



STAGE DE MASTER 2 RECHERCHE

Simulations d'observations à plusieurs fréquences de systèmes précipitants par radar aéroporté

Par
M. Valentin LOUF



Sous la direction de
Dr. Olivier PUJOL
Maître de conférences
Laboratoire d'Optique Atmosphérique

9 juin 2011

Le savant doit ordonner ; on fait la science avec des faits, comme on fait une maison avec des pierres : mais une accumulation de faits n'est pas plus une science qu'un tas de pierres n'est une maison.

Henri Poincaré
La Science et l'hypothèse, 1902

Table des matières

Introduction	1
1 Notions sur les systèmes précipitants	3
I. — Nature stratiforme ou convective de précipitations	3
II. — Hydrométéores nuageux	4
III. — Précipitations	5
2 Introduction à la mesure radar	9
I. — Nature du signal radar	9
II. — Interactions d'une microonde et des hydrométéores	10
3 Modélisation et simulations d'observations d'un nimbostratus	15
I. — Modélisation d'un nimbostratus	15
II. — Observations à différentes longueurs d'onde	17
4 Modélisation et simulations d'observations d'un cumulonimbus	21
I. — Modélisation d'un cumulonimbus	21
II. — Observations à différentes longueurs d'onde	22
III. — Extension à un système de mésoéchelle	25
Conclusions et perspectives	29
Bibliographie	32

Introduction

L'accident du vol Rio–Paris du 1^{er} juin 2009 a montré à l'opinion publique et rappelé aux physiciens de l'atmosphère la nécessité de bien connaître et comprendre les systèmes précipitants. En effet, le pilote d'un avion civil doit pouvoir estimer le danger météorologique associé aux précipitations jusqu'à au moins 200 km de distance, laquelle est parcourue en 13 minutes à $900 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$, ce qui laisse peu de temps au pilote pour adapter sa trajectoire. L'un des outils à disposition pour déterminer les caractéristiques microphysiques d'un système précipitant est le radar, acronyme anglais de « *RA*dio *DE*tectio*N* *AN*d *R*ang*ing* », signifiant « détection et estimation de la distance par ondes radio ». Apparus pendant la seconde guerre mondiale pour localiser avions et bateaux à partir d'émission d'ondes radioélectriques ($f \approx 1$ à 100 GHz), ils sont depuis les années 1980 largement utilisés en météorologie ; on parle alors de radar-météorologie.

Le travail de recherche présenté ici concerne le choix de la fréquence des microondes — ou longueur d'onde dans le vide — d'observation d'un radar aéroporté. Précisément, il s'agit d'analyser et de comparer des observations identiques conduites à différentes fréquences ; comment un système précipitant est-il « vu » par un radar en fonction de la fréquence des ondes émises ? Quelles sont les fréquences les plus adaptées pour la télédétection des systèmes précipitants ? Une question essentielle sera notamment abordée : la grêle étant la précipitation dangereuse pour un avion et sachant que, selon la fréquence, elle peut être confondue avec la pluie, dans quelles situations dépendantes de f la distinction pluie–grêle est-elle possible ? Une telle étude comparative n'a jamais été effectuée pour un radar aéroporté ; elle dépasse bien entendu le cadre de l'aviation civile en concernant toutes les observations embarquées.

Pour répondre à ces questions, un simulateur d'observations radar a été développé en *Matlab* et en langage *C*. Il s'appuie en premier lieu sur la modélisation la plus réaliste et la plus complète possible d'un système précipitant, puis sur le traitement de l'interaction microonde–matière. Trois types de systèmes précipitants ont été considéré : le nimbostratus, le cumulonimbus isolé (générateur de grêle) et le système convectif de mésoéchelle. Dans les deux premières parties, les éléments essentiels pour comprendre la radar–météorologie sont donnés : les caractéristiques des systèmes précipitants sont brièvement présentés au chapitre 1 et le fonctionnement des radars est exposé dans ses grandes lignes au chapitre 2. Ce dernier introduit aussi l'interaction microonde–matière en radar–météorologie.

Les deux dernières parties synthétisent les résultats obtenus et les conclusions déduites. La première concerne la modélisation d'un nimbostratus printanier, puis la simulation de son observation à différentes fréquences ; la seconde se porte sur le cumulonimbus et sur un ensemble de cumulonimbus baignant dans un fond formé de nimbostratus.

1

Notions sur les systèmes précipitants

Un *système précipitant* est un ensemble de plusieurs « particules » d'eau, liquides, solides ou mixtes (pluie, neige, grêle,...) appelées génériquement *hydrométéores* (du grec « *hýdro* » et « *meteôra* » qui signifient respectivement « eau » et « en haut »). Ceux qui restent en sustentation dans l'air, car trop légers, définissent le *nuage*; ils doivent être en concentration suffisamment importante pour être visible (Glickman 2000).

Au contraire, les *précipitations* sont les hydrométéores qui tombent vers le (jusqu'au) sol. L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) définit dix genres de nuages, correspondant à une forme caractéristique et une altitude privilégiée, et propose quatre classes : les nuages hauts (cirrus), les moyens (alto), les bas (stratus) et ceux étendus verticalement (cumulus). Cette dénomination s'affine en subdivisant un genre en espèce puis en variétés. Les deux seuls genres responsables de précipitations sont le *nimbostratus* et le *cumulonimbus* (Fig. 1.1 et 1.2). Ils constituent respectivement l'archétype des systèmes précipitants stratiforme et convectif.

Ce chapitre donne les principales caractéristiques des différents hydrométéores et présente les systèmes précipitants qui ont été considérés durant ce stage. Avant tout, il convient de définir la nature stratiforme ou convective d'un système précipitant.

I. — Nature stratiforme ou convective de précipitations

I.1. — Système précipitant stratiforme

Un système précipitant est *stratiforme* si les mouvements d'air verticaux (ascendances) ont, dans le référentiel terrestre, une vitesse faible devant la vitesse de chute de la neige qui vaut typiquement 1 à $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Houze 1994).

Comme leur nom l'indique, ils possèdent une structure stratifiée avec de la neige à température négative et de la pluie à température positive. Ils se forment par soulèvement progressif d'une grande masse d'air. Un exemple est le *nimbostratus* (Fig. 1.1) qui s'étend horizontalement sur plusieurs milliers de kilomètres carrés et, verticalement, sur cinq à six kilomètres. D'une couverture grise, il augure du mauvais temps : pluie au printemps et neige en hiver.

I.2. — Système convectif

Dans un système convectif, les ascendances d'air ont, par rapport au référentiel terrestre, une vitesse très importante, de 2 à $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Houze 1994).

Ces systèmes se forment par soulèvement local et brutal d'une masse d'air instable, notamment en été quand le Soleil chauffe le sol. Un exemple est le *cumulonimbus* (Fig. 1.2) qui peut atteindre au moins 10 km d'altitude pour une étendue horizontale d'environ 100 km^2 . Il est caractérisé par une *tour convective* où règnent les plus fortes ascendances ; comme elles permettent de maintenir en altitude des gouttes de pluie et des grêlons, ces hydrométéores peuvent croître fortement pour finalement tomber au sol en donnant des précipitations intenses. Les cumulonimbus donnent aussi des éclairs.

Nous reviendrons ultérieurement sur ces deux systèmes précipitants lorsque nous discuterons de leur modélisation respective (cf. Chapitre 3).



FIG. 1.1 – Nimbostratus



FIG. 1.2 – Cumulonimbus

II. — Hydrométéores nuageux

Les hydrométéores nuageux sont les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace. Ils se forment à partir de la vapeur d'eau atmosphérique, les premiers par liquéfaction, les seconds par condensation solide.

II.1. — Gouttelettes nuageuses

Les gouttelettes sont des sphères de diamètre D inférieur à $100\ \mu\text{m}$ (Glickman 2000) ; leur nombre varie en fonction de D : les plus petites s'évaporent vite et les plus grosses sont instables. Précisément, le nombre $N(D)$ de gouttelettes de diamètre compris entre D et $D + dD$, ou *spectre* en diamètres, est bien représenté par la distribution de Khrgian et Mazin (1952) :

$$N(D) = N_0 D^2 \exp(-\Lambda D) \quad (1.1)$$

où $N(D)$, généralement exprimé en $\text{m}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$, sera ici, par commodité, exprimé en $\text{cm}^{-3} \cdot \text{cm}^{-1} = \text{cm}^{-4}$. En outre :

$$N_0 (\text{cm}^{-6}) \approx 1,27 \times 10^8 \left(\frac{\rho_{m,e} N_t^2}{M_l} \right) \quad \text{et} \quad \Lambda (\text{cm}^{-1}) \approx 3,16 \times 10^2 \left(\frac{\rho_{m,e} N_t}{M_l} \right)^{1/3} \quad (1.2)$$

avec $\rho_{m,e} \approx 1\ \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ la masse volumique moyenne de l'eau, N_t le nombre total de gouttelettes par mètre cube et M_l le contenu massique en eau liquide exprimé en $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$.

II.2. — Cristaux de glace

Les cristaux présentant des formes variées (Fig. 1.3), leur taille est caractérisée par le diamètre D_e d'une sphère équivalente de même volume que le cristal ; typiquement, $D_e \approx 0,1$ à $1\ \text{mm}$. Le spectre en taille est bien modélisé par les relations de Heymsfield et Platt (1984) :

$$N(D) \approx 4,5 \times 10^6 M_g N_t D_e^{-2,4} \quad \text{si } D_e < 0,67 \text{ mm} \quad (1.3)$$

$$N(D) \approx 1,5 \times 10^{12} M_g N_t D_e^{-4,4} \quad \text{si } D_e \geq 0,67 \text{ mm} \quad (1.4)$$

où M_g est le contenu massique en $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ et N_t le nombre de cristaux par mètre cube.

Remarque : Dans la suite, nous parlons pour simplifier de diamètre (noté D) sans aucune précision. On gardera à l'esprit qu'il s'agit en général d'un diamètre équivalent.

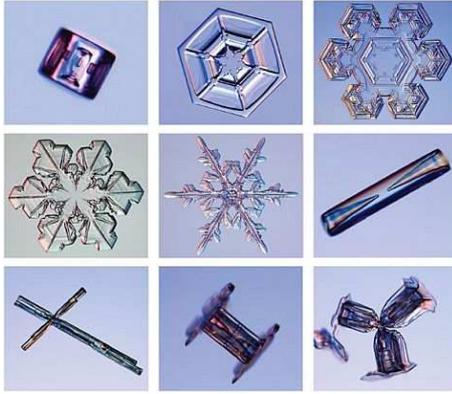


FIG. 1.3 – Quelques cristaux (Libbrecht 2007)

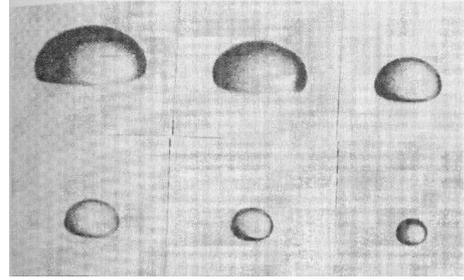


FIG. 1.4 – Forme de gouttes de pluie dont le diamètre équivalent de gauche à droite est (en haut) $D = 4,0$; $3,7$; $2,9$ mm et (en bas) : $2,65$; $1,75$ et $1,35$ mm (Pruppacher et Klett 1997)

III. — Précipitations

Les *hydrométéores précipitants*, ou précipitations, sont formés à partir des hydrométéores nuageux et se manifestent sous plusieurs formes : liquides, solides ou mixtes.

