

THÈSE

pour l'obtention du Diplôme de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ LILLE 1
SPÉCIALITÉ : Physique Atmosphérique
effectuée au Laboratoire d'Optique Atmosphérique
par

Valentin LOUF

**Étude de l'eau atmosphérique par instrumentation
micro-onde active et passive**

École doctorale de Sciences de la Matière, du Rayonnement et de
l'Environnement

Soutenue le 26 novembre 2014 devant le jury composé de (par ordre alphabétique) :

M. Olivier Bock	Directeur de recherche, IGN	Rapporteur
M. Philippe Dubuisson	Professeur, Lille 1	Examineur
M. Cyrille Flamant	Directeur de recherche, LATMOS	Examineur
M. Jean-François Georgis	Maître de conférences, Toulouse 3	Rapporteur
M. Olivier Pujol	Maître de conférences, Lille 1	Directeur de thèse
M. Jérôme Riedi	Professeur, Lille 1	Directeur de thèse
M. Henri Sauvageot	Professeur émérite, Toulouse 3	Examineur

UNIVERSITÉ LILLE 1
UFR de Physique

Remerciements

Le travail de thèse présenté dans ce document a été effectué au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) de l'Université Lille 1. Pendant cette période j'ai bénéficié d'un financement ministère/région Nord-Pad-de-Calais que je tiens à remercier pour m'avoir permis de mener mon travail.

En premier lieu, je tiens à exprimer toute ma gratitude à Olivier Pujol pour m'avoir proposé ce sujet de thèse, de m'avoir fait découvrir le monde merveilleux de la recherche et de la mesure micro-onde, pour sa patience et ses corrections minutieuses et détaillées. Je tiens également à remercier Henri Sauvageot pour avoir encadré la thèse d'un bout à l'autre, pour sa culture encyclopédique de la Physique atmosphérique, pour sa patience avec laquelle il a su me ré-expliquer la même chose trois fois de suite, pour son point de vue souvent pertinent, tout le travail supplémentaire qu'il a eu à cause de moi (et inversement), pour avoir fait exploser le budget téléphonique du laboratoire et pour les 419 mails que j'ai reçu de sa part (jusqu'ici). 420. Enfin je souhaite remercier Jérôme Riedi pour sa capacité à monter des projets, son management et sa volonté à m'impliquer dans de multiples études.

Je tiens à remercier les membres du jury de ma thèse dont les remarques pertinentes m'ont permis d'améliorer la qualité de mon travail.

Je tiens aussi à remercier tous les membres de l'équipe Nuage du LOA, thésards, ITA, ou chercheurs, pour avoir créé un environnement de travail agréable et stimulant. J'aimerais aussi remercier les membres de l'équipe Aérosol que j'ai beaucoup côtoyés et toute l'équipe administrative et leurs talents pour résoudre les mystères bureaucratiques. Je remercie aussi Saliya Coulibaly du labo d'endessous (le PhLAM), pour son aide lors de la résolution de casses-têtes mathématiques.

Je tiens également à remercier ma famille : Isabelle, Jean-Bernard, Maxime, Baptiste et Elena qui m'ont supporté durant tout ce temps, malgré ma bonne humeur constante, pour leur soutien indéfectible et aussi Marie-Bernadette pour sa consciencieuse relecture de mon manuscrit.

Et enfin, pour être sûr de n'oublier personne, je remercie ceux qui me connaissent de près ou de loin.

Valentin Louf
Villeneuve d'Ascq, Novembre 2014.

Table des matières

Table des matières	II
Table des figures	V
Liste des tableaux	X
1 Introduction générale	1
1.1 Contexte général	3
1.1.1 Utilisation du radar pour la détection de l'eau liquide ou solide atmosphérique	6
1.1.2 Utilisation du radiomètre micro-onde pour la climatologie de la vapeur d'eau	7
1.1.3 Impact de la climatologie de la vapeur d'eau sur la mesure radar	9
1.2 Plan	10
2 Mesure par radars aéroportés	11
2.1 Systèmes précipitants	12
2.2 Détection des cellules convectives par radar	14
2.2.1 Fonctionnement d'un radar	15
2.2.2 Réflectivité radar	17
2.2.3 Diffusion de Mie	18
2.2.4 Différences entre les radars à destination de la recherche et de l'aviation commerciale	19
2.3 Bibliographie	21
3 Comparaison des bandes de fréquences	23
3.1 Objectif de l'étude	23
3.2 Modélisation du système précipitant	25
3.2.1 Distribution spatiale des hydrométéores	25

3.2.2	Distribution en taille des hydrométéores	26
3.2.3	Méthode de simulation	29
3.3	Résultats	30
3.4	Conclusion	32
3.5	Article : Simulation of Airborne Radar Observations of Precipitating Systems at Various Frequency Bands	34
4	DWT pour la détection de grêle	43
4.1	Objectif de l'étude	43
4.2	La méthode double-fréquence	44
4.3	Résultats	45
4.3.1	Cas d'un système réel	45
4.3.2	Variations de dy/dr par rapport à la distance et au taux de précipitation	47
4.3.3	Limitations de la technique double fréquence	48
4.4	Conclusion	48
4.5	Article : The Dual-Wavelength Method for Hailstorm Detection by Airborne Radar	51
5	Vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest	61
5.1	Introduction	61
5.2	Instruments et données utilisés	64
5.3	Notions élémentaires sur la mesure en radiométrie micro-onde	66
5.3.1	Fonctionnement du radiomètre	66
5.3.2	Description des méthodes d'inversions	68
5.4	Dynamique de la zone sahélienne	70
5.4.1	Les événements de l'année 2006	70
5.4.2	Comportement dynamique de la troposphère	71
5.5	Résultats	74
5.5.1	Profils verticaux moyens	74
5.5.2	Cycle diurne de la température et de la stabilité convective	74
5.5.3	Séries temporelles de vapeur d'eau	76
5.5.4	Cycle diurne moyen	82
5.5.5	Comparaison avec les radiosondages	83
5.6	Densités de probabilités	88
5.6.1	La saison sèche	89
5.6.2	La saison humide	89
5.7	Conclusion	93

5.8	Bibliographie	94
5.9	Article : Seasonal and Diurnal Water Vapour Distribution in the Sahelian Area from Microwave Radiometric Profiling Observations	96
6	Propagation anormale	109
6.1	Introduction et motivation	109
6.2	Réfractivité	111
6.2.1	Rappels théoriques	111
6.2.2	Ordres de grandeur	112
6.3	Résultats	113
6.3.1	Saison sèche	113
6.3.2	Saison humide	114
6.3.3	Distributions des anaprops	115
6.3.4	Discussion sur les échos radars	117
6.4	Conclusion	121
6.5	Article : The Seasonal and Diurnal Cycles of Refractivity and Anomalous Propagation in the Sahelian Area	123
7	Discussion et conclusion	159
7.1	Conclusion	159
7.2	Prospective	162
A	Publication supplémentaire	165
A.1	Article : L'estimation du risque météorologique par les radars embarqués sur les avions commerciaux	166

Table des figures

1.1	Estimation du forçage radiatif des principaux responsables du changement climatique. Les niveaux de confiance sont VH très haut, H haut, M moyen, L bas, VL très bas. Figure SPM-5 du rapport WP5 du GIEC 2013.	2
2.1	(Gauche) Schéma de la structure d'un nuage stratiforme. (Droite) Schéma de la structure d'un nuage convectif. Figures tirées de (Houze, 1997).	13
2.2	Avion après un bombardement de grêle, à l'aéroport de Calgary (Canada). Photo AFP franceinfo.fr.	14
2.3	Antenne radar située à l'intérieur du nez d'un Airbus A320. « Airbus A320-214 Vueling Airlines EC-HTD » par curimedia – Flickr.	15
2.4	(a) Signal électromagnétique émis par un radar ; (b) Intervalle de résolution radiale d'un radar.	16
2.5	Diagramme polaire de rayonnement normé d'une antenne (Sauva-geot, 1992).	16
3.1	Schéma du parcours de la cellule radar à l'intérieur du système pré-cipitant. R désigne la position du radar, θ l'angle radar, $ABCD$ la cellule radar et $KLMN$ le système précipitant	29
3.2	(a) Coupe à 10 km d'altitude du champ de réflectivité Z_S (dBZ), en bande S , d'un système précipitant de mésoéchelle (Alabama, États-Unis, 2 mai 2003). Les données sont issues de Nexrad. La lettre R indique la position d'un avion et de son radar ($31.9^\circ N$ et $-87.9^\circ O$). La ligne blanche montre la trajectoire sans risque que peut choisir le pilote. Les contours noirs, à l'intérieur desquels la réflectivité dépasse 45 dBZ, délimitent des zones de grêle (données Nexrad). (b) Simulation en bande X pour une antenne de diamètre 60 cm. Figures issues de A1.	30

