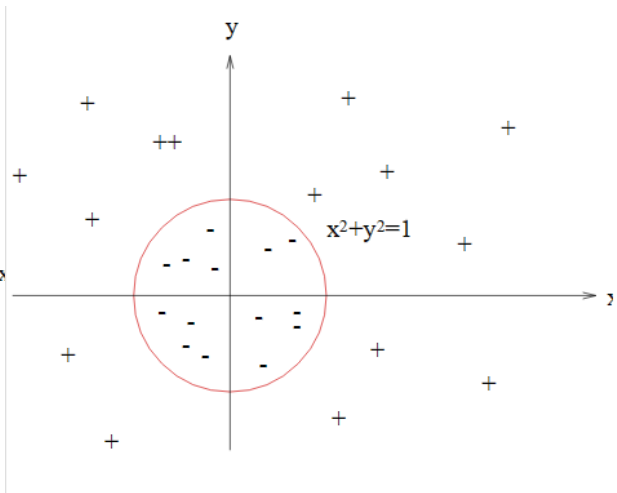


Figure IV.2.b : Cas linéairement non séparable

IV.3. Classification des cellules de précipitations convectives et stratiformes dans les images radar météorologiques par combinaison SVM-Propriétés texturales.

IV.3.1. Les données utilisées

Les données que nous avons utilisées ont été collectées à Dakar (Sénégal), Sétif (Algérie) et Bordeaux (France). Les images observées contiennent des cellules stratiformes et convectives. Notre base de données se compose de 400 images collectées durant l'année 1999 à Dakar, 2000 observées à Bordeaux et 5000 enregistrées à Sétif. Nous présentons dans la figure IV.4., une séquence de 20 images collectées le 13 Aout 1999 à Dakar. Rappelons que les lignes de grain observées au Sénégal sont composées d'une partie stratiforme et d'une partie convective. D'où l'intérêt de montrer cette séquence d'images.

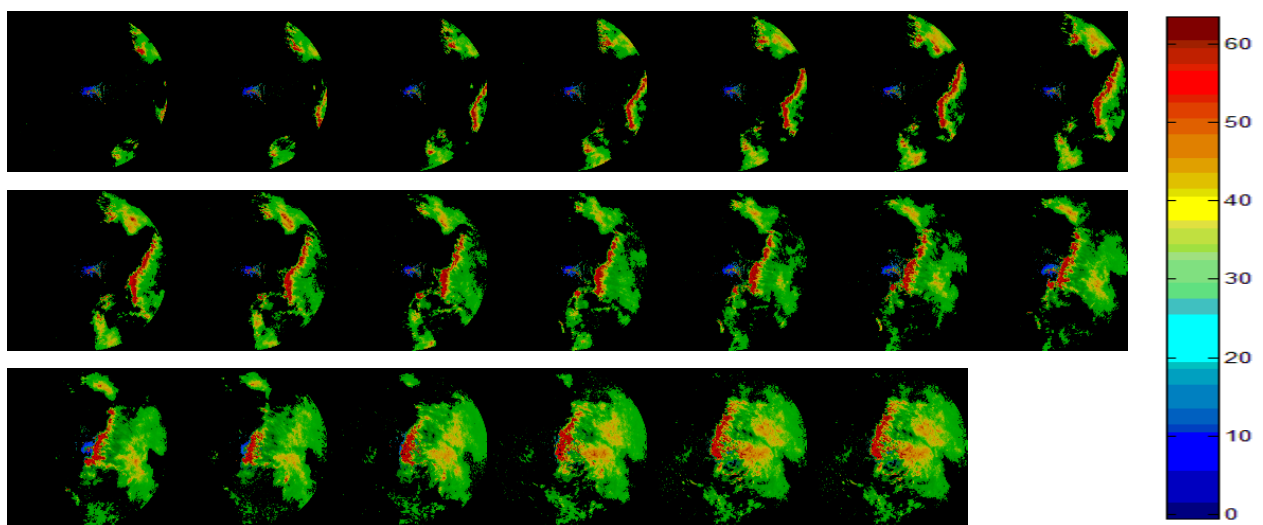


Figure IV.4. : Séquence d'images météorologiques de Dakar.

IV.3.2. Analyse texturale des nuages

Les caractéristiques texturales des images radar de Sétif, Bordeaux et Dakar ont été considérées en considérant l'approche de l'histogramme. L'analyse des cellules nuageuses est abordée à travers les sept paramètres texturaux définis dans le chapitre 3. Les quatre paramètres l'énergie, l'entropie, l'inertie et l'homogénéité locale se sont distingués pour leurs histogrammes présentant une bonne discrimination entre les deux types de cellules. Les trois autres paramètres, à savoir, le kurtosis, le contraste et le Skewness ont été rejetés dû au chevauchement quasi-total de leurs histogrammes.

Premièrement, nous avons constitué une base de données. Pour cela, nous avons considéré des cellules nuageuses convectives représentées par un facteur de réflectivité supérieur à 42 dBZ et des cellules stratiformes décrites par un facteur de réflectivité compris entre 18 et 40 dBZ en analysant des fenêtres de taille 4×4 pixels.

Ensuite, nous avons calculé nos quatre paramètres texturaux. Les figures IV.5.a, IV.5.b, IV.5.c. et IV.5.d représentent respectivement les histogrammes de nos quatre paramètres texturaux, notamment, l'énergie, l'entropie, l'homogénéité locale et de l'inertie.