III.1. — Précipitations liquides : bruine et pluie

Une goutte d'eau se forme par collision entre deux gouttelettes nuageuses ; on parle de *coalescence*. Si la goutte a un diamètre D compris entre 100 et $500 \mu\text{m}$, on parle de *bruine* ; s'il est plus grand, c'est de la *pluie*. Une goutte est sphérique si $D < 1$ mm ; au-delà c'est un ellipsoïde dont le pôle inférieur est d'autant plus aplati que D est grand (Fig. 1.4). Il est mécaniquement impossible de dépasser $D = 10$ mm : la goutte se brise.

Le spectre en diamètres des gouttes est de la forme :

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (1.5)$$

avec $\mu = 0$ dans le nuage, où l'évaporation des petites gouttes est négligeable en raison des conditions de saturation et $\mu = 2$ hors du nuage, où les petites gouttes s'évaporent car elles se trouvent dans un air plus sec. Avec les mêmes notations que précédemment, on a pour la bruine la distribution d'Ulbrich (1983) :

$$N_0 (\text{cm}^{-4-\mu}) = \left[\frac{6}{\pi(\mu + 3)!} \right] \left(\frac{M_l}{10^{-3} \rho_{m,e}} \right) \Lambda^{\mu+4} \quad \text{et} \quad \Lambda (\text{cm}^{-1}) = \frac{3,67 + \mu}{D_0} \quad (1.6)$$

où $D_0 \approx 0,2 \text{ mm}$ est une valeur moyenne du diamètre de la bruine. Pour la pluie on a, en introduisant le *taux de précipitation* R en $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$, c'est-à-dire la hauteur d'eau tombée sur une surface unité en une heure (Ulbrich 1983) :

$$D_0 \approx 0,13R^{0,14} \quad \text{et} \quad N_0 \approx 6 \times 10^{-2} \exp(3,2 \times \mu) \quad (1.7)$$

III. 2. — Précipitations solides : neige, graupel et grêle

a) Neige

Un flocon de neige (Fig. 1.5a) se forme par agrégation de plusieurs cristaux de glace. Le diamètre équivalent d'un flocon est de l'ordre de 1 à 5 mm. Le spectre en diamètres s'écrit avec les notations habituelles :

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad \text{où} \quad N_0 = aR^b \quad \text{et} \quad \Lambda = cR^d \quad (1.8)$$

a et c étant des coefficients et b et d des facteurs. Dans un nimbostratus (Marshall et Palmer 1948) : $a \approx 0,038$; $b \approx -0,87$; $c \approx 25,5$ et $d \approx -0,48$. Dans un cumulonimbus (Sekhon et Srivastava 1970) : $a \approx 0,025 \text{ SI}$; $b \approx -0,94$; $c \approx 22,9 \text{ SI}$ et $d \approx -0,45$.

b) Graupel

Lorsque des cristaux de glace ou des flocons de neige heurtent des gouttes ou des gouttelettes d'eau liquide surfondue, c'est-à-dire de température négative, celles-ci givrent. Après un grand nombre de collisions, la structure des flocons n'est plus visible et l'on obtient de la neige roulée ou *graupel* (Fig. 1.5b) d'apparence cotonneuse. Le diamètre caractéristique du graupel varie de 0,5 à 5 mm. La distribution de Xu (1983) modélise bien le spectre en diamètres :

$$N(D) = N_0 D \exp[-\Lambda (D - 0,03)] \quad \text{avec} \quad N_0 (\text{cm}^{-4}) \approx 8,6 \cdot 10^{-3} \quad \Lambda (\text{cm}^{-1}) \approx 13,2R^{0,16} \quad (1.9)$$

c) Grêle

Les grêlons se développent par solidification de gouttes d'eau portées en altitude par des vents ascendants importants. Une fois formés, les grêlons retombent et sont repris dans des ascendances qui les ramènent en altitude. Les gouttes qu'ils rencontrent à nouveau contribuent à leur croissance. Au bout de quelques cycles, on obtient des grosses particules glacées, dures et compactes qui précipitent au sol (Fig. 1.5c). Le diamètre typique d'un grêlon peut atteindre quelque 10 cm.

On utilise largement la distribution de Cheng et English (1983) et Torlaschi *et al.* (1984) :

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad \text{où} \quad N_0 \approx 1,15 \times 10^{-3} \Lambda^{3,63} \quad \text{et} \quad \Lambda \approx \frac{1}{3,45} \ln \left(\frac{88}{R} \right) \quad (1.10)$$

Remarque : Pour des particules solides, R est le taux de précipitation équivalent en pluie.

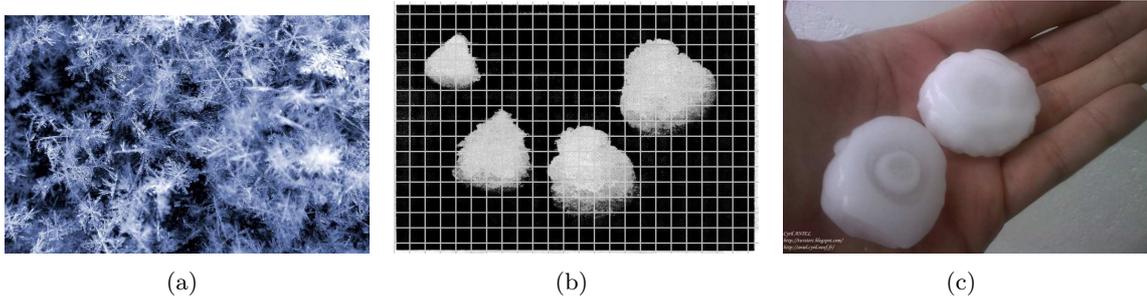


FIG. 1.5 – (a) Flocons de neige (b) Graupel sur un quadrillage carré de 1 mm (Aufdermauer 1963), (c) Grêlons. Le plus gros fut observé au Dakota du Sud (États-Unis), le 23 juillet 2010, avec un diamètre de 20,3 cm et une masse de 879 g.

	Diamètre équivalent maximum (mm)	Masse volumique ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	Vitesse limite de chute ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Flocon de neige	~ 1 à 5	$\sim 0,01$ à $0,2$	~ 1
Graupel	$\sim 0,5$ à 10	$\sim 0,05$ à $0,9$	~ 1 à 5
Grêle	> 5	$> 0,8$	> 5

TAB. 1.1 – Ordres de grandeur des principales caractéristiques physiques des précipitations solides (Rogers et Yau 1989 et Pruppacher et Klett 1997)

Dans le tableau 1.1, on a récapitulé les principaux ordres de grandeur caractéristiques des particules solides.

III.3. — Précipitations mixtes : neige mouillée.

La *neige mouillée* se forme quand un flocon de neige traverse le niveau de l'isotherme 0°C . Le flocon commence à fondre et s'enveloppe d'une fine pellicule d'eau. Celle-ci grossit au cours de la chute du flocon, lequel devient finalement une goutte de pluie. Cette zone de transition entre la neige sèche et la pluie est la *couche de fusion*. Elle mesure typiquement 500 m d'épaisseur et n'est visible que dans les systèmes stratiformes. Nous reviendrons ultérieurement sur sa modélisation.

Remarque : Il existe aussi de la grêle mouillée où une pellicule d'eau liquide habille le grêlon. Cette forme de grêle est cependant plus rare que le grêlon sec. Il en est de même pour le graupel.

2

Introduction à la mesure radar

Depuis le début des années 1980, les radars sont devenus des instruments incontournables pour l'étude des systèmes précipitants. Par rapport aux mesures *in situ*, ils permettent de suivre sur une très grande étendue spatiale l'évolution d'un système précipitant, dans son entièreté, sans le perturber. Dans ce chapitre, nous présentons succinctement les idées essentielles nécessaires à la compréhension de la mesure par un radar météorologique.

I. — Nature du signal radar

I.1. — Fréquence d'émission

Les radars émettent des ondes électromagnétiques dont la fréquence f est comprise entre 1 et 100 GHz, soit une longueur d'onde dans le vide $\lambda_0 = c/f$, $c \approx 3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ étant la constante d'Einstein, comprise entre 0,3 et 10 cm environ. Cet intervalle est découpé en domaines de fréquences ou *bandes*; le tableau 2.1 répertorie celles utilisées en météorologie (Skolnik 2008). Le stage s'est porté sur les fréquences courantes d'environ 5, 10, 15, 35 et 94 GHz ; les longueurs d'onde correspondantes sont $\lambda_0 \approx 10,7 ; 5,5 ; 3,2 ; 2,0 ; 0,86$ et $0,32$ cm.

Bande	f (GHz)	λ_0 (cm)	Exemples	Commentaires
S	2 à 4	7,5 à 15	NEXRAD États-Unis	S pour <i>Short</i> (court en anglais).
C	4 à 8	3,8 à 7,5	ARAMIS Météo-France	C pour <i>Compromise</i> en anglais car comprise entre les bandes S et X .
X	8 à 12	2,4 à 3,8	ELDORA International	X car secrète pendant la seconde guerre mondiale.
K_u	12 à 18	1,7 à 2,4	TRMM États-Unis, Japon	K_u pour <i>Kurz</i> , court en allemand et <i>under</i> , en-dessous en anglais.
K_a	27 à 40	0,8 à 1,1	Satellites de télécommunication	K_a pour <i>Kurz</i> , court en allemand et <i>above</i> , au-dessus en anglais.
W	75 à 110	0,3 à 0,4	CPR, CLOUDSAT États-Unis, Canada	

TAB. 2.1 – Descriptions des différentes bandes de fréquences utilisées en radar météorologie. NEXRAD (*NEXt RADar generation*), ARAMIS (*Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique*), ELDORA (*ELECTra Doppler RADar*), TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), CPR (*Cloud Profiling Radar*)

I.2. — Mode d'émission et géométrie

Un radar émet périodiquement (période T) des paquets d'ondes de durée τ , de fréquence centrale f (ou longueur d'onde λ_0) et de puissance maximale d'environ 1 mW (Fig. 2.1). Lorsqu'une impulsion rencontre un hydrométéore, une partie de son énergie est réfléchiée en direction du radar alors que l'autre est absorbée et diffusée dans une direction différente de

l'incidente. La mesure de la durée Δt qui sépare l'émission de la réception du signal permet d'estimer la distance r à laquelle se situe l'hydrométéore : $r = c\Delta t/2$.

La portée maximale r_{\max} d'un radar est donnée par $\Delta t = T$, car, pour éviter toute ambiguïté, l'impulsion émise doit revenir au radar avant que celui-ci en émette une deuxième. Si $\Delta t = \tau$, on a la *résolution radiale* Δr . Tous les hydrométéores situés dans l'intervalle Δr contribuent à l'écho radar correspondant à l'impulsion émise à l'instant t ; ils sont donc perçus comme une cible unique distante de r .

Typiquement, $\tau \sim 1 \mu\text{s}$ d'où $\Delta r \sim 150 \text{ m}$ et $T \sim 1 \text{ ms}$ d'où $r_{\max} = 150 \text{ km}$.