3.3	Simulation de la réflectivité mesurée Z_m (dBZ) pour le système de mésoéchelle de la figure 3.2 à différentes bandes de fréquences : S (a, d), C (b, e), X (c, f) pour une antenne de diamètre (a, b, c) $D_a = 2$ m (d, e, f) $D_a = 4$ m. R indique la position du radar. Issu de A1.	31
4.1	Coupe à 10 km d'altitude du champ de réflectivité Z_S (dBZ), en bande S, d'un système précipitant de mésoéchelle (Alabama, États-Unis, 2 mai 2003). Les données sont issues de Nexrad. La lettre R indique la position d'un avion et de son radar. Les contours noirs, à l'intérieur desquels la réflectivité dépasse 45 dBZ, délimitent des zones de grêle (données Nexrad). Les marqueurs de distance, représentés par les portions de cercles, se trouvent à 50, 100 et 150 km du radar. Les zones en blanc correspondent à un manque de données. Issu de B1.	46
4.2	Champ de dy/dr pour le système précipitant de la figure 4.1 pour les couples de fréquences (a) S – X, (b) S – C et (c) C – X. Réflectivité mesurée Z_m (dBZ) pour les bandes (d) S, (e) C et (f) X. Les contours noirs délimitent les zones de grêle (données issues de Nexrad). Les zones en blanc correspondent à une absence de signal. Issu de B1.	47
4.3	Simulation d'observations radar longue distance (a) en bande S et (b) en bande X. Les tours convectives sont identiques et placées tous les 50 km. La position du radar est notée par la lettre R	48
4.4	Variation de dy/dr en fonction de taux de précipitation R_h et de la distance. (a)-(c) Variation positive de dy/dr ; (d)-(f) variation négative de dy/dr . Pour (a,d) S – X, (b,e) S – C et (c-f) C – X. Issu de B1.	49
4.5	dy/dr pour des signaux radar non-colinéaires et bruités pour (a) S – X, (b) S – C et (c) C – X.	49
5.1	Carte de l'Afrique de l'Ouest avec la position de Niamey (13°29' N, 2°10' E). Les lignes grises indiquent la position de l'ITCZ approximative en janvier et en juillet.	63
5.2	Comparaison entre le contenu en vapeur d'eau intégré (en abscisse) et IWV mesuré (en ordonnée) en kg m^{-2} sur toute l'année 2006 à Niamey.	65
5.3	Spectre d'absorption d'une atmosphère standard de latitude moyenne au niveau de la mer et à 8 km d'altitude. Issu de Solheim et al. (1998).	68

5.4	La structure de base d'un réseau de neurones multicouche. Le vecteur d'entrée est fourni à la couche d'entrée (input layer). Celui-ci est multiplié par la fonction poids associée aux neurones de la couche suivante. Dans celle-ci, les données sont traitées puis envoyées à la couche de sortie. Les cercles représentent les neurones et les lignes qui les relient sont les synapses. Issue de Li et al. (1997).	70
5.5	Série temporelle du (a) contenu en vapeur d'eau M_v en g m^{-3} , (b) contenu intégré en vapeur d'eau (IWV) en kg m^{-2} , (c) hauteur de la base des nuages (z_b) en km, (d) contenu intégré en eau liquide (ILW) en kg m^{-2} , (e) détection de la pluie (binaire) et (f) température. Les flèches noires indiquent quelques événements synoptiques d'importance météorologique.	72
5.6	Schéma de la distribution des vents de la mousson ouest-Africaine. Issu de Lafore et al. 2007.	73
5.7	Moyenne diurne (courbe pleine) et nocturne (en tiret) du profil vertical du contenu en vapeur d'eau pour la saison humide (de mai à septembre, en noir) et pour la saison sèche (de janvier à mars, puis novembre et décembre, en vert). Les courbes en pointillées représentent le profil ajusté de vapeur d'eau avec une fonction exponentielle décroissante. La zone en grise est la quantité de vapeur d'eau "manquante" de la saison sèche par rapport avec la saison humide, environ 12.1 kg m^{-2}	75
5.8	Cycle diurne de la température de l'air T (a,c), et du gradient vertical de la température potentielle $\partial\theta/\partial z$ (b,d) en mars (a,b) et juillet (c,d) 2006 à Niamey.	77
5.9	Séries temporelles de (abc.1) M_v et (abc.2) IWV pour (a) janvier, (b) février, et (c) mars 2006. Les lignes pointillées verticales représentent la séparation journalière à minuit. Sur (abc.2), le contenu intégré en vapeur d'eau est en noir pour la colonne totale, en rouge pour la couche supérieure (notée UL, $z > 0.5 \text{ km}$ pour janvier et février, et $z > 1.4 \text{ km}$ pour mars), et en bleu pour la basse couche (LL).	78
5.10	(a,b) Mars (saison sèche) et (c,d) juillet (saison humide) 2006 : (a,c) évolution diurne de $\overline{M_v}$ et (b,d) évolution diurne de \overline{IWV} . Les courbes rouge, bleu et noir représentent, respectivement, la couche supérieure, la couche inférieure et la colonne totale (c'est-à-dire de 0 à 10 km de hauteur). Les lignes pointillées verticales représentent la séparation des heures. Le levé et le couché du Soleil sont notés, respectivement, SR et SS et sont représentés par des tirets verticales.	84

5.11 (a,c) Rapport de mélange en vapeur d'eau moyen $\overline{r_w}$ et (b,d) rapport de mélange en vapeur d'eau intégré \overline{IMR} pour (a,b) mars et (c,d) juillet. Les flèches noires indiquent approximativement les heures des radiosondages.	85
5.12 Saison sèche : variation par rapport à l'altitude de r_w d'après (a) les radiosondages et (b) le radiomètre micro-onde. Les deux lignes extrêmes représentent l'écart-type.	86
5.13 Comme Fig. 5.12 mais pour la saison humide.	87
5.14 Pdfs du contenu en vapeur d'eau pour la saison sèche à (a,b) $z = 100$ m, (c,d) $z = 500$ m, (e,f) $z = 2800$ m, et (g,h) $z > 2800$ m ; (a,c,e,g) la nuit, et (b,d,f,h) le jour. La courbe en pointillée représente la distribution lognormale.	90
5.15 Paramètres μ (a), et σ (b) de la distribution lognormale du contenu en vapeur d'eau pendant la saison sèche.	91
5.16 Pdfs du contenu en vapeur d'eau pour (a,b) 100 m, (c,d) 500 m, (e,f) 2000 m, et (g,h) $z > 2800$ m ; (a,c,e,g) la nuit et (b,d,f,h) le jour. La courbe en pointillées représente la fonction Weibull associée.	91
5.17 Les paramètres (a) k et (b) λ de la fonction Weibull pour le contenu en vapeur d'eau pendant la saison humide.	92
6.1 Les différents modes de propagation par rapport au rayon de courbure du faisceau radar et au profil de réfractivité. Issu de Mesnard et al. (2010).	112
6.2 (a) Série temporelle de dN/dz (b) cycle journalier moyen de dN/dz , en mars 2006 à Niamey. Les lignes verticales représentent la séparation des jours à minuit en (a), et en (b) séparation des heures. La réfractivité normale est en bleu, la superréfractivité en vert et le guidage en rouge.	114
6.3 Identique à Figure 6.3 mais pour octobre 2006.	115
6.4 Probabilité de trouver du guidage (courbe bleue), de la superréfraction (vert), de la réfraction normale (rouge), et sous-réfraction (cyan) pour toute l'année 2006. Pendant la nuit (a,b), le jour (c,d). Au sol (a,c) et pour $100 < z(m) < 200$ (b,d).	116
6.5 Pdfs du gradient de réfractivité (a,b) mars, (c,d) juin, (e,f) août, et (g,h) octobre. (a,c,e,g) la nuit, et (b,d,f,h) le jour. La ligne verte est la fonction lognormale modifiée. L'axe des y est à l'échelle 1000.	118