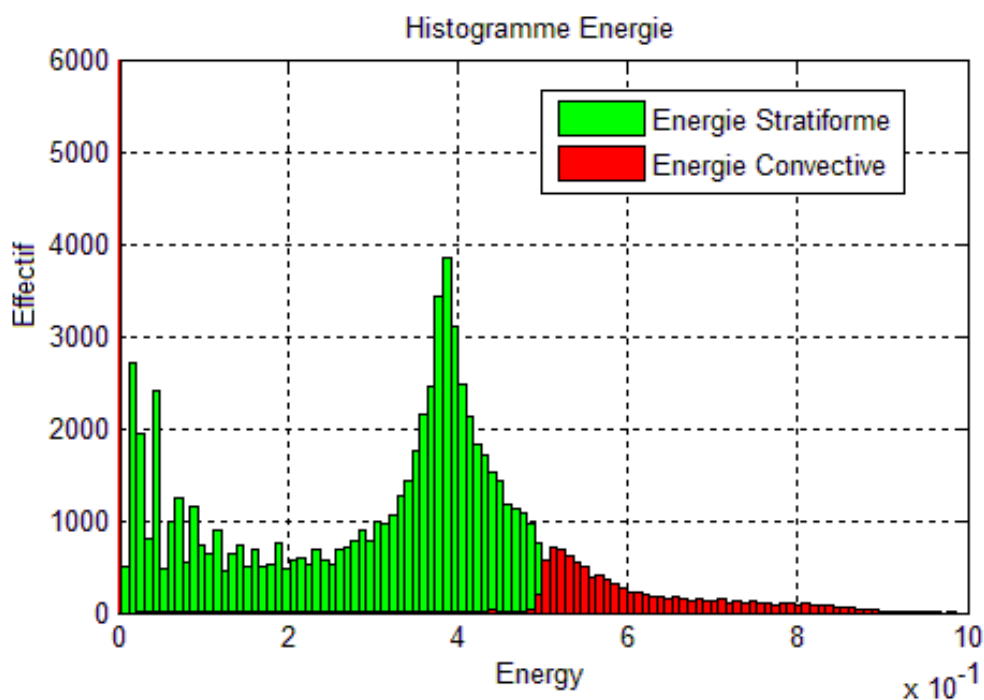


Figure IV.5.a. : Histogramme de l'énergie

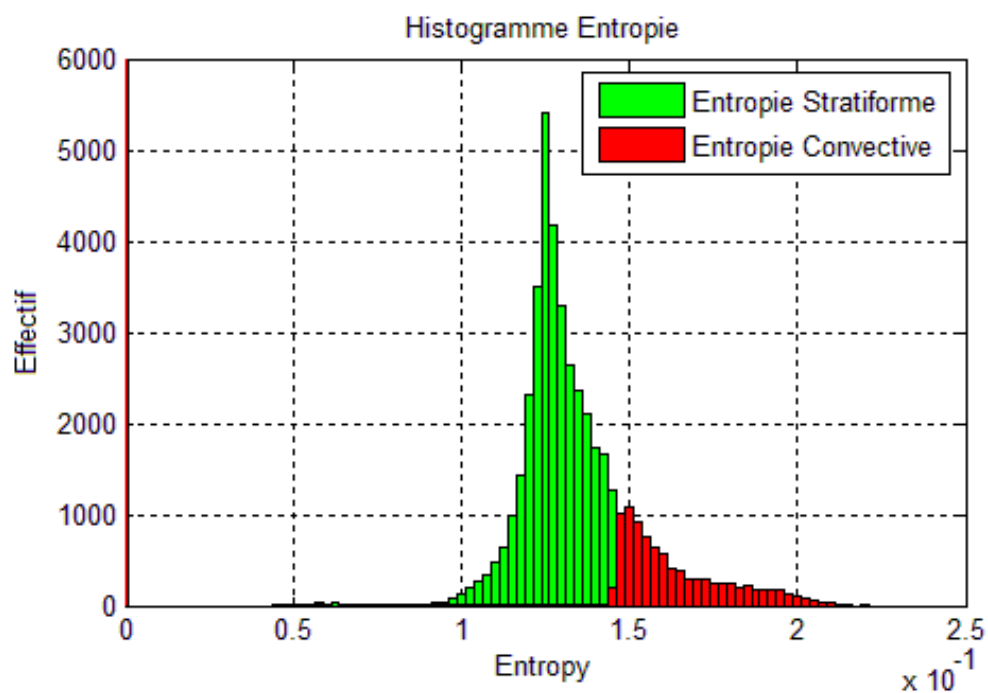


Figure IV.5.b : Histogramme de l'entropie.

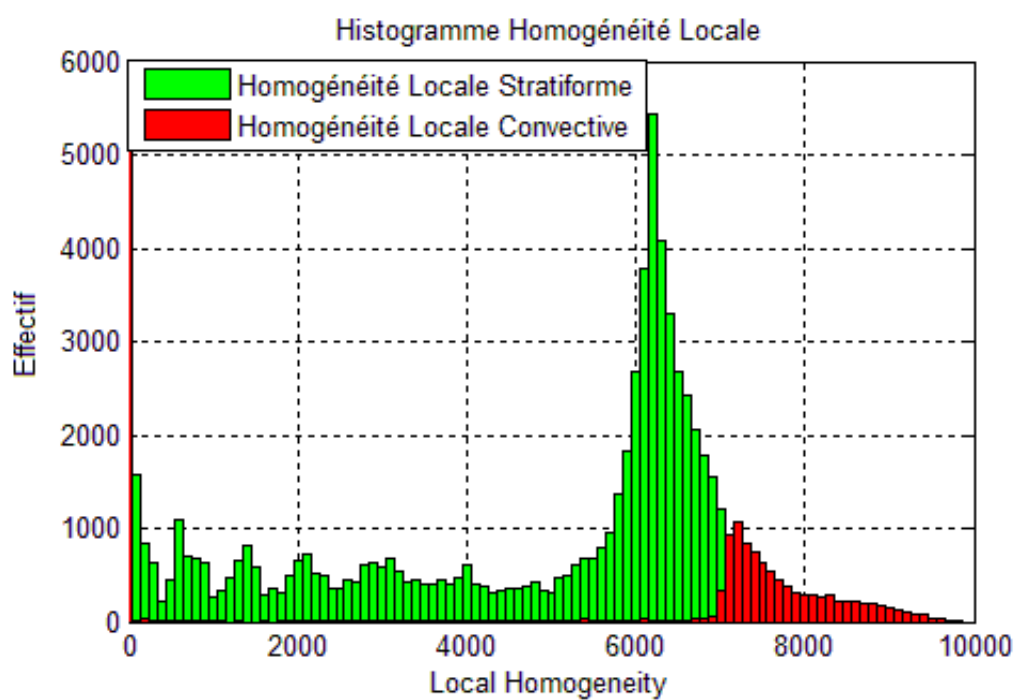


Figure IV.5.c : Histogramme de l'homogénéité locale.

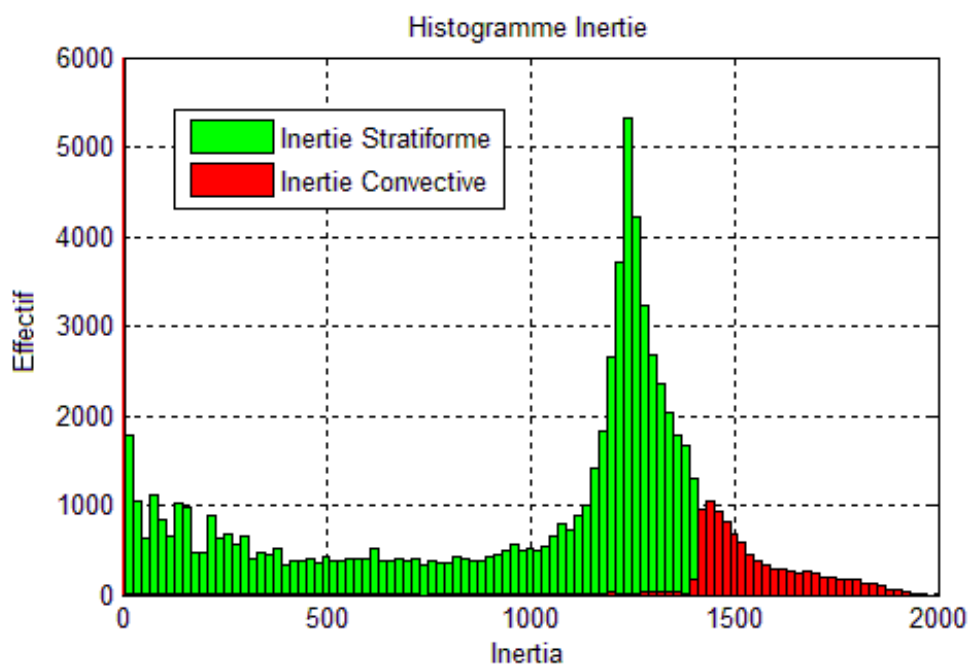


Figure IV.5.d. : Histogramme de l'inertie.

IV.3.3. Classification en SVM

Les machines à vecteur de support nécessitent une phase d'apprentissage supervisée ayant pour but de résoudre les problèmes de discrimination et de régression.

L'objectif des SVM est de trouver le meilleur hyperplan pouvant séparer deux classes d'échantillons. La figure IV.6 montre un exemple d'hyperplan séparateur.