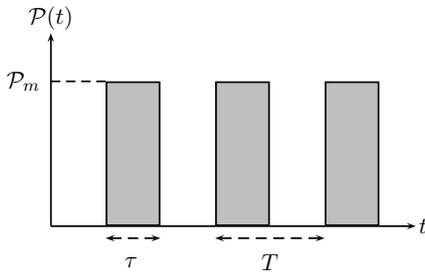


FIG. 2.1 – Signal électromagnétique émis par un radar

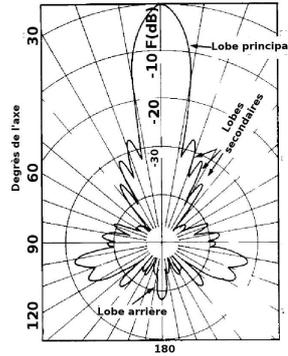


FIG. 2.2 – Diagramme polaire de rayonnement normé d'une antenne (Sauvageot 1992)

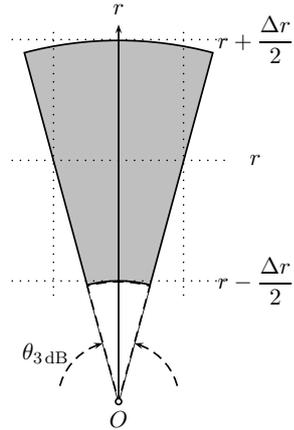


FIG. 2.3 – Cellule de résolution radar

Le rayonnement de l'antenne d'un radar est plus ou moins directif : il se concentre essentiellement dans un faisceau appelé *lobe principal* (Fig. 2.2) qui contient 80% de l'énergie électromagnétique totale. Ce faisceau utile est souvent modélisé par un cône dont l'axe principal est celui de la direction de l'antenne et dont l'angle au sommet est pris, par convention, à mi-puissance du faisceau ; en termes logarithmiques, on parle pour le faisceau *d'ouverture à 3 dB* et on introduit l'angle $\theta_{3\text{dB}}$. Cet angle défini ainsi la *résolution angulaire* du radar ; typiquement $0,1^\circ < \theta_{3\text{dB}} < 4^\circ$.

Remarque : L'ouverture à 3 dB est reliée au diamètre de l'antenne D_a par la relation suivante : $\theta_{3\text{dB}} \sim 70\lambda_0/D_a$. Ainsi, à $\theta_{3\text{dB}}$ fixé, D_a est d'autant plus petit que λ_0 est faible. Pour $\theta_{3\text{dB}} = 3^\circ$ et $\lambda_0 \approx 3,2 \text{ cm}$, on a $D_a \approx 74 \text{ cm}$; pour $\lambda_0 \approx 10,7 \text{ cm}$, $D_a \approx 260 \text{ cm}$.

I.3. — Cellule de résolution

Ce qui précède permet de définir la *cellule de résolution* à la distance r : le signal reçu par l'antenne est celui renvoyé par tous les hydrométéores à l'intérieur de cette cellule. En deux dimensions, cette dernière est, avec une excellente approximation, un secteur circulaire (Fig. 2.3) de surface $S \approx r\Delta r\theta_{3\text{dB}} = r\theta_{3\text{dB}}c\tau/2$.

II. — Interactions d'une microonde et des hydrométéores

Avant d'expliciter l'interaction entre une microonde et la population d'hydrométéores d'une cellule de résolution, considérons brièvement celle n'impliquant qu'un seul hydrométéore.

II.1. — Diffusion de Mie

L'interaction d'un hydrométéore supposé sphérique (diamètre D) avec une microonde de fréquence f est bien décrite par la théorie de Mie (1908), du nom du physicien allemand Gustav Mie, qui donne les *sections efficaces* de *rétrodiffusion* σ et d'*atténuation* Q_t (Fig. 2.4). Cette dernière est la somme des sections efficaces d'absorption Q_a et de diffusion (hors rétrodiffusion) Q_d . La formulation de Mie a ensuite été adaptée au calcul informatique (Deirmendjian 1969 et Doviak et Zrnić 2006) ; nous ne l'avons pas explicitée pour éviter un texte trop long.

À λ_0 fixé, σ croît généralement avec D ; à D donné, σ s'affaiblit si λ_0 augmente. Notons la présence de creux dans la variation de σ avec D appelés *modes de Mie* ; ils sont particulièrement nombreux à $\lambda_0 \approx 0,86$ cm et $\lambda_0 \approx 0,32$ cm (Fig. 2.4a et b).

L'atténuation exhibe un comportement similaire : elle croît avec D et s'affaiblit si λ_0 augmente, que l'on soit en phase liquide ou solide (Fig. 2.4c et d). Aussi la bande S ($\lambda_0 \approx 10,7$ cm) est-elle considérée comme la bande de référence. À D fixé, la phase liquide atténue davantage que la phase solide, quelle que soit λ_0 .

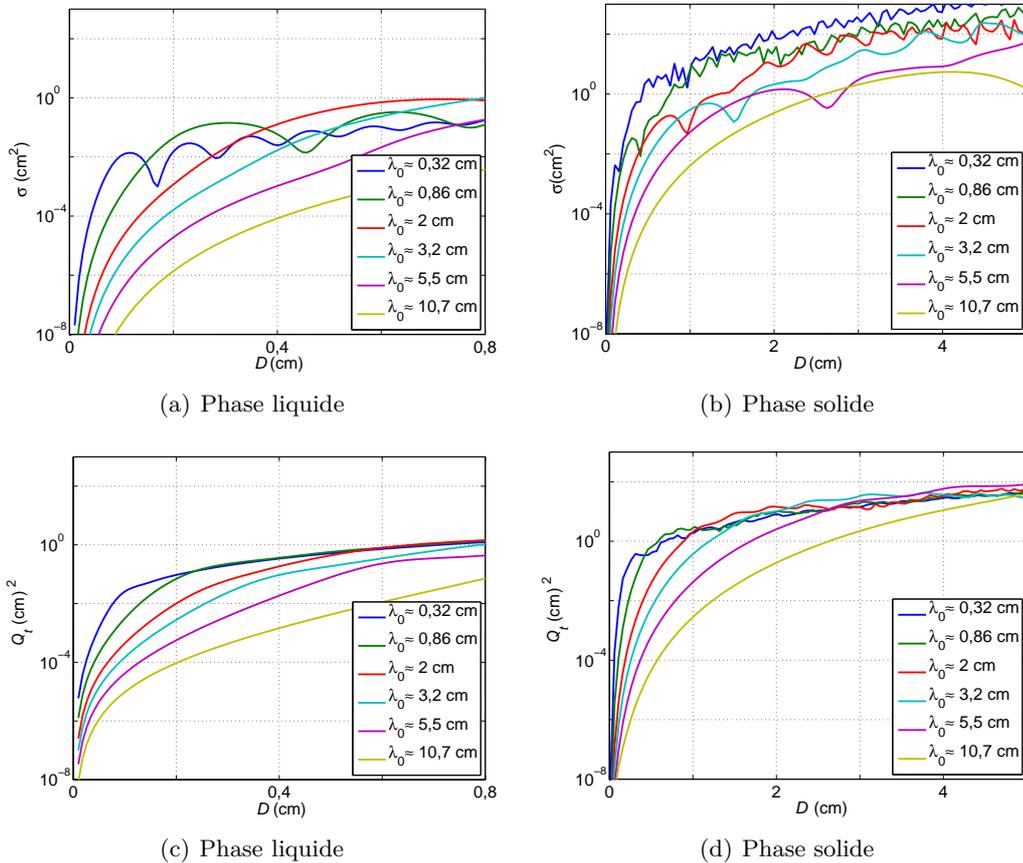


FIG. 2.4 – a) et b) Section efficace de rétrodiffusion σ d'un hydrométéore, en fonction du diamètre D , à différentes longueurs d'onde λ_0 , pour l'état liquide et l'état solide à $T \approx 273$ K. c) et d) Idem pour Q_t

II.2. — Approximation de Rayleigh

En supposant $\pi D \ll \lambda_0$; on obtient l'approximation de Rayleigh, du nom du physicien anglais Lord Rayleigh (John Strutt) :

$$\sigma_R = \frac{\pi^5}{\lambda_0^4} |\underline{K}|^2 D^6 \quad Q_{d,R} = \frac{2\pi^5}{3\lambda_0^4} |\underline{K}|^2 D^6 \quad \text{et} \quad Q_{a,R} = \frac{\pi^2}{\lambda_0} \text{Im}(-\underline{K}) D^3 \quad \text{où} \quad \underline{K} = \frac{n^2 + 1}{n^2 + 2} \quad (2.1)$$

où \underline{K} est le facteur de Clausius Mossotti (Pérez *et al.* 2002) et n l'indice. L'expression de σ_R est la *loi de Rayleigh* qui, dans le domaine visible, explique la couleur bleue du ciel (Rayleigh 1871). Précisons cette approximation en traçant les rapports σ/σ_R et $Q_t/Q_{t,R}$ pour un hydrométéore liquide, puis solide, en fonction de son diamètre, pour différentes valeurs de λ_0 , à une température $T = 273$ K (Fig. 2.5).

Sur la figure 2.5, on a représenté par une zone grisée le degré d'approximation pour l'approximation de Rayleigh, $0,1 < \sigma/\sigma_R < 10$ ou $0,1 < Q_t/Q_{t,R} < 10$.

- i) *Phase liquide* : pour $\lambda_0 > 2$ cm, on peut utiliser l'approximation de Rayleigh ($\sigma/\sigma_R \sim 1$) ; si $\lambda_0 < 2$ cm, seuls les petits hydrométéores sont des diffuseurs de Rayleigh. Le constat est similaire pour l'atténuation.
- ii) *Phase solide* : on retrouve cette classification pour les petits hydrométéores ($D < 5$ mm). Pour la grêle, on ne satisfait que rarement l'approximation de Rayleigh, seulement pour $\lambda_0 \approx 10,7$ cm si $D < 4$ cm.

Compte tenu de la variété des hydrométéores et des longueurs d'onde considérés durant ce stage, nous avons systématiquement utilisé la théorie de Mie.

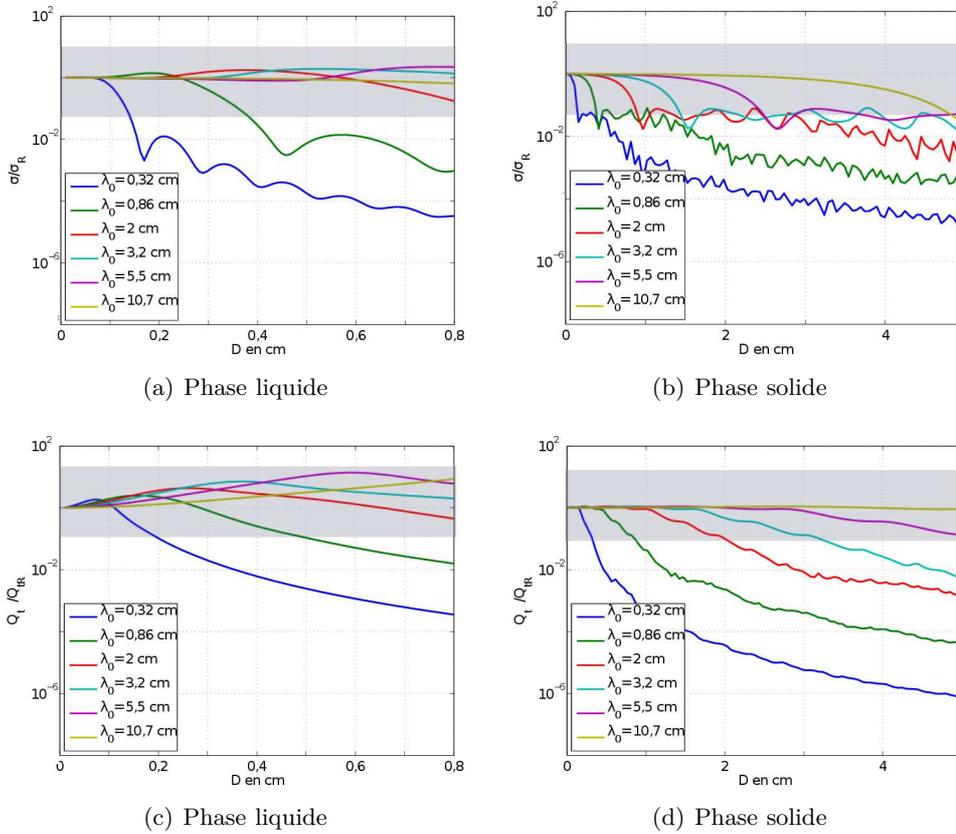


FIG. 2.5 – Rapport σ/σ_R à différentes valeurs de λ_0 pour un hydrométéore liquide (a) et solide (b), en fonction de son diamètre à $T = 273$ K. (c) et (d) Idem pour $Q_t/Q_{t,R}$.