6.6	Variation de la valeur moyenne (μ_x) du gradient de réfractivité des pdfs par rapport à l'altitude en mars, juin, août et octobre pour (a) le jour et (b) la nuit.	118
6.7	Variation de l'écart-type (σ_x) du gradient de réfractivité des pdfs par rapport à l'altitude en mars, juin, août et octobre pour (a) le jour et (b) la nuit.	119
6.8	(a) Distribution du facteur de réflectivité moyen des échos des propagations anormales (AP) sur la période de juillet et août. (b) Variation de la topographie de la région de Niamey. Les isoradiales sont placées tous les 50 km.	120
6.9	Nombre d'échos de propagations anormales en juillet et août à Niamey (Niger). Les isoradiales sont placées tous les 50 km.	121
7.1	Comparaison du contenu intégré en vapeur d'eau entre le radiomètre micro-onde profileur au sol (MWRP) et les satellites MODIS et AIRS dans la région de l'Alaska entre 2005 et 2010.	163

Liste des tableaux

1.1	Liste des variables atmosphériques et des instruments associés. Inspiré de Ackerman et Stokes (2003) et de Visconti et al. (2011).	5
1.2	Descriptions des différentes bandes de fréquences utilisées en radar météorologie. f désigne la fréquence, λ_0 la longueur d'onde dans le vide. NEXRAD (<i>NEXt RADar generation</i>), ARAMIS (<i>Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique</i>), ELDORA (<i>ELectra DOppler RADar</i>), TRMM (<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>), CPR (<i>Cloud Profiling Radar</i>)	7
1.3	Liste non exhaustive par ordre alphabétiques de radiomètres micro-ondes disponibles sur le marché.	8
3.1	Expressions analytiques des distributions en taille des gouttelettes d'eau, des cristaux de glaces et des précipitations. D diamètre sphérique équivalent en cm, D_0 diamètre moyen, M_l et M_i contenu en eau et en glace en g m^{-3} , N_t est le nombre total de particules dans un mètre cube, ρ_w en masse volumique de l'eau liquide g cm^{-3} , R taux de précipitation en mm h^{-1}	28

Chapitre 1

Introduction générale

D'une manière générique, ce travail de doctorat concerne l'étude de l'eau atmosphérique sous toutes ses formes (vapeur, nuage et précipitations) à l'aide des instruments micro-ondes que sont les radars et les radiomètres. Les premiers sont des instruments actifs, c'est-à-dire qu'ils émettent un rayonnement électromagnétiques, alors que les seconds sont passifs car, eux, n'en émettent pas.

L'eau atmosphérique sous ses trois phases thermodynamiques joue un rôle capital sur le plan scientifique et dans la vie quotidienne. De façon non exhaustive, l'agriculture, l'économie, les télécommunications ou encore la sécurité aérienne ont affaire, d'une manière ou d'une autre, à la vapeur d'eau, aux nuages et aux précipitations. C'est aussi l'une des molécules atmosphériques ayant un grand impact sur le changement climatique, comme le montre la Figure 1.1 issue du dernier rapport du GIEC¹. **La vapeur d'eau est le principal gaz à effet de serre d'origine non-anthropique, c'est-à-dire que l'on trouve naturellement dans l'atmosphère. Concernant les émissions d'origines anthropiques – liées aux activités humaines – on trouve, par ordre d'impact sur le forçage radiatif, le dioxyde de carbone, le méthane et l'ozone, qui ont les effets les plus importants, ensuite on trouve la vapeur d'eau, qui a un forçage radiatif positif, c'est-à-dire qu'elle augmente la température. Toutefois, la vapeur d'eau se trouve dans des quantités très variables et souvent bien plus importantes dans la troposphère que ces trois premiers gaz.** L'eau atmosphérique qui se trouve sous forme nuageuse **a aussi un impact sur le** forçage radiatif. En raison de ces diverses actions, l'eau atmosphérique agit sur l'ensemble de la société et

1. Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

1. Introduction générale

nous sommes tous concernés, plus ou moins directement. Il est donc important de documenter l'eau atmosphérique aussi précisément que possible.

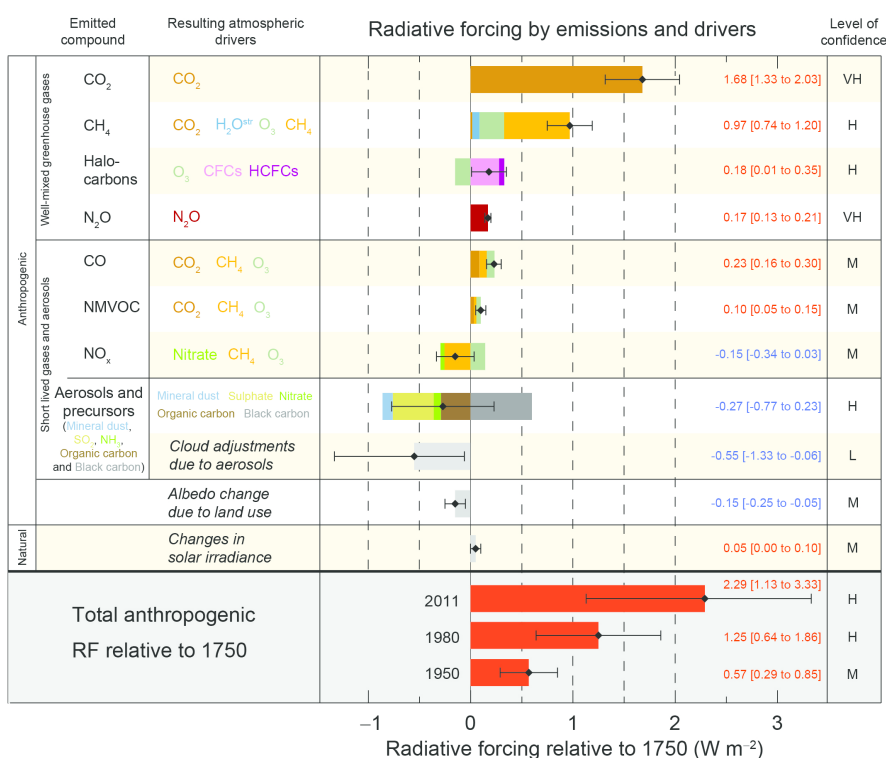


FIGURE 1.1 – Estimation du forçage radiatif des principaux responsables du changement climatique. Les niveaux de confiance sont VH très haut, H haut, M moyen, L bas, VL très bas. Figure SPM-5 du rapport WP5 du GIEC 2013.

Dans cette thèse en deux parties, nous abordons en premier lieu le thème de la mesure aéroportée à haute altitude par radars pour l'observation de systèmes précipitants intenses. Dans une seconde partie, nous nous intéressons au cycle de la vapeur d'eau (journalier et saisonnier) en Afrique de l'Ouest.

La mesure aéroportée à haute altitude, et plus généralement la mesure au-dessus d'un point haut de l'atmosphère, est un enjeu d'actualité, et en particulier pour son application à la sécurité de l'aviation civile. Les précipitations des systèmes convectifs, et notamment la grêle, représentent un danger réel pour les avions. Des exemples récents d'accidents aériens nous rappellent en effet la nécessité de bien comprendre ces systèmes et de clairement évaluer le risque météorologique. Les radars aéroportés sont actuellement utilisés pour cet objectif car le radar est pour cela l'outil le plus adapté.