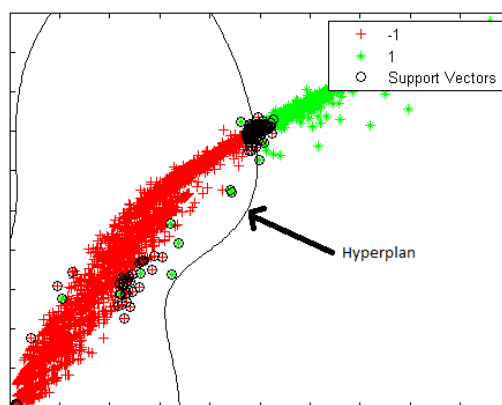


Figure IV.6. : Exemple d'hyperplan.

La seconde étape de notre approche est d'utiliser les SVM afin de trouver le meilleur paramètre discriminant pour les cellules de précipitation (stratiformes et convectives). Dans notre cas, nous avons utilisé un SVM avec une fonction Kernel de type « RBF ou gaussienne » avec les paramètres par défaut ($C=1$ et $\text{Sigma}=1$)

La table IV.5, donne le facteur de corrélation entre la base d'apprentissage (80 % de la base de données) et la base de test (20 % de la base de données) du SVM des quatre paramètres texturaux (l'énergie, l'entropie, l'inertie et l'homogénéité locale). Le facteur de corrélation donne une indication sur le degré de similitude entre l'image classifiée et l'image de référence.

Paramètre	Energie	Entropie	Inertie	Homogénéité Locale
Coefficient de Correlation	97.01%	76.29%	96.02%	88.58%

Table IV.5. : Résultats de classification

D'après la table IV.5, on note que deux paramètres (énergie et inertie) sont les plus pertinents pour la discrimination entre les cellules convectives et stratiformes des images radar météorologiques. La combinaison de ces deux paramètres dans un SVM donnerait un taux de bonne reconnaissance de 95.24 %.

A titre d'exemple, nous montrons dans les figures IV.7.a. et IV.7.b. les résultats de classification d'une image radar enregistrée à Dakar.

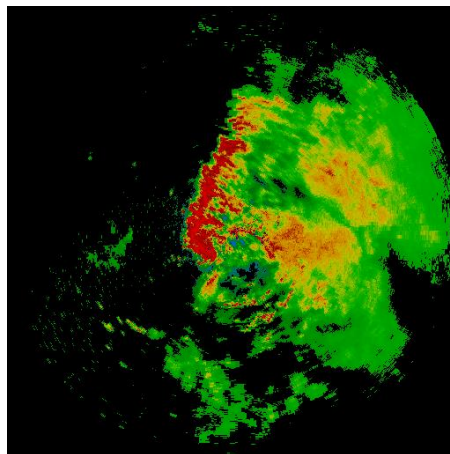


Figure IV.7.a. : Image brute collectée à Dakar.

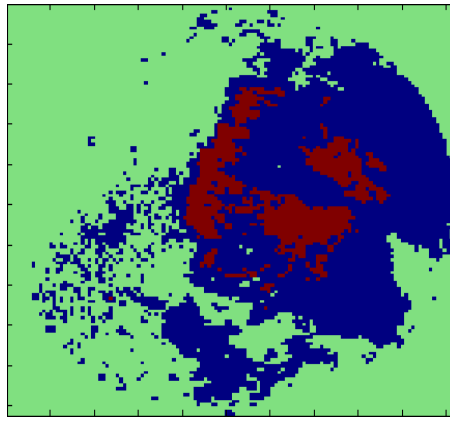


Figure IV.7.b. : Image classifiée.

L'image de sortie du SVM représente les cellules convectives en rouge et les cellules stratiformes en bleu. Le taux de classification est de 97% [Djafri et Haddad, 2014b]. Ceci montre l'efficacité de l'approche proposée pour la discrimination entre les cellules nuageuses des radars météorologiques. On note aussi, que cette approche n'a jamais été proposée dans la littérature.

IV.3.4. Validation par mesures in situ

Les mesures au sol sont les données les plus fiables pour la validation de notre approche. Nous allons donc comparer la valeur du pixel à la mesure in situ. Nous avons utilisées les données au sol collectées toutes les six minutes à la station de Beni Ourtilane de coordonnées géographiques 36°43 N et 4°85 E et considéré soixante situations pluvieuses. Nous avons cumulé les quantités de précipitation au sol pour la station de Beni Ourtilane. D'un autre côté, pour estimer les précipitations sur les images radar, nous avons utilisé la relation $Z = 500 R^{1,75}$ retenue pour la calibration du radar de Sétif par approche probabiliste [Bouzeboudja et al, 2010]. Rappelons que les cellules stratiformes sont décrites en imagerie radar par des facteurs de réflectivités compris entre 18 et 40 dBZ alors que la partie convective est caractérisée par des facteurs réflectivités supérieurs à 42 dBZ. [Lazri et al., 2014].

En utilisant la relation $Z = 500 R^{1,75}$, les cellules convectives sont caractérisées par un taux $R > 5$ mm, alors que les cellules stratiformes sont définies par un taux $R < 5$ mm. Ce seuil est déjà proposé par Feidas lors de l'analyse des images satellitaires pour le climat méditerranéen. Les soixante situations pluvieuses sont réparties comme suit :

Jours	Nbre de situations pluvieuses	Durée (h)
05 Février 2007	16	8
06 Février 2007	13	6
18 Mars 2007	8	4
15 Avril 2007	18	12
24 Avril 2007	5	3

Les valeurs des paramètres statistiques sont :

Cellules	POD	POFD	FAR	BIAIS	CSI	PC
Stratiformes	0.83	0.12	0.11	0.88	0.81	0.85
Convectives	0.82	0.17	0.22	1.04	0.78	0.83

Les valeurs POD aussi bien pour les nuages stratiformes que convectifs montrent que l'approche assure une meilleure reconnaissance des cellules pluvieuses. De même, on a moins de fausses alarmes. Les résultats obtenus pour le BIAIS montrent que pour les cellules stratiformes, on a une sous-estimation alors que pour les cellules convectives on a une sur estimation. Les valeurs de POFD sont acceptables. En ce qui concerne l'indice de réussite qui dépend des situations pluvieuses, les résultats sont proches et intéressants. Les valeurs élevées du PC pour les deux types de cellules confirme l'efficacité de la méthode pour l'identification des deux types de cellules.