II.3. — Réflectivité et atténuation d'une population d'hydrométéores

a) *Réflectivité*

Comme les hydrométéores sont, du point de vue électromagnétique, indépendants les uns des autres, la réponse d'une cellule de résolution à son éclairage par une microonde est la somme des signaux émis par chaque hydrométéore. On appelle *réflectivité* cette somme incohérente :

$$\eta (\text{cm}^{-1}) = \int \sigma(D)N(D) dD \quad (2.2)$$

La réflectivité η caractérise la cible. Dans l'approximation de Rayleigh, elle s'écrit :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda_0^4} |\underline{K}|^2 \int D^6 N(D) dD = \frac{\pi^5}{\lambda_0^4} |\underline{K}|^2 \times 10^{-12} Z \quad (2.3)$$

où Z exprimé en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ est un facteur géométrique appelé *facteur de réflectivité*. Comme la cible inconnue est constituée d'hydrométéores variés de tailles différentes, ne satisfaisant pas nécessairement l'approximation de Rayleigh, on se ramène à un facteur de réflectivité *équivalent* Z_e , c'est-à-dire au facteur de réflectivité d'une population d'hydrométéores liquides, sphériques, diffuseurs de Rayleigh et renvoyant un signal de réflectivité η :

$$Z_e = \frac{\lambda_0^4}{\pi^5 |\underline{K}_e|^2} \eta \quad \text{où} \quad |\underline{K}_e|^2 \approx 0,93 \quad (2.4)$$

K_e est le facteur de Clausius Mossotti de l'eau liquide. Comme Z_e varie sur plus de dix ordres de grandeurs, on utilise une échelle logarithmique pour contracter les échelles. Z_e est alors exprimé en dBZ : $Z_e (\text{dBZ}) = 10 \lg (Z_e/Z_0)$, où $Z_0 = 10^{-18} \text{m}^3$ est un seuil de réflectivité, précisément celui d'une goutte de 1 mm de diamètre dans 1m^3 (Fraile et Fernández-Raga 2009). Sur la figure 2.6, on donne quelques ordres de grandeurs de Z_e , pour $\lambda_0 \approx 10,7 \text{cm}$.

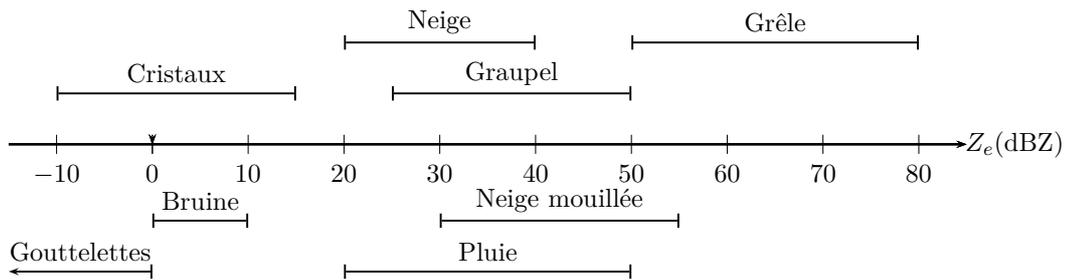


FIG. 2.6 – Ordres de grandeurs de la réflectivité équivalente des hydrométéores à $\lambda_0 \approx 10,7 \text{cm}$

Remarques : 1) C'est toujours de Z_e dont on parle en radar-météorologie ; aussi la désignation Z pour simplifier et on gardera à l'esprit qu'il s'agit en fait de la grandeur équivalente Z_e .

2) Si l'on est sûr de n'avoir que des hydrométéores solides, on remplace $|\underline{K}_e|^2$ par $|\underline{K}_i|^2 \approx 0,176$ qui est le facteur de Clausius Mossotti de la glace. D'où $Z_i = |\underline{K}_e/\underline{K}_i|^2 Z_e \approx 5,28 Z_e$.

3) Le mot « facteur » est une désignation traditionnelle maladroite car ce mot indique une quantité sans dimension, ce qui n'est pas le cas de Z qui s'exprime en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$.

b) Puissance mesurée par l'antenne

La puissance moyenne reçue par une antenne, de la part de la cellule de résolution ciblée, a pour expression condensée (Probert-Jones 1962) :

$$\mathcal{P}_m = \text{Cte} L^2 \frac{\eta}{r^2} \quad (2.5)$$

où Cte est une constante qui dépend des caractéristiques techniques du radar et L^2 en m^{-2} l'atténuation cumulée aller-retour du milieu situé entre le radar et la cible. Cette dernière s'écrit comme la somme de l'atténuation spécifique a_t de chaque cellule de résolution située entre l'antenne et la cible exclue :

$$10 \log \left(\frac{L}{L_0} \right) = - \int_0^r a_t(r) dr \quad \text{où} \quad a_t (\text{dB} \cdot \text{km}^{-1}) \approx 4,343 \times 10^5 \int Q_t(D) N(D) dD \quad (2.6)$$

et $L_0 = 1 \text{ m}^{-1}$. On en déduit que la réflectivité réellement mesurée est $\eta_m = L^2 \eta$, d'où $Z_m = 20 \log(L/L_0) + Z$ et :

$$Z_m = Z - 2 \int_0^r a_t(r) dr \quad (2.7)$$

Comme σ et Q_t dépendent de λ_0 , il en est de même de η et a_t , et donc *a fortiori* de Z_m . C'est sur cette dépendance entre Z_m et λ_0 que ce stage se concentre.

3

Modélisation et simulations d'observations d'un nimbostratus

Durant ce stage, nous avons modélisé différents systèmes précipitants puis simulé leur observation par un radar aéroporté à plusieurs fréquences ; l'outil de programmation utilisé est principalement *Matlab*. Nous avons conçu un programme hautement paramétrable, capable de traiter de façon réaliste n'importe quelle situation réelle. Peuvent ainsi être choisis la taille du système, son type, ses propriétés microphysiques (nature, concentration et quantité de ses hydrométéores constitutifs), ainsi que les caractéristiques du radar telle que sa position et la fréquence du signal émis.

Dans ce chapitre, on présente la modélisation réaliste d'un nimbostratus et on compare les simulations de son observation à différentes fréquences par un radar aéroporté.

I. — Modélisation d'un nimbostratus

I.1. — Champ d'hydrométéores

Pour modéliser un nimbostratus, on doit distribuer ses hydrométéores dans l'espace. Comme un tel système est uniforme selon l'horizontale, seule une distribution verticale suffit.

a) *Profil vertical*

Dans un système stratiforme, les hydrométéores se répartissent selon trois strates distinctes nettement séparées selon l'altitude z : la strate solide pour $T < 273\text{ K}$ et si $T > 273\text{ K}$, la strate liquide séparée de la phase solide par une couche intermédiaire appelée couche de fusion (cf. II-b). Dans les phases solide et liquide, les hydrométéores les plus massifs (pluie ou neige) sont en plus grand nombre dans le bas de leur zone de présence respectives. Nous avons montré que des polynômes d'ordre 4 représentent bien de tels profils verticaux des hydrométéores.

Ceux représentés sur la figure 3.1a sont *normalisés* : ils donnent l'allure générale de la répartition des hydrométéores dans un nimbostratus. La modélisation doit aussi prévoir qu'il peut ou non y avoir des précipitations de pluie ou de bruine ; si l'isotherme 273 K est au niveau du sol, on a alors de la neige. Tous les paramètres de ce profil sont adaptables, ce qui permet de fabriquer des systèmes à souhait ; ici, on a choisi l'altitude de la base du nuage à 1 km , l'isotherme 273 K à $3,5\text{ km}$ d'altitude et une épaisseur de nimbostratus de 5 km . Ce système normalisé donne de la pluie au sol ; c'est un exemple printanier. On obtient n'importe quel système réel en multipliant ces courbes par le paramètre microphysique caractérisant l'hydrométéore associé pour obtenir, soit un profil vertical des taux de précipitations (pluie, neige, grêle...), soit un profil vertical de concentration en masse (gouttelettes et cristaux).

Remarque : La séparation claire des phases liquide et solide est due à l'absence de fortes ascendances qui briseraient cette stratification.

b) Couche de fusion

La couche de fusion est une couche d'environ 500 m d'épaisseur à partir de l'isotherme 273 K dans laquelle les flocons de neige fondent. En traversant cette isotherme, ils se liquéfient en s'entourant d'une pellicule d'eau liquide qui grossit au cours de la chute ; c'est de la neige mouillée (Fig. 3.1b). Quelque 500 m après, le flocon sec a fondu et l'on a une goutte de pluie. Ainsi, la concentration de neige mouillée dans la couche de fusion égale celle de la neige sèche à $T = 273$ K et identiquement pour la pluie en bas de la couche de fusion.

La couche de fusion est à l'origine de la *bande brillante*, c'est-à-dire une zone de réflectivité très élevée quelle que soit la longueur d'onde, car le radar ne « voit » plus un simple flocon mais une grosse goutte d'eau, la neige ayant un diamètre moyen supérieur à celui d'une goutte de pluie. Pour calculer les sections efficaces de Mie de la neige mouillée, on introduit le facteur de Clausius Mossoti K_{nm} suivant (Oguchi 1983) :

$$\underline{K}_{nm} = \frac{\underline{n}_{nm}^2 - 1}{\underline{n}_{nm}^2 + 2} = p_s \frac{\underline{n}_s^2 - 1}{\underline{n}_s^2 + 2} + p_l \frac{\underline{n}_l^2 - 1}{\underline{n}_l^2 + 2} \quad (3.1)$$

où \underline{n}_{nm}^2 , \underline{n}_s^2 et \underline{n}_l^2 sont les indices de la neige mouillée, de la glace et de l'eau respectivement, et p_s et p_l les fractions du volume total occupé par l'eau liquide et solide ($p_l + p_s = 1$).

c) Passage à un profil vertical concret

Dans le tableau 3.1, nous avons indiqué les valeurs des grandeurs physiques qui nous ont permis de passer du profil vertical normalisé (Fig. 3.1a) à un profil vertical concret.

Hydrométéores	Contenu en eau ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	N_t (m^{-3})
Cristaux	5×10^{-3} à 0,5	$N_t = 5 \times 10^4$
Gouttelettes	0,2 à 0,5	$N_t = 3 \times 10^8$
	Taux de précipitation ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	
Pluie	$R_p \leq 10$	
Neige sèche	$R_n < 5$	

TAB. 3.1 – Paramètres microphysiques des hydrométéores dans un nimbostratus

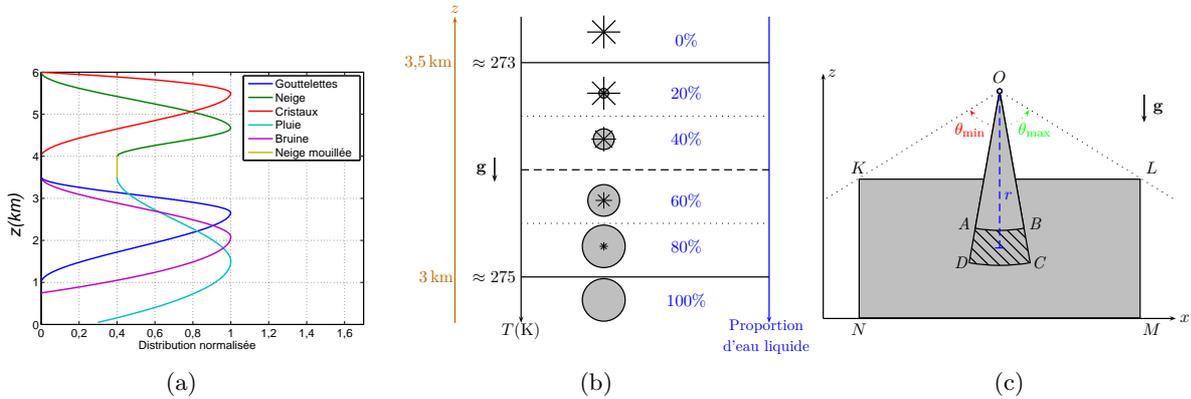


FIG. 3.1 – (a) Profil vertical normalisé des hydrométéores (b) Répartition de la neige mouillée dans la couche de fusion (c) Schéma du parcours de la cellule radar à l'intérieur du système précipitant. Là, la visée du radar est verticale, c'est-à-dire $\theta = 0$, où θ désigne l'angle entre la verticale et l'axe de symétrie du faisceau.

d) Extension horizontale

L'extension horizontale du nimbostratus considéré a été prise à 20 km.