Historiquement, les avions commerciaux étaient petits et volaient sur de courtes distances. En raison du peu d'espace disponible, les radars aéroportés

fonctionnaient en bande X et leurs antennes avaient un diamètre D_a d'environ 60 cm. Malgré la taille plus importante des avions actuels (Airbus A380, Boeing 747, etc.), ces caractéristiques sont toujours utilisées de nos jours. En outre, les distances parcourues sont désormais planétaire et, comme nous le verrons, la bande X n'est plus adaptée. Nous nous sommes ainsi posés la question de l'optimisation des caractéristiques des radars aéroportés destinés à l'évaluation du risque météorologique associé aux systèmes grêlifères (qui contiennent de la grêle, véritable danger pour les avions) et de l'éventuelle amélioration des techniques de détection.

Dans la seconde partie de ce travail, nous avons étudié un composant important de l'atmosphère, la vapeur d'eau. La vapeur d'eau est un des moteurs essentiels de l'atmosphère du fait de sa participation dans le cycle hydrologique terrestre et en tant que source d'absorption et de diffusion des micro-ondes, elle a deux impacts : d'une part l'absorption, qui reste faible mais non négligeable et, d'autre part, la modification de l'indice de réfraction de l'air atmosphérique. À travers ces différents contextes, il apparaît nécessaire d'avoir une connaissance aussi complète que possible de la distribution de vapeur d'eau dans la troposphère. Pour l'obtention d'une telle information, nous avons utilisé un radiomètre micro-onde profileur. C'est ce thème, radiométrie micro-onde et vapeur d'eau troposphérique, qui constitue le second volet de ce travail.

Aussi, dans ce travail de doctorat, nous nous sommes concentrés sur trois points : la mesure radar aéroporté à haute altitude avec la détection de la grêle et une application à la sécurité aérienne ; la détermination de la distribution de la vapeur d'eau et la formulation d'une climatologie de l'Afrique de l'Ouest — cette région du globe a été choisie pour des raisons décrites ultérieurement dans cette introduction —. Enfin, on aborde l'impact des variations diurnes et saisonnières de la vapeur d'eau afin d'établir une climatologie (toujours en Afrique de l'Ouest) de l'indice de réfraction de l'air atmosphérique.

1.1 Contexte général

Au cours des quarante dernières années, d'importants efforts ont été fournis pour développer l'instrumentation pour la surveillance en continue de l'atmosphère. Les instruments de télédétection atmosphériques utilisent des principes physiques différents et travaillent à des longueurs d'onde différentes du spectre électromagnétiques. Les nuages et les aérosols ne sont pas des quantités faciles à mesurer. Un seul instrument n'est jamais suffisant pour déterminer toutes ces

quantités. De ce fait, les différents types d'instruments sont capables d'observer différents aspects de l'atmosphère tels que sa composition chimique, sa dynamique et ses propriétés thermodynamiques (température, humidité, etc.).

L'observation atmosphérique peut se faire depuis le sol, en altitude avec des radiosondages et des instruments aéroportés, ou de l'espace avec les satellites. Les radiosondages donnent des profils verticaux des quantités thermodynamiques de l'atmosphère, telles que la vapeur d'eau, la température, la pression, etc. L'inconvénient est que les radiosondages ne sont effectués que toutes les 12 heures environ. L'observation depuis des satellites peut être mise dans deux catégories différentes. Les satellites géostationnaires qui orbitent à environ 35 000 km d'altitude, ils ont une résolution temporelle d'environ 15 minutes mais ont une résolution spatiale médiocre (entre 1 et 6 km) ainsi que des informations verticales limitées. Les satellites en orbite basse qui sont compris entre 600 et 800 km d'altitude, ils ont une résolution spatiale plus grande (entre 250 et 5 000 m), mais une résolution temporelle limitée (environ 2 passages par jour) et une information sur le profil atmosphérique elle aussi limitée. Des campagnes de mesure récentes (par exemple AMMA) ont souligné l'influence de certains courants atmosphériques de bas niveaux – par exemple les NLLJ, *Nocturnal Low-Level Jet*, **qui sont des courants d'air nocturne de basses couches ($z < 600$ m) que l'on trouve dans des grandes plaines, comme au Sahel ou dans l'Est des États-Unis**, et que nous décriront ultérieurement –, ou ayant des variations temporelles très courtes. Il nous a paru essentiel pour l'étude de la structure fine de l'eau troposphérique de choisir des instruments capables d'avoir des résolutions temporelles fines et un profil vertical détaillé. Nous nous sommes donc tournés vers des instruments de mesures au sol ou aéroportés.

Le tableau 1.1 donne, par exemple, une liste sommaire de différents paramètres géophysiques et les techniques habituelles que l'on utilise pour les observer. Les radiomètres micro-ondes et infrarouges sont sensibles à la température atmosphérique, à l'humidité, au contenu des nuages et à la microphysique. Les lidars Raman et Doppler sont, quant à eux, sensibles aux aérosols atmosphériques, à la température et aux vents. Les radars météorologiques sont sensibles aux hydrométéores et aux précipitations. Les radars et les sodars peuvent être utilisés pour la vitesse du vent et sa direction. Chacun de ces paramètres atmosphériques peuvent être retrouvés depuis des observations au sol avec un certain degré de précision, certains avantages et certaines limitations. Toutefois, au lieu d'utiliser un seul instrument, ce sont généralement plusieurs instruments qui sont déployés lors des campagnes de mesures (par exemple AMMA) afin de couvrir plusieurs aspects de l'atmosphère au même moment. Chaque

instrument donne des informations sur un ou plusieurs des paramètres atmosphériques avec une précision et une limitation associées à la technologie utilisée, mais, parfois, ces limitations peuvent être contournées par l'utilisation en synergie de ces instruments indépendamment les uns des autres, s'ils fonctionnent au même endroit au même moment.

Variable atmosphérique	Type d'instrument
Bilan radiatif de surface	Radiomètres larges-bandes solaire et IR Spectromètre (400 – 3000 nm) Interféromètre IR (3-20 μm)
Profil de température atmosphérique	Radiomètre micro-onde Interféromètre IR (3-20 μm) Lidar Raman rotationnel
Profil de vapeur d'eau	Radiomètre micro-onde Interféromètre IR (3-20 μm) Lidar Raman vibrationnel
Profil d'aérosols	Lidar rétrodiffusion/Raman
Profondeur optique des particules	Photomètre solaire Radiomètre shadow-band
Présence des nuages et position	Ceilomètre Lidar rétrodiffusion Radar millimétrique
Propriétés des nuages	Lidar polarimétrique Radar millimétrique Radiomètre (solaire, IR, micro-onde)
Profil de vent	Radar profileur de vent Sodar Lidar Rayleigh ou Doppler
Composition (gaz)	Radiomètre multi-bandes Interféromètre IR
Précipitations	Disdromètre Radars météorologiques Radiomètres micro-ondes

TABLE 1.1 – Liste des variables atmosphériques et des instruments associés. Inspiré de Ackerman et Stokes (2003) et de Visconti et al. (2011).

Pour l'étude de l'eau atmosphérique, il nous a semblé que les radiomètres micro-ondes au sol répondaient à nos exigences concernant la vapeur d'eau et

les radars (au sol ou aéroporté) à celles concernant l'eau liquide ou solide.

1.1.1 Utilisation du radar pour la détection de l'eau liquide ou solide atmosphérique

Les radars émettent des ondes électromagnétiques dont la fréquence f est comprise entre 1 et 100GHz. Cet intervalle est découpé en domaines de fréquences ou *bandes* ; le tableau 1.2 répertorie de manière non exhaustive les fréquences utilisées en météorologie (cf. Skolnik, 2008). Cette thèse s'est portée sur les fréquences courantes d'environ 5, 10, 15, 35 et 94GHz. Les bandes de fréquences non répertoriées ont des utilisations plus spécifiques, par exemple la bande *L* (pour *Long*) entre 1 et 2GHz est utilisée pour le contrôle aérien et la bande *UHF* (pour *Ultra Haute Fréquences*, $0.3 < f \text{ (GHz)} < 1$) a des applications militaires, entres autres la détection balistique. Notons que les bandes *K* entre 18 et 27GHz et *V* entre 40 et 75GHz n'ont que des utilisations très limitées en météorologie (la bande *K* est avant tout utilisée par les radars routiers de contrôle de la vitesse des véhicules) à cause d'une forte absorption par la vapeur d'eau et le dioxygène, respectivement. Dans le tableau 1.2, nous avons noté que la bande K_a est utilisée par les satellites de télécommunication, mais plus généralement, elle est utilisée pour envoyer et/ou recevoir des informations aux satellites.