IV.3.5 Discussion et conclusion

Le but de cette étude est la discrimination entre les cellules nuageuses convectives et stratiformes dans les images radar météorologiques. Cette discrimination est d'une importance capitale afin de choisir la relation appropriée Z-R de Palmer et Marshall pour le calcul granulométrique et l'estimation des quantités de précipitation d'une part et d'appliquer le facteur d'atténuation adéquat pour les liaisons hertziennes pour les longueurs d'ondes courtes. L'approche basée sur la texture présentée dans cette étude permet la classification entre ces deux types de cellules sans ambiguïté. Cette technique identifie correctement les cellules convectives et stratiformes isolées. Les deux paramètres, énergie et inertie, montrent l'efficacité de cette approche avec un taux de bonne reconnaissance de plus de 97% sur notre banque de

données. Notons que la combinaison de ces deux paramètres dans un SVM n'améliore pas le résultat. Pour valider notre approche, nous avons comparé les intensités de pluie estimées par radar à celles mesurées au sol. Les valeurs des paramètres statistiques POD, POFD, FAR, BIAIS, CSI et PC sont très intéressants et montre la puissance de l'approche.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail est le développement d'outils pour la caractérisation des échos radar. Rappelons que les échos radar se subdivisent en deux catégories, les échos parasites en provenance de la surface terrestre et les échos de précipitations. Pour ces derniers, ils sont composés de deux types de cellules, les convectives et les stratiformes

Dans un premier temps, nous avons analysé les échos du sol en vue du choix du meilleur emplacement du radar. Trois régions à topographies différentes ont été considérées. Pour ce faire, nous avons confectionné la cartographie de ces échos parasites en utilisant le modèle numérique de terrain SRTM. Nous avons aussi élaboré l'image en temps clair de chaque site étudié en considérant plusieurs images prises dans des conditions différentes. Nous avons procédé de deux manières pour la confection de la cartographie des échos du sol. Nous avons d'abord créé l'image représentant les échos parasites à partir du logiciel Radio-Mobile. Ensuite, nous avons proposé un algorithme qui prend en considération la courbure de la terre et l'inhomogénéité de l'atmosphère terrestre à partir d'un modèle de terre fictive surmontée d'une atmosphère standard. Deux paramètres ont été analysés. Il s'agit de la surface des échos et du coefficient de corrélation. L'algorithme développé, simple basé sur l'approche géométrique a montré son efficacité. En effet, on trouve que le taux d'erreur entre les surfaces simulées et celles observées vaut 4.8%, pour Setif, 3.5% pour Bordeaux et 2.2% pour Dakar. Les valeurs du coefficient de corrélation obtenues qui varient entre 89 % et 96 % montrent une forte intensité de liaison entre les deux surfaces d'échos simulée et observée en temps clair

En second lieu, nous nous sommes intéressés au filtrage de ces échos du sol. Nous avons alors développé une technique simple et rapide. Cette approche est basée sur les propriétés texturales et la représentation spatiale des échos. Cette technique est une combinaison des approches masquage améliorée et texturale déjà développée au laboratoire. On trouve que grâce à cette technique, les échos du sol sont éliminés à plus de 98% et les échos de précipitations sont conservés avec un taux aussi intéressant. L'avantage de cette technique est qu'elle prend en compte toutes les positions des échos parasites contrairement à la technique de masquage développée par l'ONM qui ne considère que les échos parasites les plus fréquents. Notons que cette technique basée sur l'analyse texturale peut être aussi étendue au filtrage des anaprops (voir sadouki et al, 2004).

En outre, nous avons proposé une méthode de discrimination entre les cellules convectives et les cellules stratiformes. Cette technique repose sur les SVM qui sont considérés

parmi les meilleurs classifieurs. Le taux de bonne identification atteignant 97% montre la puissance et l'efficacité de l'approche. Cette technique est d'une double utilité : améliorer l'application des relations $Z-R$ proposées par Palmer-Marshall pour l'estimation des précipitations dans les images radar et la correction du signal reçu pour les liaisons hertziennes.

Il serait intéressant de s'intéresser aux régions qui sont le siège d'anomalie de propagation. On pourra tester alors notre algorithme pour l'élaboration d'une cartographie d'échos parasites mobiles. L'analyse par composante principale des échos parasites sera appliquée à l'avenir pour le traitement et l'élimination des échos parasites. Rappelons que cette technique a déjà donné des résultats satisfaisants dans le traitement des images radar pour la décomposition du sol.

En outre, l'étude de l'occupation du sol et de ses propriétés électriques peut servir à expliquer la distribution des échos parasites. Aussi, l'étude du type d'antenne et du diagramme de rayonnement des antennes radar serait aussi intéressante pour compléter cette étude, car les lobes secondaires sont la source principale de la formation du clutter du sol. De même, la considération d'autres classifieurs comme les réseaux de neurones, l'approché KNN ou la combinaison de tous ces classifieurs serait parmi nos objectifs à court terme pour la discrimination entre les différents types de cellules de pluie.

REFERENCES

- Adane Y., Hadjam A., Haddad B., Naili R., Adane A. (2000). Elimination des échos fixes dans les images radar utilisées pour l'observation météorologique. Sem. Sur les tech. Et archit. Des syst. De detec., DAT, reghaia, pp. 149-152.
- Aizerman M., Braverman E., and Rozonoer L. (1964). Theoretical foundations of the potential function method in pattern recognition learning, Automation and Remote Control vol. 25, pp. 821-837.
- Akono A., Tonyé E. et Rudant J.P. (2003). "Classification texturale d'une image radar à synthèse d'ouverture dans une région volcanique : le cas de la région du mont Cameroun" ; Télédétection ; vol. 3 ; n° 2-3-4 ; pp. 187-200.
- Austin P., (1987). Relation between measured radar re activity and surface rainfall. Monthly Weather Review, vol. 115, pp.1053-1070.
- Barba D., Ronsin J. et Raboisson S. (1985). "Segmentation d'images par intégrales curvilignes" ; 10ème colloque sur le traitement du signal et ses applications ; pp. 723-728.
- Battan L. J. (1973). Radar Observation of the Atmosphere, Chicago: University of Chicago Press.
- Beil F.M. (1999). "Approche structurelle de l'analyse de la texture dans les images cellulaires 2D et 3D" ; Thèse de l'Université Paris 7.
- Bernhard E. Boser, Isabelle M. Guyon, Vladimir N. Vapnik. (1992). A Training Algorithm for Optimal Margin Classifiers. In Fifth Annual Workshop on Computational Learning Theory, pp. 144-152, Pittsburgh, ACM.
- Bernhard Schölkopf, Alexander J. Smola, (2002). Learning With Kernels: Support Vector Machines, Regularization, Optimization and Beyond, MIT Press.
- Billingsley B.J. (2001). Low angle radar land clutter, Measurements and empirical models. Lincoln laboratory, Massachusetts Institute of Technology, United Kingdom. Ed, Scitech publishing INC.
- Boser B., Guyon I., and Vapnik V. (1997). Pattern recognition system using support vectors, US Patent 5,649,068.
- Bosq D. et Lecoutre J. P., (1992). Analyse et prévision des séries chronologiques, (Edition Chiron, Paris), pp. 425.
- Bouzeboudja O., Haddad B. et Ameur S. (2010). Estimation des précipitations par télédétection. LARRYS Journal, Vol. 8, pp. 7-26.
- Buf J.M.H. (1989). "Towards unsupervised texture segmentation using Gabor spectral decomposition" ; 5th Int. Conf. on Image Analysis and Processing ; Positano (Italy) ; pp. 65-72.
- Burrows C. R. and Attwood S. S. (1949). Radio Wave Propagation, Consolidated Summary