I. 2. — Simulation de l'observation par un radar aéroporté

L'avion portant le radar se situe à une altitude de 10 km et observe le nimbostratus par dessus depuis le point origine O (Fig. 3.1c). La simulation est conduite ainsi : on définit un rectangle $KLMN$ à l'intérieur duquel est contenu le nimbostratus et on calcule les angles θ_{\min} et θ_{\max} entre lesquels l'angle θ varie, ainsi que r_{\min} et r_{\max} qui définissent respectivement, à θ fixé, les distances entre le bord le plus proche et le bord plus éloigné du rectangle $KLMN$ par rapport à O .

Chaque point de maille du rectangle $KLMN$ contient les informations microphysiques du nimbostratus (champ d'hydrométéore, spectre en diamètres). Le calcul de la réflectivité s'effectue en plusieurs étapes : on calcule d'abord les sections efficaces σ et Q_t de tous les hydrométéores dans un point de maille ; on détermine la surface de la cellule de résolution et on compte les points de maille qu'elle contient ; on calcule pour cette cellule la réflectivité Z_e , l'atténuation spécifique Q_t et la réflectivité mesurée Z_m en utilisant les relations (2.2) et (2.6). On recommence en modifiant r et, dès le parcours sur l'axe radial terminé, on change θ , la simulation se termine quand tout le nimbostratus a été parcouru par le faisceau radar. Ici $\theta_{3\text{dB}} = 3^\circ$ et $\Delta r = 100$ m.

II. — Observations à différentes longueurs d'onde

Les observations ont été simulées aux longueurs d'ondes : $\lambda_0 \approx 10,7$; 5,5 ; 3,2 ; 2 ; 0,86 ; 0,32 cm. Afin d'aboutir à des résultats significatifs, nous avons considéré plusieurs nimbostratus obtenus en modifiant les taux de précipitations de la pluie et de la neige, c'est-à-dire en prenant respectivement sept valeurs comprises de 1 à 10 mm · h⁻¹ et cinq valeurs de 1 à 5 mm · h⁻¹. Au total, cela constitue 35 nimbostratus observés avec 6 valeurs de longueur d'onde, d'où 210 simulations. Évidemment, un seul exemple est présenté, d'autant que les autres donnent des conclusions similaires.

II. 1. — Effets de Mie

Tout d'abord, on s'intéresse aux seuls effets de Mie sur la réflectivité des hydrométéores, laissant de côté l'atténuation. Les effets de Mie pour les hydrométéores liquides sont faibles à $\lambda_0 \approx 0,32$ cm et augmentent rapidement jusqu'à atteindre un maximum à $\lambda_0 \approx 2$ cm ; ils diminuent ensuite et s'annulent pour $\lambda_0 \geq 5,5$ cm. Quant aux hydrométéores solides, les effets de Mie augmentent rapidement avec la longueur d'onde et sont absents pour $\lambda_0 > 3,2$ cm. Sur la figure 3.2 (a, b et c), on trace la réflectivité due uniquement aux effets de Mie. On compare les effets de Mie à une longueur d'onde λ_0 par rapport à la référence $\lambda_0 \approx 10,7$ cm en traçant $\Delta Z = Z_{\text{réf}} - Z_{\lambda_0}$ (Fig. 3.2 d, e et f). Seules les longueurs d'onde inférieures à 3,2 cm ont été montrées car ΔZ est le plus notable pour ces dernières.

II. 2. — Atténuation cumulée

L'atténuation spécifique s'accroît vers les courtes longueurs d'onde. On établit ainsi un classement des hydrométéores les plus atténuants par ordre décroissant, les valeurs étant données pour $\lambda_0 \approx 0,32$ cm. Cette hiérarchie reste identique quelle que soit la valeur de λ_0 : neige

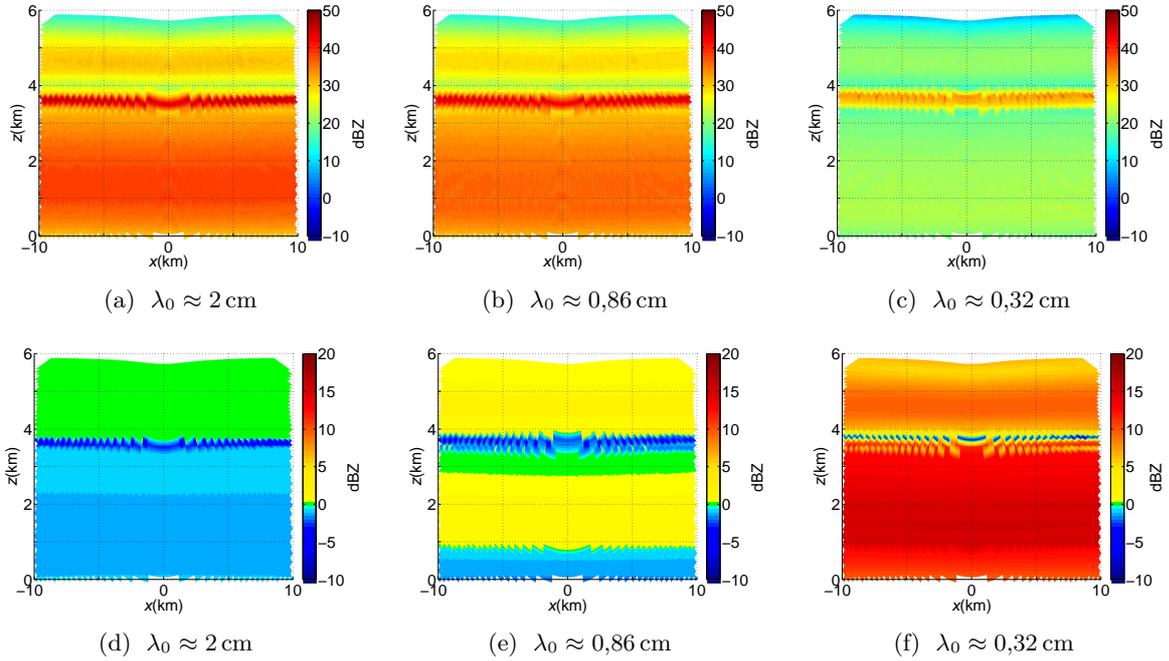


FIG. 3.2 – (a,b,c) Réflectivité non atténuée en dBZ (d,e,f) $\Delta Z = Z_{\text{réf}} - Z_{\lambda_0}$ (dBZ)

mouillée ($\approx 15 \text{ dB} \cdot \text{km}^{-1}$), pluie ($\approx 12 \text{ dB} \cdot \text{km}^{-1}$), gouttelettes ($\approx 12 \text{ dB} \cdot \text{km}^{-1}$), neige sèche ($\approx 9 \text{ dB} \cdot \text{km}^{-1}$), cristaux ($0,16 \text{ dB} \cdot \text{km}^{-1}$), bruine ($6 \cdot 10^{-2} \text{ dB} \cdot \text{km}^{-1}$).

L'atténuation cumulée augmente rapidement quand λ_0 décroît (Fig. 3.3), surtout pour les hydrométéores liquides qui sont les plus atténuants ; à $\lambda_0 \approx 0,32$ cm (Fig. 3.3c), ces derniers sont quasi « invisibles ».

Remarque : Ce classement pourrait surprendre à cause de la présence des gouttelettes parmi les hydrométéores les plus atténuants, alors que leur réflectivité est très faible, ces valeurs d'atténuation spécifique corroborent celles de Pujol *et al.* (2006)

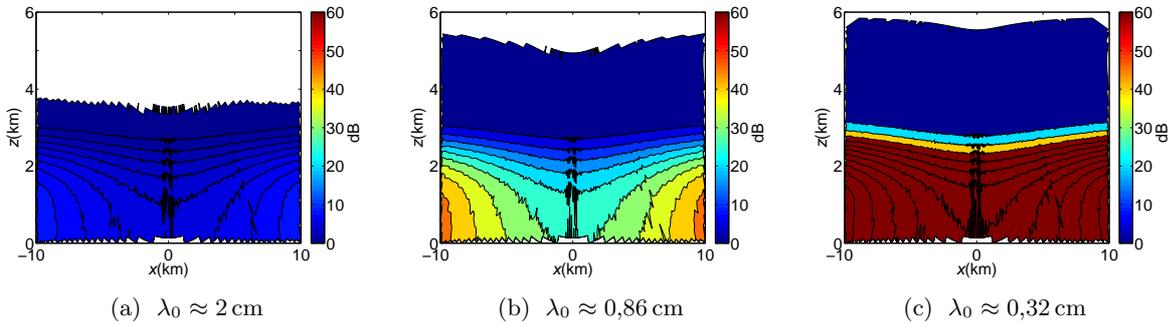


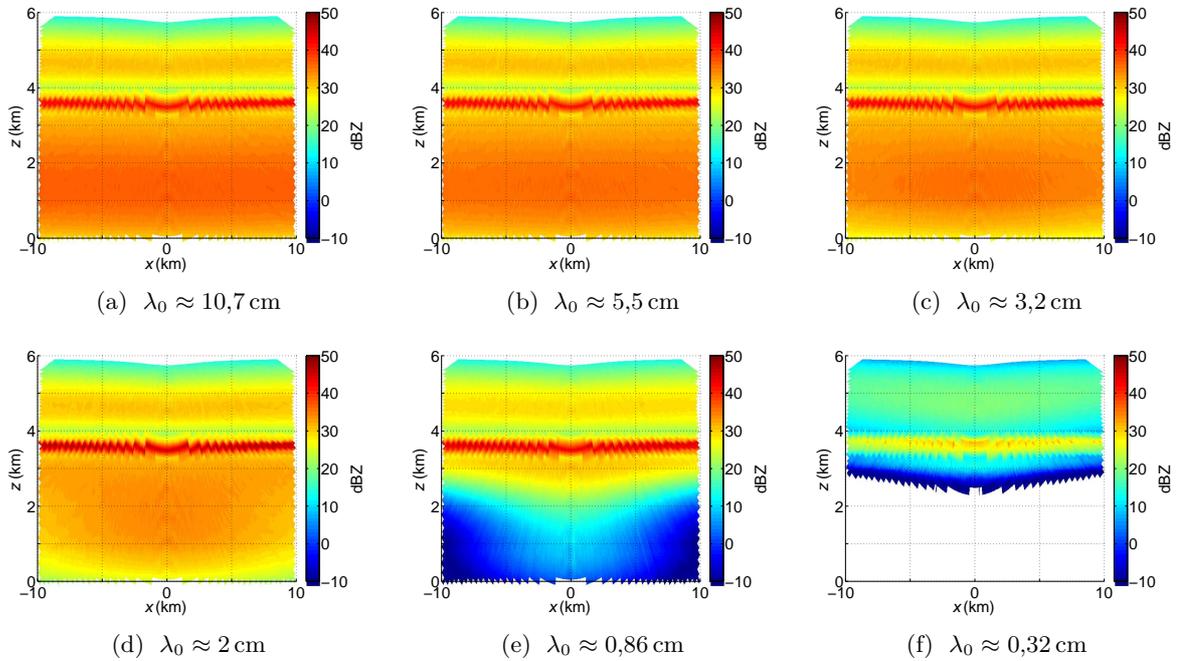
FIG. 3.3 – Atténuation cumulée (dB)

II.3. — Réflectivité mesurée

Résumons les résultats obtenus issus d'une analyse détaillée :

i) $\lambda_0 \approx 10,7$ cm : il n'y a ni d'atténuation ni effet de Mie (Fig. 3.4a).