Comme nous l'avons dit précédemment, les radars aéroportés de l'aviation civile fonctionnent pour des raisons historiques en bande *X* avec une antenne de faible diamètre comparée aux capacités actuelles. Pour déterminer les meilleurs paramètres de fonctionnement des radars aéroportés destinés à la détection du danger météorologique, nous avons comparé l'apport des différentes fréquences tout en faisant varier certains paramètres, comme l'ouverture du faisceau.

Cette étude s'est faite par la simulation numérique : nous avons construit un simulateur d'observations par radar aéroporté capable de générer des systèmes précipitant de mésoéchelle, soit théorique, soit inspiré de cas réel, pour ensuite effectuer des observations de ces systèmes. Ce simulateur nous permet de garder le contrôle sur tout un ensemble de paramètres importants : la géométrie, les taux de précipitations, les contenus en eau/glace, la fréquence du radar, l'ouverture de son faisceau, les systèmes précipitant, etc.

Dans un second temps, nous avons abordé la faisabilité de la technique radar double fréquence, c'est-à-dire l'utilisation d'un unique radar aéroporté mesurant simultanément à deux fréquences différentes, pour la détection de la grêle. Ces deux aspects se justifient par la nécessité d'améliorer l'identification des

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	

TABLE 1.2 – Descriptions des différentes bandes de fréquences utilisées en radar météorologie. f désigne la fréquence, λ_0 la longueur d’onde dans le vide. 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*)

systèmes météorologiques dangereux par les pilotes des avions commerciaux. Soulignons que, malgré l’importance du sujet, très peu d’études ont été réalisées à ce propos, d’où un manque certain de documentation sur le sujet.

1.1.2 Utilisation du radiomètre micro-onde pour la climatologie de la vapeur d’eau

Les mesures radiométriques (pas seulement micro-ondes) basées à la surface sont utiles dans une grande variété de domaines. Les radiomètres peuvent fonctionner dans le visible, tels que les Lidars, ou dans les micro-ondes. On peut noter, par exemple, l’étude du bilan d’eau et des processus atmosphériques (Fig. 1.1), les observations et prévisions météorologiques (ce n’est toutefois pas le cas en France), la paramétrisation des modèles climatiques, la validation des mesures satellitaires et la physique fondamentale. Une capacité importante des radiomètres est l’observation presque en continue avec des résolutions temporelles allant de la seconde à quelques minutes. La mesure avec des radiomètres permet l’amélioration des modèles de transferts radiatifs à la fois en atmosphères claires, nuageuses et précipitantes. De plus, les développements récents de techniques d’inversions et de leur optimisations (par exemple, Clothiaux et al., 2000; Rodgers, 2000) fournit des données de plus en plus précises et de

1. Introduction générale

nouveaux produits. Puisque notre objectif est l'étude de la climatologie et des profils de vapeurs d'eau, le radiomètre micro-onde nous a semblé l'instrument le mieux adapté.

La vapeur d'eau jouant un rôle essentiel dans troposphère et influençant grandement la propagation des signaux micro-ondes, il nous a semblé nécessaire de documenter aussi complètement que possible la distribution de la vapeur d'eau et ses variations diurnes et saisonnières. La campagne de mesure internationale AMMA en 2006, qui avait pour objectif d'étudier la mousson africaine, était parfaitement adapté pour commencer notre étude car de nombreux instruments ont fonctionné pendant cette campagne et de façon continue durant une année. En particulier, l'instrument choisi pour ce travail de thèse est un radiomètre micro-ondes du réseau ARM de la station mobile de ARM (AMF, cf. Slingo et al. 2008).

Les radiomètres micro-ondes sont des appareils mesurant l'intensité de diverses bandes de fréquences entre 1 et 100GHz. Ils sont habituellement déployés pour la télédétection de la troposphère. Leur plus grand avantage et qu'ils peuvent fournir, même en présence de nuages, brouillard ou bruine, les propriétés thermodynamiques de l'atmosphère avec une bonne précision. Au cours de la dernière décennie, depuis que les radiomètres micro-ondes sont devenus des instruments robustes (une liste des appareils disponibles sur le marché est donnée Tab. 1.3), le RPG-HATPRO a, par exemple, un coût d'environ 150 000 €, des ensembles de réseaux opérationnels de radiomètres micro-ondes ont été implémentés tout autour du globe (le réseau ARM en particulier, avec 8 radiomètres micro-onde fixes et un qui équipe la station mobile AMF).

Kipp & Zonen MTP5	ATTEX (Russie)	Monocanal (60 GHz) www.kippandzonen.com
Radiometrics MP-3000	Radiometrics Corp. (États-Unis)	Multicanal (35 fréquences) www.radiometrics.com
RPG-HATPRO	The Radiometer Physics (Allemagne)	Multicanal (14 fréquences) www.radiometer-physics.de

TABLE 1.3 – Liste non exhaustive par ordre alphabétiques de radiomètres micro-ondes disponibles sur le marché.

Dans ce contexte, nous avons analysé en détail la distribution de la vapeur d'eau au Sahel ; notons que c'est dans la zone inter-tropicale que les systèmes précipitants les plus puissants, donc les plus dangereux pour les avions, se développent. La région de Niamey a été choisie du fait de la présence d'un radar

et du radiomètre ARM à l'aéroport Diori Hamani. De plus, le Sahel est une zone continentale et les questions d'indice de réfraction des micro-ondes ont rarement été observées dans ce type d'environnement.

Dans la seconde partie de notre thèse, ce radiomètre profileur a fourni des informations essentielles et originales sur le cycle de la vapeur d'eau atmosphérique. Cette étude s'inscrit donc dans la continuité de la campagne AMMA où l'on exploite les données de cette campagne. Elle propose une description détaillée et novatrice des cycles diurnes de la vapeur d'eau, et de leurs variations saisonnières, réalisée grâce à l'exploitation d'une année complète de données radiométriques. Ces résultats originaux, qui complètent la documentation existante, démontrent aussi de façon claire l'incontestable apport du profileur radiométrique comme outil d'étude de la vapeur d'eau. De plus, l'instrumentation au sol présente un intérêt potentiel pour l'étude des synergies entre les différents capteurs spatiaux.

1.1.3 Impact de la climatologie de la vapeur d'eau sur la mesure radar

Dès la première utilisation des radars, des problèmes d'échos "fantômes" sont apparus. Ils sont dus à la propagation dite anormale du signal micro-onde en raison de la vapeur d'eau troposphérique. En effet, dans certaines conditions que nous verrons ultérieurement, le faisceau peut se courber et "rebondir" sur le sol plusieurs fois, provoquant l'apparition d'un signal sur l'écran radar là où il n'y a rien en réalité. Dans certains cas extrêmes, mais toutefois assez fréquents, les micro-ondes émises deviennent prisonnières de guides d'onde, créant ainsi des mirages et faisant apparaître sur l'écran radar des échos qui sont au-delà de son horizon de mesure. Il est clair qu'une image radar est donc *contaminée* par des effets qu'il convient d'identifier, ce qui exige de connaître leur conditions de formations. Ces effets sont des échos de sol ; dans le contexte de la sécurité aérienne, ils concernent le voisinage des aéroports.

Dans la dernière partie de cette thèse, nous avons réalisé une étude détaillée de la propagation anormale des micro-ondes. En dehors de la gêne occasionnée pour la mesure radar, ce phénomène accroît aussi le niveau de bruit du signal d'information ; dans les cas de guides d'ondes, la connexion d'un téléphone portable avec des antennes relais est perturbée.