- Technical Report of the Committee on Propagation, NDRC, New York: Academic Press, pp. 219.
- Capsoni C., Luini L., Paraboni A., and Riva C. (2006). "Stratiform and convective rain discrimination deduced from local $P(R)$," IEEE Trans. Antennas and propagation, vol. 45-11, pp. 3566-3569.
- Chandrasekar V., R. Keränen, S. Lim, and D. Moiseev, (2013). "Recent Advances in Classification of Observations from Dual Polarization Weather Radars." Atmospheric Research, vol. 119, pp. 97–111.
- Charleux-Demargne J. (2001). Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'hydrologie. Thèse de doctorat, Université de Marne-la-Vallée.
- Chrisman J. N. and Ray C. A. (2005). "A first look at the operational (data quality) improvements provided by the Open Radar Data Acquisition (ORDA) system," in 21st Int. Conf. on Infor. Processing Sys. (IIPS) for Meteorol., Oceanog., and Hydrol., San Diego, CA, P4R.10.
- Da Silveira R. B., and A. R. Holt. (1999). "A S-Band/C-Band Comparison of the Use of Polarisation for Clutter Classification in Weather Radar Using Neural Networks." In Proceedings of Advanced Weather Radar Systems", International Seminar on COST 75, pp. 758–769. Bruxelles, European Communities.
- D'hondt O. (2006). "Analyse spatiale de texture non stationnaire dans les images SAR" ;Thèse de l'Université de Rennes 1.
- Doviak R.J., Zrnic DS. (1993). Doppler radar and weather observation, Academic Press Incorporation. San Diego.
- Duda, Richard O., and Peter E. Hart. (1973). "Pattern classification and scene analysis." J. Wiley and Sons.
- Dupont S. (1997). Production de modèles numériques de terrain par interférométrie ROS. Thèse de doctorat, Université Nice-Sophia Antipolis.
- Durbin J., (1960). The fitting of Time-Series Models, Revue de l'institut international de statistique, vol. 28, n° 3, pp. 233-244
- Efros A.A. et Freeman W.T. (2001). "Image Quilting for Texture Synthesis and Transfer" ; Proceedings of SIGGRAPH '01 ; Los Angeles ; California.
- Feidas H., Giannakos A. (2011). "Classifying convective and stratiform rain using multispectral infrared Meteosat second generation satellite data". Theoretical and Applied Climatology, vol. 108, n° 3-4, pp. 613-630.
- Franco M., Sanchez-Diezma R., Sempere-Torres D., and Zawadzki I. (2005). "Wind profilers and vertical profiles of reflectivity," Presented in the 32nd on radar meteorology, Alvarado.
- Glossary of Meteorology, (2000). 2nd Ed., Boston: AMS, pp. 885.
- Gunn K. L. S. and East T. W. R. (1954). "The microwave properties of precipitation particles," Q. J. R. Meteorol. Soc., vol. 80, pp. 522–545.

- Haddad B., Adane A., Mesnard F., and Sauvageot H. (2000). Modeling anomalous radar propagation using first-order two-states Markov chains. *Atmospheric Research*, Vol. 52, pp. 283-292.
- Haddad B., Adane A., Sauvageot H., Sadouki L., Naili R. (2004). Identification and filtering of rainfall and ground radar echoes using textural features. *International Journal Of Remote Sensing*, vol. 25, n° 21, pp. 4661-4656.
- Haralick R.M. (1979). "Statistical and structural approaches to texture" ; *Proceedings IEEE* ; Vol. 67 ; N° 5 ; pp. 786-803.
- Hawkins J.K., (1970). "Textural properties for pattern Recognition in Picture processing and psychopictories" ; B. s. Lipkin and A. Rosenfeld editors, Academic press New –York ; pp. 347-370.
- Islam T., M. A. Rico-Ramirez, D. Han, and P. K. Srivastava, (2012). "Artificial Intelligence Techniques for Clutter Identification with Polarimetric Radar Signatures." *Atmospheric Research*, vol. 109, pp. 95–113.
- Kerker M., Langleben M. P., and Gunn K. L. S. (1951). "Scattering of microwaves by a melting spherical ice particle," *J. Meteorol.*, vol. 8, pp. 424.
- Khider M., Haddad B., Taleb-Ahmed A. (2010) Analyse multifractale des échos radar par la méthode maxima du modèle de la transformée en ondelettes (MMTO 2d) pour les sites de Bordeaux (France), Setif (Algérie) : Application à l'élimination. *Téledétection*, vol.8 n°4, pp.271-283.
- Kpalma K. (1992). "Analyse fractale de textures naturelles dans un contexte multiresolution : Application à la segmentation d'images multirésolution" ; Thèse de l'INSA de Rennes.
- Lazri M., Ameer S., Brucker J. M., Ouallouche F. (2014). "Convective rainfall estimation from MSG/SEVIRI data based on different development phase duration of convective systems (growth phase and decay phase)". *Atmospheric Research*, vol. 147-148, pp. 38-50.
- Lebel T. (1990). Simulation of weather radar ground clutters in a mountainous area using digitized elevation model. *Proceedings of two Lausanne symposia*, August 1990. IAHS Publ. n° 193.
- Mallat S.G. (1989). "A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation" ; *IEEE Trans. on Pattern Anal. And Machine Intelligence* ; Vol. PAM-11 ; N° 7.
- Marti A. Hearst, (1998). *Support Vector Machines*, IEEE Intelligent Systems, vol. 13, no. 4, pp. 18-28.
- Mather P.M., So B.T. et Koch M. (1998). "An evaluation of Landsat TM spectral data and SAR-derived textural information for lithological discrimination in the red sea Hills, Sudan" ; *International Journal of Remote sensing* ; Vol. 19 ; N° 4 ; pp. 587-604.
- Matsuyama T., Miura S et Nagao M. (1983). "Strural analysis of natural textures by Fourier tranformation" ; *Compt. Vis. Graph. Image Processing* ; Vol. 25 ; pp. 347-362.

- Medhurst R. G. (1965). "Rainfall attenuation of centimeter waves: comparison of theory and measurement," IEEE Trans. Ant. Prop., vol. AP-13, pp. 550–564.
- Mesnard F., Sauvageot H. (2010). Climatology of anomalous propagation radar echoes in a coastal area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 49, pp. 2285- 2300.
- Mitchell O.R., Myers C.R. et Boyne W. (1977). "A max-min measure for image texture analysis" ; IEEE Trans. On Comput. ; pp. 409-414.
- Myint S.W. (2003). "Fractal approaches in texture analysis and classification of remotely sensed data: Comparisons with spatial autocorrelation techniques and simple descriptive statistics" ; *International Journal of Remote Sensing* ; 24 ; pp. 1925-1947.
- Nzeukou A., Sauvageot H. (2002). Distribution of Rainfall Parameters near the Coasts of France and Senegal. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 41, n° 1, pp. 69-82.
- Ouma Y.O. et Tateishi R. (2005). "A fast environmental change detection approach based on unsupervised multiscale texture clustering" ; *International Journal of Environmental Studies* ; 62(1) ; pp. 79-93.
- Oumar Diop. (2007). Détection de nuages de poussière dans les images Météosat à l'aide des attributs de textures et de la fusion de segmentations : application à la zone sahélienne du continent africain. *Signal and Image processing*. INSA de Rennes.
- Peleg S., Werman M. et Rom H. (1987). "A unified approach to the change of resolution: space and grey level" ; *Proceeding of the Scandinavian Conference on Image Analysis* ; Stockholm (Sweden) ; Vol. 1 ; pp. 359-366.
- Pratt W.K., Faugeras O.D. et Gagalowicz, (1981). "Application of stochastic texture field models to image processing" ; *Proceeding of the IEEE* ; Vol. 69 ; N° 5 ; pp. 542-551.
- Pratt W.K. (1991). "Digital image processing" ; Willey Interscience ; New York.
- Probert-Jones J. R. (1962). "The Radar Equation in Meteorology," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 88, pp. 485–495.
- Renard F. (2009). La prise en compte des effets liés au relief dans la mesure du radar météorologique local de l'agglomération Lyonnaise. *Journée de Climatologie*, Besançon.
- Rico-Ramirez M. A., and I. D. Cluckie, (2008). "Classification of Ground Clutter and Anomalous Propagation Using Dual-Polarization Weather Radar." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 46, pp. 1892–1904.
- Rosenfeld A. et Troy E. (1970). "Visual texture analysis" ; *Conference record for symposium on feature extraction and selection in pattern recognition IEEE* ; publication 70 ; pp. 115-124.
- Rui Y., Huang T.S. et Chang S. (1999). "Image retrieval: current techniques, promising directions, and open issues" ; *Journal of Visual Communications and Image Representation* ; vol. 10 ; pp. 39-62.
- Ryde J. W. and Ryde D. (1945). *Attenuation of Centimeter Waves by Rain, Hail, Fog, and Clouds*, Wembley, England: General Electric Company.