- ii) $\lambda_0 \approx 5,5$ cm : il n'y a pas de changement par rapport au cas précédent (Fig. 3.4b).
- iii) $\lambda_0 \approx 3,2$ cm : la réflectivité baisse en général en raison des effets de Mie et de l'atténuation (Fig. 3.4c).
- iv) $\lambda_0 \approx 2$ cm : les effets de Mie accroissent au maximum la réflectivité de la neige mouillée et de la pluie d'environ 5 dBZ, mais l'atténuation s'accroît, notamment pour les hydrométéores liquides (Fig. 3.2d).
- v) $\lambda_0 \approx 0,86$ cm : les hydrométéores solides n'atténuent presque pas, contrairement à la neige mouillée qui diminue fortement la réflectivité des hydrométéores liquides. Les effets de Mie contribuent aussi à baisser la réflectivité des hydrométéores (Fig. 3.4e).
- vi) $\lambda_0 \approx 0,32$ cm : une forte atténuation et des effets de Mie font plonger la réflectivité, ce qui rend prohibitive l'utilisation de cette longueur d'onde pour l'étude des hydrométéores liquides ou mixtes. La pluie n'est quasi plus visible par le radar. Cette longueur d'onde ne peut être utilisée que pour les parties hautes du nuage, composées de glace et de neige sèche (Fig. 3.4f).

FIG. 3.4 – Réflectivité mesurée Z_m (dBZ)

Conclusion

Retenons que le champ de réflectivité mesurée se dégrade si λ_0 diminue, en raison des effets de Mie associés à une atténuation cumulée qui s'accroît. Le champ de référence est à $\lambda_0 \approx 10,7$ cm, mais cette longueur d'onde est inutilisable car cela nécessiterait une antenne trop grande pour un radar aéroporté ($D_a > 2,5$ m). Il en est de même pour $\lambda_0 \approx 5,5$ cm.

Autour de $\lambda_0 \approx 3,2$ cm et $\lambda_0 \approx 2$ cm, les effets de Mie de la phase liquide tendent à compenser l'atténuation significative, ce qui rend intéressants ces longueurs d'onde.

En dessous, l'atténuation est trop forte, la longueur d'onde de $\lambda_0 \approx 0,32$ cm est beaucoup trop atténuée pour une utilisation fructueuse. Son intérêt réside seulement dans l'étude des parties hautes des nuages, composés de glace et de neige sèche. C'est ainsi que le radar CPR embarqué sur le satellite CLOUDSAT permet d'étudier la phase glace des nuages.

Modélisation et simulations d'observations d'un cumulonimbus

Les systèmes convectifs comme les cumulonimbus sont dangereux pour l'aviation civile, en raison de la forte intensité de leurs précipitations et, notamment, de la présence de grêle. Aussi, s'est-on intéressé à la détection de cet hydrométéore, laquelle est délicate car les radars aéroportés utilisent des microondes de longueurs d'onde faibles qui peuvent conduire à confondre gouttes de pluie et grêlons. En outre, ces deux précipitations étant présentes aux mêmes altitudes, le profil de température ne permet pas de lever l'ambiguïté à l'instar de ce qui est possible pour le couple {pluie – neige} dans un nimbostratus.

L'étude du cumulonimbus s'est effectuée en deux étapes : d'abord la modélisation de la tour convective puis la simulation d'observations à différentes longueurs d'onde afin d'analyser en détail les conditions de non ambiguïté {pluie – grêle}. Un système réel convectif observé en mai 2003 en Alabama (États-Unis), constitué de plusieurs tours convectives, de tailles et de contenus microphysiques différents, baignant dans un fond stratiforme, a aussi été considéré.

I. — Modélisation d'un cumulonimbus

Du point de vue microphysique, un cumulonimbus diffère d'un nimbostratus sur deux points essentiels : il contient des grêlons et ses précipitations sont plus intenses. Les hydrométéores nuageux (gouttelettes et cristaux) y sont en outre plus nombreux.

La modélisation d'une tour convective suit la même méthodologie que celle utilisée pour un nimbostratus. Un profil normalisé de la distribution selon l'altitude des hydrométéores est d'abord fabriqué à l'aide de polynômes d'ordre 4. Celui qui a été choisi pour l'exemple est représenté sur la figure 4.1a ; il est conforme à celui observé par Pujol *et al.* (2011).

On obtient ensuite un profil vertical réel, $P_v(z)$, par homothétie, en multipliant chaque polynôme par un coefficient réaliste selon l'hydrométéore considéré (taux de précipitation, contenu massique). Les domaines de variation de ces coefficients sont récapitulés dans le tableau 4.1 ; ceux utilisés pour l'exemple sont aussi indiqués.

	Nuage	Cristaux		Pluie	Grêle	Neige	Graupel
ΔM_l ou ΔM_i ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	$0,5 < M_l < 3$	$0,1 < M_i < 0,5$	ΔR ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	$R_p < 160$	$R_g < 90$	$R_n < 2,5$	$R_g < 2,5$
ΔN_t (cm^{-3})	$300 < N_t < 3000$	$N_t < 3 \times 10^6$					
Valeurs de la modélisation	$M_l = 1$ $N_t = 1000$	$M_i = 0,5$ $N_t = 2 \times 10^6$	R ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	(1,16,32,50, 66,82,100)	(1,16,32, 50,66,82)	$R_n = 2,5$	$R_g = 1$

TAB. 4.1 – Paramètres microphysiques d'un cumulonimbus

I.1. — Modélisation d'une tour convective

Dans une tour convective, l'extension horizontale est limitée à environ 10 km. Comme la concentration en hydrométéore est plus élevée en son centre, on multiplie $P_v(z)$ par un profil horizontal, $P_h(x)$, pour obtenir le champ microphysique suivant en deux dimensions :

$$P(x,z) = P_v(z) \times P_h(x) \quad \text{où} \quad P_h(x) = \exp\left[\frac{-(x-x_0)^2}{(\Delta x)^2}\right] \quad \text{où} \quad \Delta x \sim 5 \text{ km} \quad (4.1)$$

et x_0 le centre de la tour (ici $x_0 = 10$ km) (Fig. 4.1b).

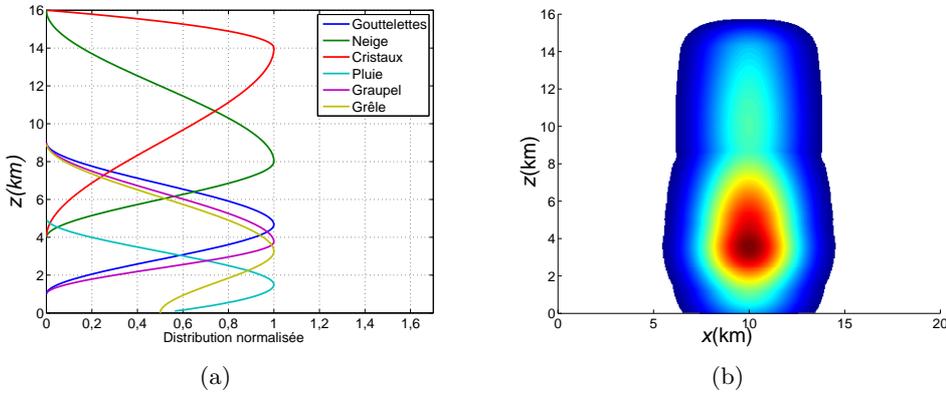


FIG. 4.1 – (a) Profil vertical de la distribution des hydrométéores dans un système convectif (b) Champ normé $P(x,z)$ d'une tour convective

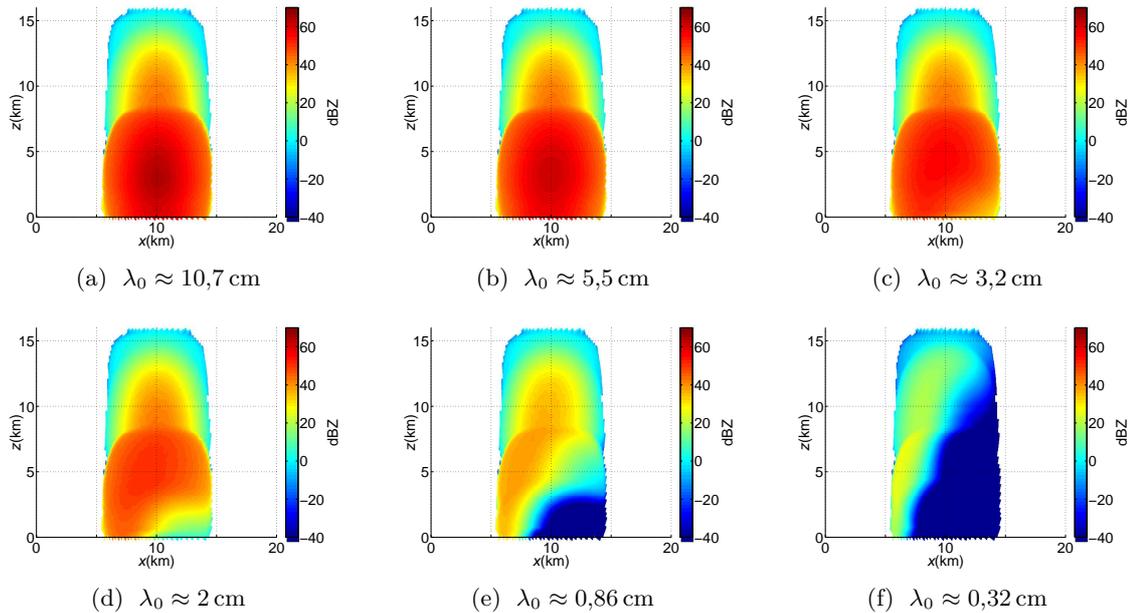
II. — Observations à différentes longueurs d'onde

II.1. — Champs de réflectivité

La simulation d'observations est conduite aux six longueurs d'onde habituelles comme pour le nimbostratus. Sur la figure 4.2, nous montrons les champs de réflectivité obtenus pour des valeurs courantes $R_p = 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ et $R_g = 25 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. À $\lambda_0 \approx 10,7 \text{ cm}$ (champ de référence), on observe deux zones : la première de forte réflectivité (40 – 60 dBZ) correspond à la présence de pluie et de grêle, la seconde, située en altitude ($z > 8 \text{ km}$), caractérisée par $Z < 40 \text{ dBZ}$, est le domaine de la neige, des cristaux de glace et des gouttelettes de nuage surfondues. Claiement, par rapport à $\lambda_0 \approx 10,7 \text{ cm}$, le champ de réflectivité se dégrade si λ_0 diminue. Cette dégradation reste faible pour $\lambda_0 \geq 2 \text{ cm}$ et s'accroît substantiellement pour $\lambda_0 < 2 \text{ cm}$.

Comme pour le nimbostratus, l'atténuation est en partie compensée pour $\lambda_0 \geq 2 \text{ cm}$ par les effets de Mie qui exaltent la réflectivité, en particulier à 2 cm. En dessous, c'est l'atténuation qui est responsable de l'altération de la réflectivité. Les résultats ont été retrouvés pour d'autres situations qui diffèrent entre-elles par les valeurs du couple (R_p, R_g) considérées.

La question essentielle qui se pose pour l'aviation civile est celle des situations d'ambiguïté pluie-grêle. C'est ce que nous allons analyser maintenant en comparant les réflectivités de la pluie et de la grêle, Z_p et Z_g respectivement.