Comme le gradient d'indice de réfraction de l'air dépend essentiellement du gradient de la vapeur d'eau, l'étude de la vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest avec le radiomètre nous a permis de réaliser une analyse de cet indice optique.

Nous avons abordé son impact sur la mesure radar ainsi que la distribution des propagations anormales dans le temps et l'espace, en nous appuyant sur une année de mesures radiométriques. Cette étude est totalement novatrice car l'étude du cycle diurne et saisonnier de l'indice de réfraction de l'air et des propagations anormales correspondantes dans une zone continentale de transition climatique n'a, à notre connaissance, jamais été effectuée auparavant : la littérature est très mince sur le sujet, puisque les propagations anormales en terrain continental n'ont été observées que dans une seule étude auparavant.

1.2 Plan

Ce travail de recherche qui a duré trois ans s'articule autour de quatre articles publiés ou soumis dans des revues internationales de rang A, et d'un article publié dans une revue de vulgarisation scientifique en langue française. Ces contributions constituent les chapitres 3, 4, 5 et 6 de ce manuscrit de thèse ; chacune est immédiatement précédée d'une synthèse en français qui présente le contexte et l'objectif de l'étude, et reprend les principaux résultats et conclusions. En conséquence, dans ces textes en français, il nous a paru superflu de répéter les références bibliographiques et les figures utilisées.

Chapitre 2

Contexte général de la mesure par radars aéroportés à haute altitude

Depuis la fin du XX^e siècle, l'avion est le moyen de transport à longue distance le plus utilisé. En cas de nécessité, on peut parcourir la planète en un temps relativement court, au plus une ou deux journées. Pour s'en convaincre, il suffit de jeter un coup d'œil sur le trafic aérien mondial disponible, en temps réel, sur divers sites internet ¹.

On peut trouver sur ces sites pléthore d'informations, comme le nombre de vols commerciaux chaque jour (environ 8 000) ou le nombre d'avions volant à chaque instant (environ 5 000), mais aussi observer les couloirs aériens. On se rend compte ainsi que la plupart des régions de la planète sont concernées, les concentrations maximales d'avions se trouvant au-dessus de l'Europe, l'Amérique du Nord et l'Asie. Aussi comprend-on que la sécurité des vols commerciaux soit un thème essentiel, voire prioritaire. Dans ce chapitre ainsi que les deux suivants, on s'intéresse exclusivement au danger météorologique que sont les systèmes précipitants lors de la phase de croisière. Si l'on considère un vol long-courrier qui emprunte, par exemple, le couloir aérien reliant l'Amérique du Sud à l'Europe, l'avion aura l'occasion de rencontrer des systèmes précipitants de caractéristiques variées : océaniques d'abord, continentaux et des latitudes tropicales ensuite le long de la côte ouest de l'Afrique, des latitudes moyennes enfin à l'approche de l'Europe. L'accident du vol Rio-Paris, le 1^{er} juin 2009, ou celui du vol Alger-Ouagadougou le 23 juillet 2014, sont des exemples récents qui rappellent la nécessité de bien comprendre le danger météorologique associé aux systèmes convectifs précipitants. Pour le premier exemple,

1. Par exemple : <http://www.flightradar24.com/>

l'avion est entré dans un système de mésoéchelle constitué de cumulonimbus associé à des orages intenses, puis une cascade d'événements a conduit à l'issue que l'on connaît : la perte de l'avion et de la totalité de ses passagers et des membres de l'équipage. Ce genre d'accident, lié à la météorologie, est toutefois relativement rare : dans son rapport annuel de 2012, le Bureau d'Enquêtes et d'Analyses pour la sécurité de l'aviation civile recense depuis 2007 seulement deux autres accidents de type « Vol en conditions météorologiques défavorables » (BEA, 2012). Le rapport entre le nombre d'accidents dus à la météorologie (3) et le nombre de vols commerciaux (environ 150 millions sur cinq ans) est de l'ordre de 10^{-8} , ce qui permet de fixer les idées quant à la rareté de ces accidents météorologiques. Il reste cependant essentiel de détecter les dangers qu'ils représentent pour que les accidents n'augmentent pas.

Dans ce chapitre, on présente tout d'abord brièvement la nature du danger que constituent les systèmes précipitants pour un avion commercial, puis on s'intéresse à l'outil radar qui permet à un pilote d'évaluer le danger.

2.1 Systèmes précipitants

Les systèmes précipitants sont constitués d'hydrométéores nuageux (cristaux de glace et gouttelettes) en suspension dans l'atmosphère et d'hydrométéores précipitants (pluie, neige, graupel, grêle) qui, par définition, peuvent atteindre la surface. Selon la vitesse des courants d'air ascendants, on distingue deux types, non exclusifs, de systèmes précipitants : les stratiformes et les convectifs (Houze, 1997). Pour les premiers, les ascendances sont trop faibles pour maintenir les hydrométéores en altitude ; ces derniers tombent dans le champ de pesanteur terrestre et confèrent une structure stratifiée au système précipitant (cf. Fig. 2.1). À température négative, on trouve des cristaux de glace et de la neige sèche et de l'eau liquide en surfusion ; à température positive, on a de la neige mouillée (ou fondante), sur une épaisseur maximale de 500 mètres sous l'isotherme 0°C et, plus bas, de la pluie. Pour les seconds, au contraire, les fortes ascendances – plusieurs mètres par seconde – qui y règnent portent les hydrométéores en altitude et les y maintiennent suffisamment longtemps pour permettre la formation de précipitations intenses comme la grêle (cf. Fig. 2.1). La stratification du système n'existe donc plus ; ces systèmes sont caractérisés par la présence de tours (ou cellules) convectives pouvant atteindre la tropopause, soit une altitude comprise entre 12 km sous les latitudes moyennes et 18 km sous les tropiques.

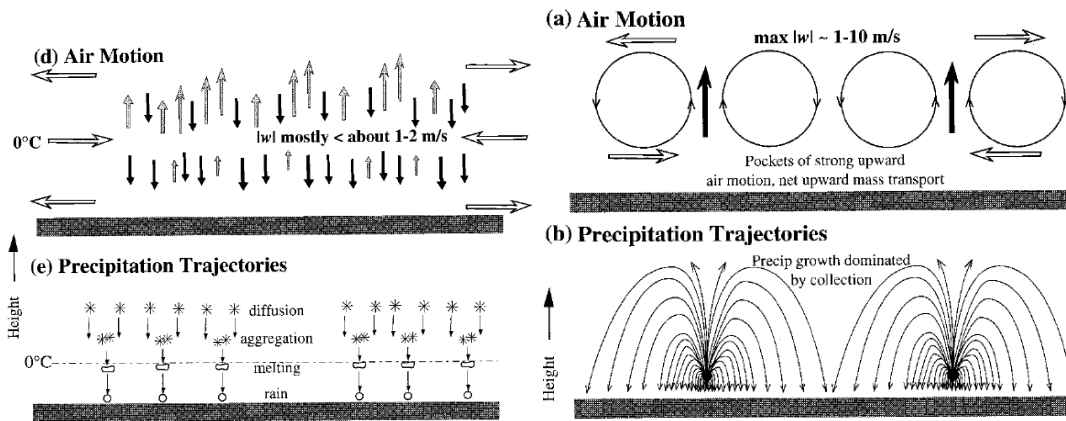


FIGURE 2.1 – (Gauche) Schéma de la structure d'un nuage stratiforme. (Droite) Schéma de la structure d'un nuage convectif. Figures tirées de (Houze, 1997).

Il est important de noter que l'on peut trouver une ou plusieurs tours convectives au sein de systèmes de mésoéchelle. Dans ces derniers, elles baignent dans un fond stratiforme qui s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres. Elles y sont parfois indépendantes, c'est-à-dire sans influence mutuelle si elles sont suffisamment espacées, et à différents stades d'évolution : certaines sont naissantes, d'autres en pleine maturité et, d'autres encore, moribondes. Elles peuvent être organisées comme dans une ligne de grains où elles sont alignées ou, au contraire, disposées de façon désordonnée.