- Ryde J. W. (1946). "The attenuation and radar echoes produced at centimetre wavelengths by various meteorological phenomena," in *Meteorological Factors in Radio Wave Propagation*, London: Physical Society, pp. 169–188.
- Ryzhkov A.V., Zrnic D.S. (1998). Polarimetric rainfall estimation in the presence of anomalous propagation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 15, pp. 1320-1330.
- Sachidananda M. and Zrnic D. S. (2000). "Clutter filtering and spectral moment estimation for doppler weather radars using staggered pulse repetition time (PRT)," *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 17, pp. 323–331.
- Sadouki L. (2003). Etude des propriétés texturales des images radar en vue d'applications météorologiques, Mémoire de Magistère (USTHB).
- Sadouki L. and Haddad B. (2012). Modeling of the precipitation in radar and satellite images using the autoregressive process, *International Journal Graphic Vision Image Processing*, Vol. 12, Issue 1, pp. 31-36.
- Sadouki L. and Haddad B. (2013). Classification of radar echoes with a textural-fuzzy approach: an application for the removal of ground clutter observed in Setif (Algeria) and Bordeaux (France). *International Journal of Remote Sensing*, vol. 34, n° 21, pp. 7447-7463.
- Sánchez-Diezma, R., Zawadzky I., and SempereTorres D. (2000). Identification of the bright band through the analysis of volumetric radar data. *Journal of Geophysical. Research. - D2*, 105, pp. 2225-2236.
- Sauvageot H. (1992). *Radar Meteorology*. Artech House, Boston-London.
- Sauvageot H., Despau G. (1990). SANAGA : Un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour la validité des estimations satellitaire de précipitation. *Veille climatique satellitaire*, vol. 31, pp. 51-55.
- Seltnann J.E.E., Riedl J. (1998). Improved clutter treatment within the German radar network: first results. COST-75 final seminar, Locarno, pp.267-279.
- Steiner M., Houze, R. A., Jr. & Yuter, S. E. (1995). Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteorol.* 34: pp. 1978–2007.
- Talem H. (2013). Analyse fractale et multi-fractale des échos radar. Mémoire de Magistère (USTHB).
- Trias Sanz R. (2006). "Classification semi-automatique du terrain en zone rurale par télédétection à haute résolution" ; Thèse de doctorat de l'Université Paris 5.
- Tsai D.M., Lin C.P. et Huang K.T. (2005). "Defect detection in coloured texture surfaces using Gabor filters" ; *Imaging Science Journal* ; 53(1) ; pp. 27-37.
- Uijlenhoet R., Steiner M., and Smith J.A. (2003). "Variability of raindrop size distributions in a squall line and implications for radar rainfall estimation," *J. Hydrometeorol.*, vol. 4, pp. 43–61.
- Valiant L.G. (1984). A Theory of the Learnable, *Communications of the ACM*,

27(11), pp. 1134-1142.

Vapnik, V., and Lerner A. (1963). Pattern recognition using generalized portrait method. Automation and Remote Control, 24, pp. 774–780.

Vapnik V. (1995). The nature of statistical learning theory, N-Y, Springer-Verlag.

Vapnik V., et Kotz S., (1982). Estimation of Dependences Based on Empirical Data, Springer Series in Statistics, [ISBN 978-0387907338](https://doi.org/10.1007/978-0387907338).

Wang X., Zheng X., He J., Li X. (2012). “Using fuzzy logic to discriminate convective and stratiform precipitation in Doppler weather radar,” in Proc. 9th International conference on fuzzy systems and knowledge discovery. pp. 623-627.

Wechsler H. et Kidode M. (1979). "A random walk procedure for texture discrimination" ; IEEE Pami ; Vol. 1 ; N° 3.

Weickmann H. K. and aufm Kampe H. J. (1953). “Physical properties of cumulus clouds,” J. Meteorol., vol. 10, pp. 204–221.

Wieler J. G. and Schrader W. W. (1991). “Terminal Doppler Weather Radar (TDWR) system characterizations and design constraints,” in 25th Int. Conf. on Radar Meteorol. AMS, pp. J7–J9.

Zucker S. (1976). “Region growing: Childhood and adolescence”, Computer Vision, Graphics and Image Processing, vol. 5, pp. 382-399.

<http://www.cplus.org/rmw/data.html>.

PRODUCTION SCIENTIFIQUE

Djafri A. et Haddad B. (2013). « Elaboration de la cartographie des échos du sol d’un radar météorologique à l’aide du modèle numérique de terrain (SRTM) », Revue Internationale de Géomatique, Vol. 23 n°2, pp. 175-198.

Djafri A. et Haddad B. (2014a). “Discrimination, classification and filtering of ground echoes in meteorological radar images based on textural analysis of a training dataset of ground echoes”. International conference on digital signal processing. ICDSP, 2014.

Djafri A. et Haddad B. (2014b). “Classification of convective and stratiform cells in meteorological radar images using SVM based on textural analysis”, Journal of Electronic Science and Technology, Vol. 12 n°1, pp. 130-133.

ANNEXE A

1. Formation des nuages

L'observation des nuages permet de savoir ce qu'il se passe dans l'atmosphère. Le déplacement des nuages indique la direction et la force du vent dans les couches supérieures. La forme des nuages donne des indications sur les déplacements verticaux de l'air, la constitution des masses d'air et l'intensité des rafales. L'observateur peut distinguer les mouvements ascensionnels et d'éventuels blocages. Les nuages trahissent la rencontre entre l'air chaud et l'air froid. Ils changent constamment d'aspect et peuvent prendre des formes très variées. Toutefois, on distingue deux formes de base, que l'on rencontre partout sur la terre : les nuages au sommet arrondi, de forme distincte, avec un certain développement vertical, ce sont les cumulus ; et les nuages en forme de couches horizontales superposées, peu structurés, ce sont les stratus.

Cette forme reflète leur mode de formation : dans les cumulus, on reconnaît les mouvements ascendants de l'air, perturbé par des turbulences, tandis que les stratus sont disposées horizontalement et s'étalent dans l'espace. Ils se forment lentement, lorsque de l'air chaud et humide monte et s'étale sur une couche d'air froid. Le refroidissement à grande échelle de l'air par la suite du rayonnement nocturne provoque également la formation de stratus. Les cirrus, formés de cristaux de glace, sont isolés dans les hautes couches de la troposphère. Ils donnent des indications sur les flux d'air à haute altitude.