FIG. 4.2 – Réflectivité mesurée Z_m (dBZ)

II.2. — Situations d'ambiguïtés entre la pluie et la grêle

a) Outils statistiques : les quartiles

Les quartiles divisent les spectres de réflectivité en quatre parties ; l'espace entre le premier et le troisième quartiles, dit interquartile, permet d'isoler le maximum du spectre de réflectivité, là où la contribution de l'hydrométéore sera la plus importante. Ainsi, pour une valeur de réflectivité donnée, on peut définir des situations d'ambiguïté (Fig. 4.3a) :

- i) Ambiguïté nulle* : les espaces interquartiles de deux spectres de réflectivité sont totalement séparés ;
- ii) Ambiguïté faible* : le dernier (ou le premier) quartile d'une distribution est inférieur au deuxième quartile de l'autre distribution et les médianes sont totalement séparés ;
- iii) Ambiguïté partielle* : le dernier quartile d'une distribution est contenu entre les deux derniers quartiles de l'autre distribution sans que sa médiane soit dans l'espace interquartile de la seconde ;
- iv) Ambiguïté totale* : la médiane des deux distributions est contenue dans l'espace interquartile de l'autre spectre.

Les quartiles ont le double avantage de fournir une représentation graphique en « boîtes » (Fig. 4.3), où le résultat est visible rapidement, et de donner un outil mathématique de comparaison qui rend automatique l'analyse des différents cas.

II.3. — Ambiguïté { pluie–grêle }

Pour l'analyse de la réflectivité, on utilise les quartiles pour représenter le spectre de réflectivité des hydrométéores (Fig. 4.3). Grâce à ce genre de représentation, on peut déterminer très facilement si deux populations d'hydrométéores sont ambiguës ou pas.

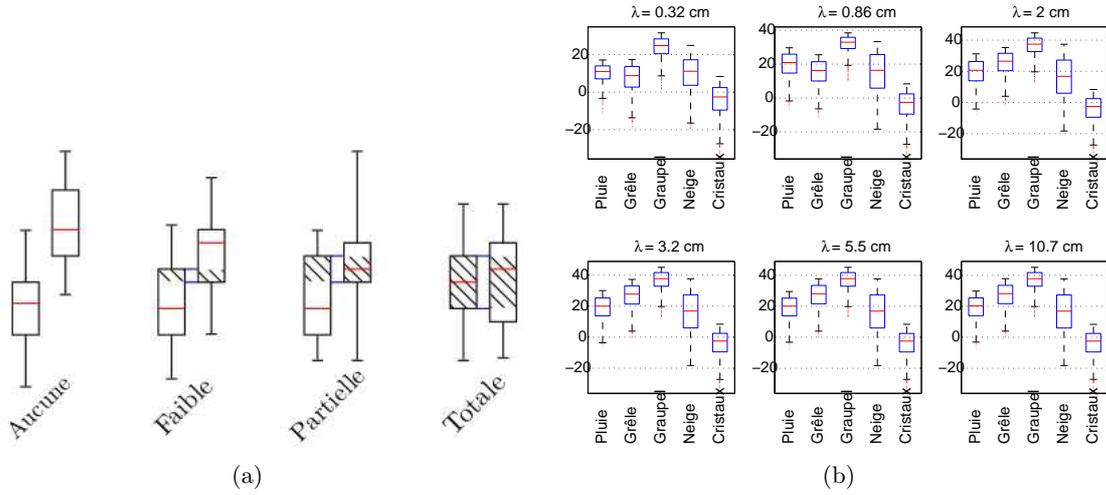


FIG. 4.3 – (a) Diagramme sur la notion d'ambiguïté (b) Quartiles du spectre de réflectivité des hydrométéores pour une pluie et une grêle faibles

Sur le tableau 4.2, on détermine l'ambiguïté de neuf couples de précipitations pluie – grêle différentes. On désigne une ambiguïté nulle par la couleur verte, une faible ambiguïté par le jaune, une ambiguïté partielle par la couleur orange et une ambiguïté totale par le rouge.

		Grêle			Grêle			Grêle		
		$\lambda_0 \approx 10,7 \text{ cm}$			$\lambda_0 \approx 5,5 \text{ cm}$			$\lambda_0 \approx 3,2 \text{ cm}$		
		Faible	Modéré	Fort	Faible	Modéré	Fort	Faible	Modéré	Fort
Pluie	Faible	Jaune	Verte	Verte	Jaune	Verte	Verte	Jaune	Verte	Verte
	Modéré	Jaune	Verte	Verte	Jaune	Verte	Verte	Jaune	Verte	Verte
	Fort	Jaune	Verte	Verte	Jaune	Verte	Verte	Jaune	Verte	Verte
		$\lambda_0 \approx 2 \text{ cm}$			$\lambda_0 \approx 0,86 \text{ cm}$			$\lambda_0 \approx 0,32 \text{ cm}$		
Pluie	Faible	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge
	Modéré	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge
	Fort	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge	Rouge

TAB. 4.2 – Tableaux d'ambiguïté de la réflectivité de la pluie et de la grêle ; on considère les taux de précipitations faibles si $R \leq 16 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, modérés si $16 < R \leq 66 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ et forts pour $R > 66 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$.

II.4. — Analyse

i) $\lambda_0 \approx 10,7 \text{ cm}$: la réflectivité Z_p de la pluie s'étale de 10 et 40 dBZ pour des taux de précipitations faibles ($R_p < 32 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) et de 20 à 50 dBZ pour des taux plus importants. Pour $32 \leq R_p \leq 86 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, on note une zone de faible ambiguïté avec la grêle qui s'accuse si R_p croît et R_g faiblit ($R_p \geq 86 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ et $R_g < 32 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$). La grêle possède une réflectivité Z_g très élevée, même pour de faibles taux de précipitations, comprise entre 40 et 65 dBZ. Il n'y a qu'une seule ambiguïté avec la pluie comme l'atteste la présence d'une légère zone de recouvrement avec la pluie dans le cas où $R_g < 16 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$.

Remarques : 1) Dans un cumulonimbus, il n'y a pas d'ambiguïté entre la neige et la

pluie car la réflectivité de cette dernière dépasse largement celle de la neige.

2) La grêle est l'hydrométéore de plus haute réflectivité à $\lambda_0 \approx 10,7$ cm, ce qui facilite sa détection.

- ii) $\lambda_0 \approx 5,5$ cm : il n'y a aucun changement notable par rapport $\lambda_0 \approx 10,7$ cm.
- iii) $\lambda_0 \approx 3,2$ cm : les effets de Mie et l'atténuation se manifestent, la réflectivité de la pluie augmente et celle de la grêle diminue du même ordre de grandeur (~ 5 dBZ) ; on est toujours capable de différencier les deux pour des taux de précipitations de grêles modérés à forts, mais la situation est plus nuancée que précédemment, car une pluie forte introduit de la confusion.
- iv) $\lambda_0 \approx 2$ cm : les effets de Mie ont un rôle très important puisqu'ils accroissent la réflectivité de la pluie d'environ 5 dBZ (Fig. 4.4.a) et une diminue de 10 à 15 dBZ celle de la grêle (Fig. 4.4b) ; à $\lambda_0 \approx 2$ cm, la pluie et la grêle sont donc totalement confondues. Quant à l'atténuation, elle est de plus en plus visible, on perd de 10 à 30 dBZ dans la zone de présence de la pluie et de la grêle.

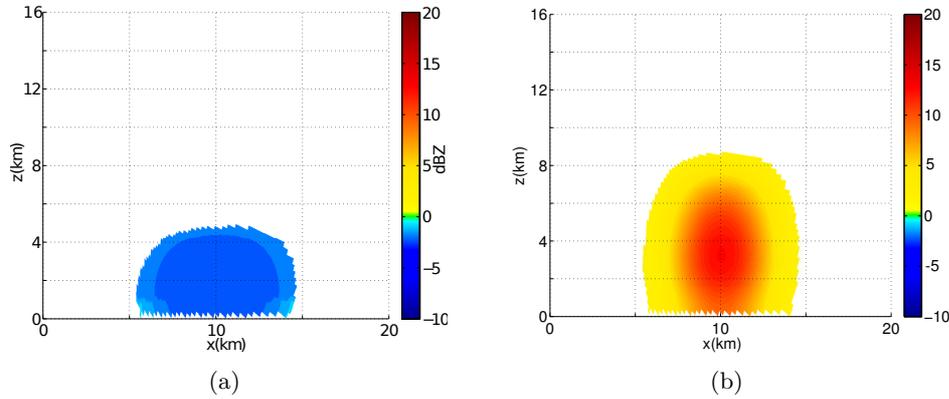


FIG. 4.4 – (a) $\Delta Z = Z_{\text{réf}} - Z_{2\text{ cm}}$ pour la pluie (dBZ) (b) Idem pour la grêle

- v) $\lambda_0 \approx 0,86$ cm : l'atténuation prédomine et rend la confusion pluie-grêle totale. À cela s'ajoutent les effets de Mie qui, eux-aussi, contribuent à brouiller la discrimination pluie-grêle. Ainsi, quels que soient les taux de précipitations, la grêle est toujours confondue avec la pluie.
- vi) $\lambda_0 \approx 0,32$ cm : le constat précédent s'aggrave, les réflectivités de la pluie et de la grêle chutent en raison des effets de Mie et de l'atténuation extrême.

III. — Extension à un système de mésoéchelle

Dans un tel système, les tours convectives sont entourés d'un fond stratiforme, lequel est nourrit par l'éjection d'hydrométéores (cristaux, neige) par le haut de ces tours, on parle de fontaines de particules (Houze 1994). Aussi doit-on habiller les tours d'un fond stratiforme autour des tours.

On considère cette fois un système précipitant de mésoéchelle réel, celui du 2 mai 2003 en Alabama. Les mesures ont eu lieu en bande *S* entre les latitudes $30,5^\circ\text{N}$ et $35,5^\circ\text{N}$, les longitudes 83°O et 88°O . La figure 4.5 montre une coupe horizontale à 10 km d'altitude. On s'intéresse à la simulation de l'observation de ce système par un radar aéroporté. Pour cela on modélise d'abord le système en donnant le nombre de tours que l'on étudie, leurs positions, leurs dimensions et leurs paramètres microphysiques par ailleurs connus.

On présente l'observation de trois tours convectives positionnées à une longitude et 87°O . On place le radar au point O le long de AB ; les deux premières tours ne contiennent pas de grêle, contrairement à la troisième (Fig. 4.5b).

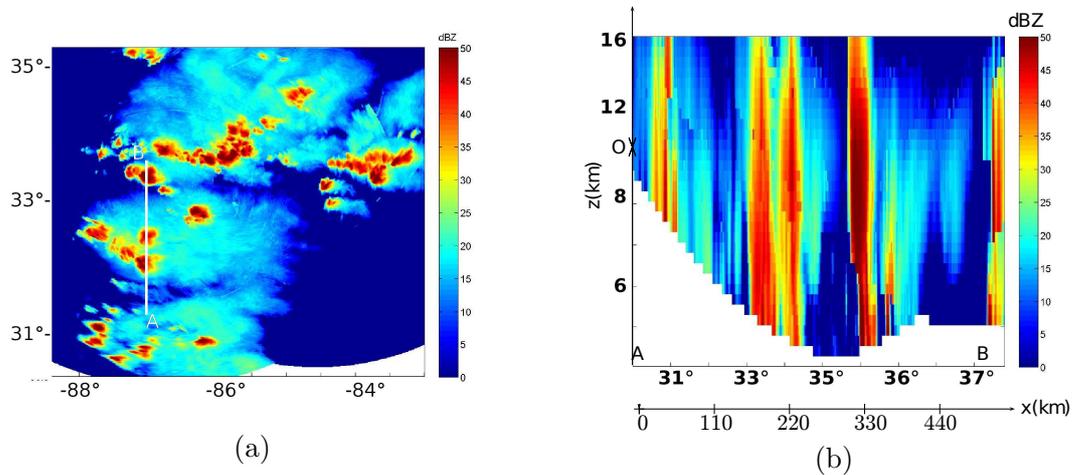


FIG. 4.5 – (a) Coupe horizontale d'un système de mésoéchelle le 2 mai 2003 en Alabama (États-Unis) (b) Coupe verticale le long de AB ; on observe trois tours convectives.