Pour un avion en phase de croisière, qui vole entre 9 et 12 km d'altitude, les tours convectives sont le principal danger météorologique, en raison des fortes ascendances et de la grêle qu'elles peuvent contenir. Cette dernière est un type de précipitation qui présente la particularité d'être localisée et de courte durée. En effet, comme la grêle se développe là où les ascendances sont les plus fortes, elle n'occupe pas une tour convective dans son entièreté (environ 10 km de diamètre si l'on considère un cylindre) et, sur la durée de vie de cette dernière (quelque 30 min), elle n'est présente que pendant l'état mature de la cellule convective. Signalons, en outre, qu'un grêlon est une véritable pierre de glace : il est dur, son diamètre peut atteindre plusieurs centimètres et sa masse volumique est au moins de 0.8 g cm^{-3} . Du point de vue cinématique, sa vitesse de chute, par rapport au référentiel terrestre, est supérieure à 5 m s^{-1} (Pruppacher and Klett, 1997). C'est un véritable bombardement fort dommageable que subirait un avion s'il entrait dans une zone de grêle comme l'illustre la photo 2.2.

Un pilote doit donc localiser précisément les tours convectives dans les systèmes précipitants qui se dressent sur sa route et, de plus, estimer le mieux



FIGURE 2.2 – Avion après un bombardement de grêle, à l’aéroport de Calgary (Canada). Photo AFP franceinfo.fr.

possible leur intensité afin d’adapter sa trajectoire en conséquence, autrement dit choisir le trajet le moins risqué. Cette tâche n’est pas simple, car un pilote ne jouit pas d’une liberté totale. En effet, il ne peut pas se permettre un détour trop grand, puisque sa quantité de kérosène est limitée. En outre, les avions sont conçus pour voler à une altitude déterminée (9–12 km), de sorte qu’un pilote ne peut pas passer au-dessus des tours convectives. Aussi le moindre couloir qui permet à l’avion de passer, sans trop de risque, à travers un système précipitant doit-il être identifié. De surcroît, il est indispensable que la détection s’effectue à grande distance, au moins 150 km. En effet, cette distance est parcourue en seulement dix minutes à une vitesse de croisière de 900 km h^{-1} , ce qui est plutôt court pour planifier le changement de trajectoire d’un avion ; un pilote a donc peu de temps pour la prise de décision. Cette condition de distance est une contrainte forte qui, comme nous allons le voir, contribue à rendre la détection difficile.

2.2 Détection des cellules convectives par radar

Depuis une trentaine d’années, les radars sont devenus des instruments incontournables pour l’étude des systèmes précipitants. Ils permettent de suivre, sur une très grande étendue spatiale (10 à 100 km) et avec une bonne résolution temporelle — la dizaine de minutes — l’évolution d’un système précipitant, dans son entièreté et sans le perturber. Dans les avions, la détection des systèmes précipitants s’effectue, de nos jours, à l’aide d’un radar qui se trouve dans le nez de l’avion (Fig. 2.3). L’antenne possède un diamètre D_a de quelque 60 cm et émet des micro-ondes à une fréquence f d’environ 10 GHz, soit environ 3.2 cm en termes de longueur d’onde dans le vide (λ_0); cette fréquence

appartient au domaine appelé bande X (Tab. 1.2). L'avantage des micro-ondes est qu'elles pénètrent les systèmes précipitants et, par conséquent, permettent de déterminer leur structure et leur contenu.



FIGURE 2.3 – Antenne radar située à l'intérieur du nez d'un Airbus A320. « Airbus A320-214 Vueling Airlines EC-HTD » par curimedia – Flickr.

2.2.1 Fonctionnement d'un radar

Un radar émet périodiquement (période T) des micro-ondes sous forme d'impulsions (ou paquets d'ondes) de durée τ dont la fréquence centrale f est comprise entre 1 et 100 GHz (Fig. 2.4a). Lorsqu'une impulsion interagit avec un hydrométéore, une partie de l'onde est renvoyée (rétrodiffusée) en direction du radar alors que l'autre est absorbée ou diffusée dans une direction différente de l'incidente. La mesure de la durée Δt qui sépare l'émission de la réception du signal rétrodiffusé permet d'estimer la distance r à laquelle se situe l'hydrométéore : $r = c\Delta t/2$, où c est la vitesse de la lumière dans le vide. La distance maximale qui peut être atteinte, ou *portée*, est donnée en posant $\Delta t = T$, car, pour éviter toute ambiguïté, l'impulsion émise doit revenir au radar avant que celui-ci n'émette la suivante. Pour $\Delta t = \tau$, on obtient 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 (Fig. 2.4b). Typiquement, $\tau \sim 1 \mu s$, d'où $\Delta r \sim 150 m$, et $T \sim 1 ms$, d'où une portée de 150 km.

En outre, le rayonnement de l'antenne d'un radar est plus ou moins directionnel : l'énergie électromagnétique se concentre essentiellement dans un faisceau, appelé lobe principal, qui représente 80% de l'énergie électromagnétique totale émise. Ce faisceau utile est modélisé par un cône dont l'axe principal est celui de la direction de l'antenne et l'angle au sommet pris, par convention, à mi-puissance du faisceau. En termes logarithmiques, on parle d'ouverture à 3 dB et

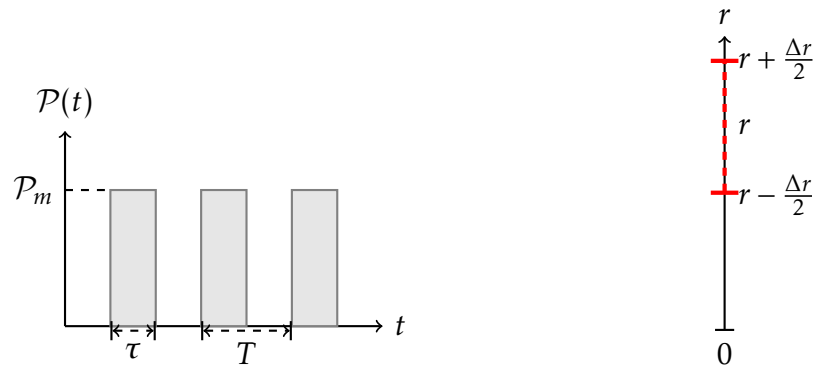


FIGURE 2.4 – (a) Signal électromagnétique émis par un radar ; (b) Intervalle de résolution radiale d'un radar.

on introduit l'angle $\theta_{3\text{dB}}$, typiquement compris entre 0.1° et 4° . Généralement, le faisceau est dit *directif* en dessous de 1° , sinon il est qualifié d'*ouvert*. Cet angle, qui définit ainsi la *résolution angulaire* du radar, dépend de la longueur d'onde et du diamètre de l'antenne $\theta_{3\text{dB}} \approx 70\lambda_0/D_a$, où λ_0 et D_a sont exprimés dans la même unité (Fig. 2.5).

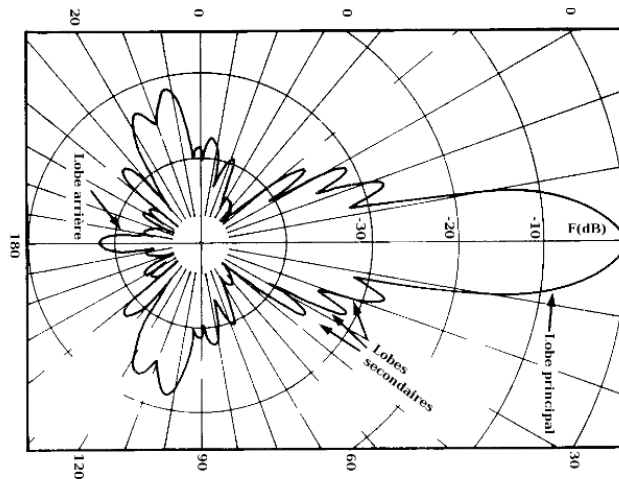


FIGURE 2.5 – Diagramme polaire de rayonnement normé d'une antenne (Sauvageot, 1992).