En général, les nuages sont liés à une altitude précise. Sous les tropiques ils montent jusqu'à 18 km, sous les latitudes moyennes, 13 km et dans les régions polaires, 8 km. On parle souvent de trois étages. Cette appellation repose sur des observations physiques sur la structure des nuages et la répartition des températures.

- Nuages de glace : ils sont formés uniquement de cristaux de glace. Leur température est inférieure à -35 °C.
- Nuages mixtes : ils sont formés de gouttes d'eau en surfusion et d'eau sous forme solide (cristaux de glace, flocons de neige, grésil et grêle). Température entre -10 et -35 °C.
- Nuages d'eau : ils ne sont formés que de gouttes d'eau, dont certaines sont en surfusion et gèlent immédiatement en cas de mouvement vif. Température supérieure à -10 °C, jusqu'à -35 °C pour les gouttes d'eau en surfusion.

Sous les latitudes modérées, la hauteur moyenne des trois étages est la suivante :

- Etage supérieur, nuages de glace, de 7 à 13 km d'altitude ;
- Etage moyen, nuages mixtes et nuages d'eau en surfusion, de 2 à 7 km d'altitude ;
- Etage inférieur, nuage d'eau, de 0 à 2 km d'altitude ;

Ces limites sont plus basses aux pôles et en hiver en raison de la température, plus élevées aux tropiques et en été. Les valeurs limites des étages dépendent de la latitude géographique. L'étage inférieur correspond à la couche inférieure de l'atmosphère. Elle va jusqu'à 2 km d'altitude environ. La formation des nuages y est fortement liée à la surface de la Terre.

Les cirrus, les cumulus et les stratus forment le quotidien de notre atmosphère. Nous allons nous intéresser à chacun d'eux en donnant leurs caractéristiques visuelles, physiques et météorologiques.

1.1. Les cirrus

1.1.1. Observations

Les cirrus sont les signes avant-coureurs d'un changement de temps. On les reconnaît dans le ciel bleu, avec leurs formes plumeuses (« cirrus » vient d'un mot latin qui signifie « filament »). Mais ils passent facilement inaperçus tant que le temps reste beau et ensoleillé. Pourtant, les cirrus méritent qu'on leur prête attention. On en observe également en association avec les cirrocumulus et avec des cirrostratus. Or le ciel commence bien à se couvrir et le temps est en train de changer. Les cirrus indiquent la présence de forts courants aériens de très haute altitude, qui donnent cette forme de touffes étirées en longueur, avec comme des crochets à l'avant. Quand on les observe assez longtemps, on a l'impression qu'ils sont chassés et ébouriffés par le vent.

1.1.2. Physique

L'altitude des cirrus est en moyenne de 6000 m. ils appartiennent donc, avec les cirrocumulus et les cirrostratus aux nuages de haute altitude. Lorsqu'ils sont seuls dans le ciel, ils se distinguent par leur forme délicate. Ils sont constitués essentiellement de cristaux de glace. En Europe, ils peuvent monter jusqu'à plus de 10000 m. leur évolution est importante et donne des indications sur les mouvements atmosphériques dans les hautes couches de la troposphère.

Ils révèlent l'arrivée d'air humide en altitude dont la vapeur d'eau s'est condensée en aiguilles de glace. Leur forme et leur déplacement sont l'expression de la force de courants aériens qui les poussent. Ils indiquent en outre la direction des vents de haute altitude, qui ont une influence importante sur les changements de temps de grande amplitude. Leur température est inférieure à -35°C .

1.1.3. Météorologie

Au début, l'arrivée des cirrus est liée à une situation évoluant par l'ouest. Ils précèdent un front chaud en mouvement parfois rapide. Plus de masses d'air se déplacent rapidement et plus de cirrus sont poussés par le vent. Cette situation est particulièrement nette sur la mer ou à proximité des côtes. Par comparaison avec l'arrivée d'air froid provoquée par une situation de nord, il s'agit d'un processus plus lent, qui s'étend sur de longues heures. La venue d'air froid est également précédée par des cirrus, mais ceux-ci sont fréquemment accompagnés de cumulus situés plus bas, qui progressent à une vitesse considérable.

1.1.4. Prévisions

Toute densification de cirrus en une couche de cirrostratus signifie l'approche plus ou moins rapide d'un front chaud, accompagné de précipitations. Il en est de même pour l'arrivée rapide de cirrus accompagnés de cumulus en une épaisse couche horizontale, signe de la venue d'air froid du nord ou du nord-ouest. Cela peut donner lieu à de fortes précipitations, parfois accompagnés d'orages frontaux. Les cirrus peuvent aussi apparaître durant une période de beau temps : dans ce cas, ils peuvent circuler d'est en ouest, et se dispersent au cours de la journée, mais toujours lentement (à tel point que des cirrus peuvent paraître immobile dans le ciel). Le déplacement réel des nuages, sous l'effet des courants d'altitude, n'est pas toujours perceptible du fait de leur éloignement.

1.2. Les cumulus

1.2.1. Observations

Lorsqu'un orage s'annonce, le ciel se charge de cumulus. Ils se forment d'abord de petites balles nuageuses, qui grossissent bientôt pour donner de puissants nuages en tourelle, traduisant un véritable bouillonnement. Leurs bords sont nettement délimités. Le bord supérieur s'effiloche lorsque la situation évolue vers un orage. Mais les cumulus ne sont pas toujours

l'annonce d'un temps orageux. On voit souvent en été, des « cumulus de beau temps », aussi vite disparus que formés. Une autre situation donne des cumulus : l'arrivée d'air froid dans une zone d'air chaud stationnaire, ce qui provoque de puissants courants ascendants, avec de gros cumulus menaçants, temps typique du mois d'avril.

1.2.2. Physique

Les cumulus ont, à la différence des stratus, un développement en hauteur : c'est l'air chaud ascendant qui les fait rapidement monter (on dirait qu'ils gonflent). Les courants ascendants entraînent l'air chaud jusqu'à des altitudes de 6, de 8 et même de 10 km. La structure de ces nuages est tout à fait typique à leurs sommets : ils constituent en effet des « tours », des « coupoles » ou des « mamelons », d'un blanc souvent éclatant. A la base, ils sont plutôt gris, assez foncés, et ils s'étalent à l'horizontale. Il s'agit du niveau de condensation, où naissent les microgouttelettes de nuage. Les cumulus évoluent avec rapidité (généralement en 5 à 20 minutes). On les observe à différentes altitudes, à savoir :

- Cumulus de haute altitude : les cirrocumulus (Cc) à des altitudes supérieures à 6000 m. ce sont habituellement une multitude de petits nuages blanc pommelés, parfois même tout petits et se suivent régulièrement. Ils sont constitués de cristaux de glace.
- Cumulus d'altitude moyenne : les altocumulus (Ac), à des altitudes de 2000 à 6000 m, nommés vulgairement « moutons », car ils forment des rouleaux et des balles plus ou moins effilochés et, éventuellement, diffus.
- Cumulus de basse altitude : les cumulus isolés (CU). Egalement les stratocumulus (Sc), à des altitudes inférieures à 2000 m. ils constituent des rouleaux séparés par des sillons, de couleur grise ou blanc sale, avec des zones plus foncées.
- Les cumulonimbus (Cb), entre 1000 et 12000 m d'altitude, constituent de grandes colonnes formées de gouttes d'eau et de cristaux de glace. Nuages d'orage, ils annoncent des averses de grésil et de grêle, avec des rafales de vent.
-

1.2.3. Météorologie

L'apparition de cumulus a lieu lors de différentes évolutions du temps. On en voit surtout lorsque de l'air chaud en ascension rapide aboutit à la formation de nuages : les nuages matinaux, de brève durée, en font partie et peuvent annoncer des orages ; il peut aussi s'agir de « nuages d'averses » lors d'une situation de nord-ouest, lorsqu'ils accompagnent l'arrivée d'air

froid dans une zone stationnaire d'air chaud. L'air froid, plus lourd, passe sous l'air chaud, plus léger, qu'il repousse fortement vers le haut. Les cumulus sont alors particulièrement épais.