On voit clairement (Fig. 4.6) que le champ de réflectivité se dégrade si λ_0 diminue, d'autant plus que l'éloignement au radar est important. Aussi la troisième tour convective, grêlifère, n'est plus reconnaissable à partir de $3,2\text{ cm}$. Les deux premières tours disparaissent si la longueur d'onde diminue encore ; si $\lambda \leq 0,86\text{ cm}$, elles ont disparu.

Cela montre l'importance d'un choix judicieux de longueur d'onde pour les radars aéroportés, afin de caractériser convenablement un système précipitant. Pour l'aviation civile, l'estimation d'un danger météorologique à grande distance est cruciale ; l'accident du vol Rio-Paris de juin 2009 en fournit une preuve.

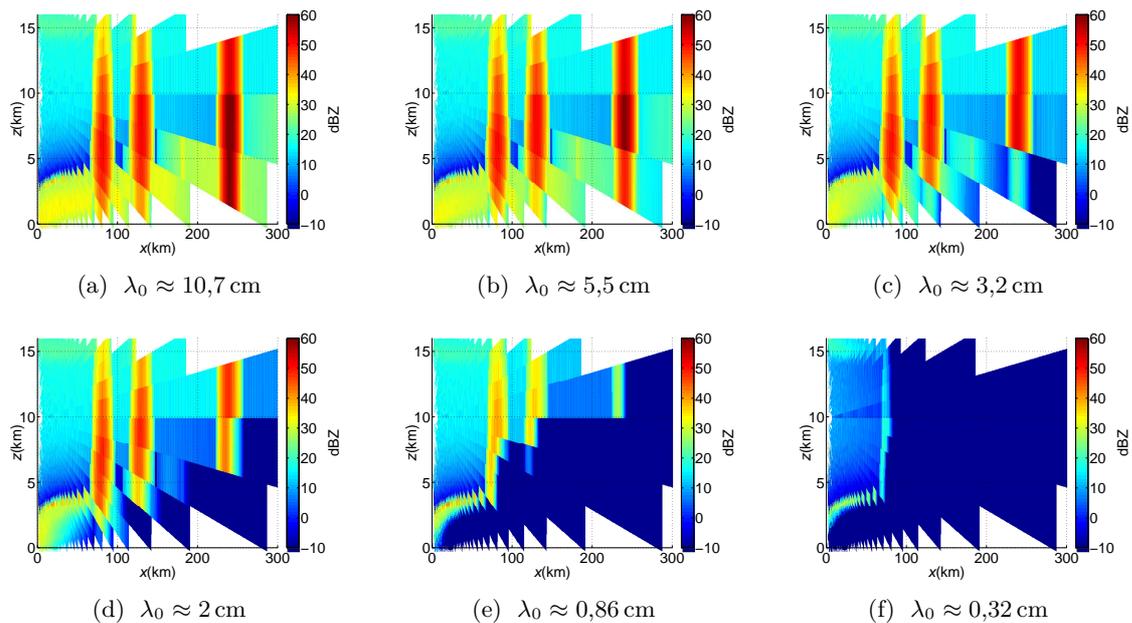


FIG. 4.6 – Réflectivité mesurée Z_m (dBZ) d'un système de mésoéchelle

Conclusion

La diminution de λ_0 accroît l'ambiguïté pluie-grêle. Les longueurs d'onde les plus intéressantes sont 10,7 et 5,5 cm car elles permettent de différencier la pluie de la grêle. Cependant, leur utilisation implique de grandes antennes, ce qui rend ces microondes prohibitives dans l'aviation civile et plus largement, pour les observations aéroportées. Les effets de Mie de la pluie atteignent leur paroxysme à $\lambda_0 \approx 2$ cm, ce qui amène des ambiguïtés car, contrairement à la pluie, la grêle perd significativement en réflectivité. Pour $\lambda_0 < 2$ cm, l'atténuation dominante empêche toute discrimination pluie-grêle. Le meilleur compromis pour la détection de la grêle et une taille d'antenne raisonnable semble se trouver pour $\lambda_0 \approx 3,2$ cm.

Conclusions et perspectives

Ce stage a porté sur la simulation d'observations radar de systèmes précipitants. Précisément, le contexte des radars aéroportés, plus spécifiquement ceux de l'aviation civile, a été préféré car c'est un domaine en pleine expansion. Le choix de la longueur d'onde des microondes utilisées étant une question centrale, des simulations d'observations à plusieurs longueurs d'onde ont été réalisées et les champs de réflectivité correspondant analysés et comparés.

Dans une première partie, un modèle de système précipitant le plus réaliste et le plus complet possible a été développé. C'est ainsi que ce modèle, hautement paramétrable, permet de construire n'importe quel système précipitant (nimbostratus, cumulonimbus et systèmes de mésoéchelle). Ce travail de modélisation a nécessité une étude bibliographique détaillée.

Dans une deuxième partie, ce modèle a été utilisé pour générer un nimbostratus, système précipitant stratiforme, de printemps. Des simulations d'observations de ce système à six fréquences, ou longueurs d'onde dans le vide $\lambda_0 \approx 10,7 \text{ cm}$, $5,5 \text{ cm}$, $3,2 \text{ cm}$, 2 cm , $0,86 \text{ cm}$ et $0,32 \text{ cm}$ ont été effectuées. Clairement, le champ de réflectivité se dégrade si λ_0 diminue en raison des effets de Mie et de l'atténuation du signal électromagnétique. Au-dessus de $\lambda_0 \approx 2 \text{ cm}$, l'atténuation est faible et l'affaiblissement du signal qu'elle occasionne est en partie compensés par des effets de Mie qui tendent à légèrement accroître le signal rétrodiffusé. À $\lambda_0 \approx 2 \text{ cm}$, cette compensation est maximale. Pour $\lambda_0 < 2 \text{ cm}$, l'atténuation est trop forte et les effets de Mie diminuent dans l'ensemble le signal mesuré; ce dernier est très faible et le champ de réflectivité est très altéré.

Le même constat vaut pour les systèmes convectifs, tel que le cumulonimbus, qui ont fait l'objet de la troisième partie. Ainsi, pour des cumulonimbus alignés, le premier d'entre eux masque rapidement ceux qui se trouvent derrière, lesquels sont donc mal « vus », voire pas du tout par le radar, ce qui peut-être dramatique pour un pilote qui doit estimer le danger à longue distance. Dans ces systèmes convectifs s'ajoutent la difficulté de distinguer la pluie de la grêle, point essentiel puisque la grêle est le principal danger météorologique pour un avion commercial. La modélisation de systèmes convectifs et des simulations de leur observation par un radar aéroporté ont permis de préciser les conditions d'ambiguïtés pluie-grêle. Il ressort que les longueurs d'onde $\lambda_0 \approx 10,7 \text{ cm}$ et $5,5 \text{ cm}$ sont les meilleures, mais la taille importante des antennes que leur usage implique rend ces microondes prohibitives. Aussi doit-on préférer $\lambda_0 \approx 3,2 \text{ cm}$ qui permet de distinguer la pluie de la grêle si les taux de précipitations de grêle sont suffisamment élevés ($R_g > 16 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$). Les valeurs de λ_0 les plus faibles sont inutilisables pour l'aviation car le signal est beaucoup trop atténué.

En guise de perspectives, signalons que les résultats originaux de ce stage vont faire l'objet très prochainement d'une publication dans une revue internationale de rang A telle que *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. De surcroît, il n'est pas inutile de dire qu'une version en trois dimensions est en voie d'achèvement et qu'une transcription en langage *C* — plus performant que *Matlab* — est en cours de réalisation afin de traiter plus rapidement les systèmes de mésoéchelle, tels que ceux de la figure 4.5.

Bibliographie

- A. AUFDERMAUER : Kristallachsenlagen in hagelkörnern. *Schweiz. Z. f. Obst-und Weinbau*, 72:434, 1963.
- L. CHENG et M. ENGLISH : A Relationship Between Hailstone Concentration and Size. *J. Atmos. Sci.*, 40(1):204–213, 1983.
- D. DEIRMENDJIAN : *Electromagnetic scattering on spherical polydispersions*. Elsevier, 1969.
- R. J. DOVIAK et D. S. ZRNIC : *Doppler radar and weather observations*. Dover Publications, 2006.
- R. FRAILE et M. FERNÁNDEZ-RAGA : On a more consistent definition of radar reflectivity. *Atmósfera*, 22:375–385, 2009.
- T.S. GLICKMAN : *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society, 2000.
- A. J. HEYMSFIELD et C. M. R. PLATT : A Parameterization of the Particle Size Spectrum of Ice Clouds in Terms of the Ambient Temperature and the Ice Water Content. *J. Atmos. Sci.*, 41(5):846–855, 1984.
- R. A. HOUZE : *Cloud Dynamics*, volume 53. Academic Press, 1994.
- A. Kh. KHRGIAN et I. P. MAZIN : The size distribution of droplets in clouds. *Trudy TsAo*, 7, 1952.
- K.G. LIBBRECHT : *The Art of the Snowflake : A Photographic Album*. Motorbooks Intl, 2007.
- J. S. MARSHALL et W. M. PALMER : The Distribution of Raindrops with Size. *J. Atmos. Sci.*, 5:165–166, 1948.
- G. MIE : Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen. *Ann. Phys.*, 330 (3):377–445, 1908.
- T. OGUCHI : Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors. *IEEE. J. PROC*, 71(9):1029–1078, 1983.
- J-P PÉREZ, R CARLES et R FLECKINGER : *Électromagnétisme : fondements et applications*. Dunod, Paris, 4^e édition, 2002.
- J. R. PROBERT-JONES : The radar equation in meteorology. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 88(378):485–495, 1962.
- H. R. PRUPPACHER et J. D. KLETT : *Microphysics of clouds and precipitation*. Atmospheric and oceanographic sciences library. Kluwer Academic Publishers, 1997.
- O. PUJOL, J-F. GEORGIS, L. FÉRAL et H. SAUVAGEOT : Degradation of Radar Reflectivity by Cloud Attenuation at Microwave Frequency. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(4):640–657, 2006.

- O. PUJOL, F. LASCAUX et J-F GEORGIS : Kinematics and microphysics of MAP-IOP3 event from radar observations and Meso-NH simulations. *Atmos. Res.*, 101:124–142, 2011.
- Lord RAYLEIGH : On the light from the sky, its polarization and colour. *Phil. Mag.*, 41(190-195):107–120, 1871.
- R. R. ROGERS et M. K. YAU : *A short course in cloud physics*. Pergamon Press, 1989.
- H. SAUVAGEOT : *Radar meteorology*. Artech House, 1992.
- R. S. SEKHON et R. C. SRIVASTAVA : Snow Size Spectra and Radar Reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, 27:299–307, 1970.
- M.I. SKOLNIK : *Radar Handbook*. Electrical Engineering Series. McGraw-Hill Science, 4^e édition, 2008.
- E. TORLASCHI, R. G. HUMPHRIES et B. L. BARGE : Circular polarization for precipitation measurement. *Radio Science*, 19(1):193–200, 1984.
- C. W. ULBRICH : Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22(10):1764–1775, 1983.
- J-L. XU : Some Hail Research in China. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64 (2):124–132, 1983.