1.2.4. Prévisions

Les petits cumulus matinaux qui se dispersent rapidement ou ne se développent pas plus sous le signe de beau temps (anticyclones d'été). On peut s'attendre à un orage quand on voit des cumulus bien établis qui prennent un fort développement vertical et dont la frange supérieure tend à s'effiloche après un développement rapide en altitude. L'observation du baromètre peut étayer les prévisions ; quelques heures avant un orage la pression atmosphérique chute brusquement.

1.3. Les stratus

1.3.1. Observations

Les stratus sont peut-être les nuages les plus faciles à observer lors de l'arrivée d'air chaud dans une zone où persistent encore des masses d'air froid : le ciel bleu pâlit de plus en plus et le soleil peut être entouré d'un halo. En quelques heures, le voile de nuages s'épaissit et devient gris. Puis on ne voit presque plus le soleil, car le ciel est couvert de nuages gris et plats. Ces nuages, parfois filamenteux ou sillonnés, présentent toujours des zones suffisamment minces qui permettent aux rayons solaires de passer au travers. A l'approche des précipitations, les nuages s'assombrissent. On a l'impression que la couche nuageuse descend vers le sol. Pendant les précipitations et après, il y a souvent des traînées nuageuses à proximité du sol. Les stratus apparaissent aussi lors de la formation de brumes ou de brouillard.

1.3.2. Physique

Les stratus sont le résultat soit d'un lent mouvement ascendant dans un front chaud, soit d'un important refroidissement dû au rayonnement thermique (la formation de brouillard au sol ou à proximité). La stratification des stratus est horizontale et particulièrement stable. Dans le premier cas l'air chaud montant devient plus froid, et son humidité relative augmente ; dans le deuxième cas le rayonnement infrarouge par la surface terrestre (surtout en hiver, par temps clair) provoque un fort refroidissement des couches d'air proches du sol. Dans tous les cas, la

vapeur d'eau se condense pour former des gouttes qui constituent des nuages.

Les stratus apparaissent dans les trois étages principaux de formation des nuages dans la troposphère, à savoir :

- Stratus de haute altitude : les cirrostratus (Cs), évoluant au-dessus de 6000 m. ils se présentent sous forme d'un voile nuageux, délicat et blanc, à structure souvent filamenteuse. Les cirrostratus sont constitués de cristaux de glace. Ce sont eux qui provoquent les halos.
- Stratus de moyenne altitude : les altostratus (As), évoluant à des altitudes de 2000 à 6000 m. ils forment des masses nuageuses grises, parfois bleutées, de structure indéfinie ou sillonnée. Ces stratus ne pas de halos.
- Stratus de basse altitude : les stratus, évoluant à des altitudes inférieures à 2000 m. ces nuages gris foncés peuvent donner de la brume, ou quelques flocons l'hiver. Le brouillard est un stratus plaqué au sol.
- Stratus épais : les nimbostratus (Ns), souvent entre 1000 et 3000 m, parfois plus épais. Nuages sombre de perturbation, pouvant donner des pluies régulières mais assez abondantes, ou de la neige l'hiver.

Couverte de nuages, la planète absorbe moins le rayonnement solaire, même si on observe également une diminution des pertes par rayonnement infrarouge vers l'espace. C'est pourquoi les nuages bas ont la capacité de refroidir le système Terre-atmosphère, plus fortement qu'il ciel dégagé. La nature et l'ampleur de la nébulosité jouent un rôle important dans le climat, en influant sur les transferts d'énergie par les rayons électromagnétiques dans l'atmosphère.

1.3.3. Météorologie

Les stratus d'altitude annoncent surtout les perturbations venant de l'ouest. L'arrivée successive de cirrostratus, d'altostratus et de nimbostratus marque l'avant du front chaud d'une basse pression et annonce le début du mauvais temps. Les précipitations liées à la montée de l'air chaud donnent des pluies continues à la saison chaude. Si la température est suffisamment basse, il se produit une chute de neige. A l'avant du front chaud, c'est-à-dire à l'endroit où l'air froid recule, on observe de la brume (brume frontale) ainsi qu'une brise, légère et modérée. Le vent passe progressivement du sud-est au sud, puis au sud-ouest à l'ouest.

1.3.4. Prévisions

Les stratus de haute altitude sont particulièrement importants pour les prévisions. Si les cirrus rubanés ou fibreux se présentent par l'ouest, c'est le signe d'une perturbation. L'apparition de cirrostratus, l'abaissement de la couche de nuages et la transformation des nébulosités en altostratus permettent de prévoir la venue du mauvais temps, au plus tard pour le lendemain. Parfois, la couche d'altostratus se forme rapidement, voilant d'un coup le soleil ou la lune. Cette situation peut donner des précipitations de longue durée. La limite inférieure des nuages d'abaisse de plus en plus. Les altostratus se transforment en nimbostratus, nuages typiques de pluie.

ANNEXE B

Pour tester les performances de l'approche, nous allons considérer des paramètres statistiques calculés à partir de la table de contingence ci dessous:

	précipitations	Echos du sol
précipitations	a	b
Echos du sol	c	d

Table : Table de contingence

où **a** : représente le nombre de pixels des échos de précipitations restant après filtrage.

b : représente le nombre de pixels des échos de précipitations éliminés après filtrage.

c : représente le nombre de pixels des échos du sol restant après filtrage.

d : représente le nombre de pixels des échos du sol éliminés après filtrage.

Les paramètres statistiques considérés sont :

- La probabilité de bonne détection POD indique les pixels qui ont été correctement identifiés et elle est donnée par les expressions suivantes :

$$POD_{preps} = \frac{a}{(a+b)} \quad \quad \quad POD_{echos} = \frac{d}{(c+d)}$$

(1)

La valeur optimale du POD est égale à 1.

- La probabilité de fausse détection POFD indique la fraction de pixels incorrectement identifiée par la méthode. Elle est donnée par :

$$\text{POFD}_{\text{preps}} = \frac{b}{(a+b)} \quad \text{POFD}_{\text{echos}} = \frac{c}{(c+d)}$$

(2)

- Le ratio de fausses alarmes FAR des pixels qui sont mal classés est donné par

$$\text{FAR} = \frac{c+b}{(a+b+c+d)} \quad (3)$$

Sa valeur optimale est égale à zéro

- L'indice de réussite CSI (Critical Success Index) indique le rapport entre les pixels correctement identifiés comme précipitant, et les pixels correctement identifiés comme précipitant et les pixels non correctement identifiés (précipitant et non précipitant) . Il est exprimé par :

$$\text{CSI} = \frac{a}{(a+b+c)} \quad (4)$$

Sa valeur optimale est 1

- Le pourcentage de détection correcte PC, indique le rapport entre les pixels correctement identifiés (précipitant et echos du sol) et le nombre total de pixels. Il est donné par l'expression :

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

(5)

Sa valeur optimale est égale à 1.