Ce qui précède permet de définir la cellule, ou volume V_r , de résolution, à la distance r :

$$V_r = \frac{\theta_{3\text{dB}}}{3} \left[\left(r + \frac{\Delta r}{2} \right)^3 - \left(r - \frac{\Delta r}{2} \right)^3 \right] \left[\cos\left(\theta - \frac{\theta_{3\text{dB}}}{2} \right) - \cos\left(\theta + \frac{\theta_{3\text{dB}}}{2} \right) \right] \quad (2.1)$$

le signal reçu par l'antenne est celui renvoyé par tous les hydrométéores à l'intérieur de cette cellule. Ce volume correspond donc au pixel radar.

Précisons que les antennes utilisées sont plates et qu'elles ne sont pas des réflecteurs paraboliques. Elles sont constituées par un ensemble de dipôles électromagnétiques formant une structure périodique ; on parle d'antennes à réseau de phase (Skolnik, 2008). Ce sont les propriétés du réseau (forme des dipôles radiatifs, pas), l'amplitude et la phase du courant électrique qui les excite qui donnent à l'antenne ses caractéristiques émettrices. En particulier, la commande électronique permet de façonner en forme et direction le faisceau électromagnétique émis et, en outre, de limiter voire supprimer les mouvements qui sont indispensables aux antennes à commande mécanique. Ces réseaux électroniques sont les stricts analogues des réseaux optiques.

2.2.2 Réflectivité radar

Quantitativement, on caractérise la capacité d'une catégorie d'hydrométéores à renvoyer (rétrodiffuser) les micro-ondes vers le radar par une grandeur appelée réflectivité que l'on propose d'explicitier. Du point de vue électromagnétique, les hydrométéores sont indépendants les uns des autres. La réponse d'une cellule de résolution à son éclairage par une micro-onde est donc la somme des signaux émis par chaque hydrométéore. On appelle *réflectivité* cette somme incohérente :

$$\eta = \int \sigma(D)N(D) dD \quad (2.2)$$

où σ est la section efficace de rétrodiffusion d'un hydrométéore de diamètre sphérique (équivalent) D et $N(D)$ la distribution en taille des hydrométéores, c'est-à-dire le spectre des diamètres des hydrométéores contenu dans un volume unitaire, D est le diamètre équivalent. La réflectivité η caractérise la cible. Dans l'approximation de Rayleigh ($\lambda_0 \gg D$), elle s'écrit :

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

avec K le facteur de Claussius-Mossoti. Dans cette expression, Z , exprimé en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, est un coefficient 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 :

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

pour 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 : $Z_e(\text{dBZ}) = 10 \log(Z_e/Z_0)$, où $Z_0 = 10^{-18} \text{ m}^3$ est un seuil de réflectivité, précisément celui d'une goutte de 1 mm de diamètre dans 1 m^3 .

La puissance moyenne reçue par une antenne \mathcal{P}_m , de la part d'une cellule de résolution centrée en r , a pour expression (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 (en dBkm^{-1}) de chaque cellule de résolution située entre l'antenne et la cible exclue :

$$10 \log\left(\frac{L}{L_0}\right) = - \int_0^r a_t(r) dr \quad (2.6)$$

où $L_0 = 1 \text{ m}^{-1}$ et

$$a_t \approx 4.343 \int Q_t(D) N(D) dD \quad (2.7)$$

On en déduit que la réflectivité réellement mesurée $\eta_m = L^2 \eta$ s'écrit en termes logarithmiques $Z_m = 20 \log(L/L_0) + Z$ d'où :

$$Z_m = Z - 2 \int_0^r a_t(r) dr \quad (2.8)$$

Comme σ et Q_t dépendent de f , il en est de même de η et a_t , et donc *a fortiori* de Z_m . C'est sur la dépendance entre Z_m et f que le chapitre 3 se concentre.

2.2.3 Diffusion de Mie

Lorsqu'une onde électromagnétique rencontre une hétérogénéité dans son milieu de propagation, en l'occurrence un hydrométéore, elle est diffusée et une partie de son énergie est absorbée. En toute rigueur, on traite une telle interaction par la théorie électromagnétique (équations de Maxwell, développement multipolaire). Cependant, pour des hydrométéores sphériques, supposés

être diélectriques, non magnétiques, de diamètre D , on utilise la théorie de Mie (1908) qui donne les sections efficaces *exactes* de rétrodiffusion σ et d'extinction Q_t , selon :

$$\sigma = \frac{\lambda_0^2}{4\pi} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1)(a_n - b_n) \right|^2 \quad (2.9)$$

$$Q_t = -\frac{\lambda_0^2}{2\pi} \operatorname{Re} \left[\sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(a_n + b_n) \right]^2 \quad (2.10)$$

où n est un nombre entier positif.

Dermendjian (1969) a adapté les expressions de Mie pour le calcul numérique en utilisant des suites récurrentes :

$$a_n = \frac{(A_n/\varepsilon + n/\alpha) \operatorname{Re}(W_n) - \operatorname{Re}(W_{n-1})}{(A_n/\varepsilon + n/\alpha) W_n - W_{n-1}} \quad (2.11)$$

$$b_n = \frac{(\varepsilon A_n + n/\alpha) \operatorname{Re}(W_n) - \operatorname{Re}(W_{n-1})}{(\varepsilon A_n + n/\alpha) W_n - W_{n-1}} \quad (2.12)$$

où $\alpha = \pi D/\lambda$, $y = \varepsilon \alpha$, ε étant la permittivité diélectrique complexe de l'hydro-météore ; $A_n = -n/y + (n/y - A_{n-1})^{-1}$, $A_0 = 1/\tan(y)$; $W_n = [(2n-1)/\alpha] W_{n-1} - W_{n-2}$, avec $W_0 = \sin \alpha + i \cos \alpha$ et $W_{-1} = \cos \alpha - i \sin \alpha$.

Si le diamètre du diffuseur est faible par rapport à la longueur d'onde, on peut se contenter de l'approximation de Rayleigh. Dans ce dernier cas (Doviak and Zrnić, 2006) :

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (2.13)$$

$$Q_s = \frac{2}{3} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad \text{et} \quad Q_a = \frac{\pi^2}{\lambda} D^3 \operatorname{Im}(-K) \quad (2.14)$$

et $Q_t = Q_a + Q_s$.

L'approximation de Rayleigh n'est jamais valable pour la grêle, ce qui sera un point important dans notre étude sur la détection de la grêle (chapitres 3 et 4).

2.2.4 Différences entre les radars à destination de la recherche et de l'aviation commerciale

Les radars aéroportés à destination de la recherche scientifique et ceux de l'aviation commerciale pour la détection du danger météorologique ont un fonc-

2. Mesure par radars aéroportés

tionnement fondamentalement différent du fait des objectifs poursuivis. Les radars aéroportés dans l'aviation commerciale sont des antennes PAR (*Phased Array Radar*, ou antenne réseau à commande de phase) plates et fixes, car cette technologie permet un angle de vue d'environ 60° sans avoir besoin de bouger mécaniquement l'antenne. Ces antennes sont composés d'un ensemble de modules individuels, lesquels sont alimentés avec des signaux dont la phase est ajustée de façon à obtenir le diagramme de rayonnement voulu. Le nombre de modules dépend de l'ouverture du faisceau (qui dépend aussi de la longueur d'onde et du diamètre) de l'antenne. Chaque module est un émetteur-récepteur de signal électromagnétique.

Les radars de l'aviation commerciale sont fabriqués par l'entreprise Rockwell Collins, qui est **un fournisseur important sur le marché**, et sont des antennes en bande X, de 60 cm de diamètre et d'une puissance totale de 270 W (150 W de puissance utile et 120 W de dissipée). **Notons que le choix entre les bande X et C a été discuté par Hildebrand et al. (1981)**. Les antennes PAR sont composées de modules individuels (au nombre de 600 pour un radar bande X de 60 cm) qui sont des circuits imprimés, peu coûteux car pouvant être fabriqués en masse de façon industrielle [moins de 30\$ l'unité, Loew et al. (2004)], mais de faible puissance (entre 0.1 et 0.4 W environ) et sans polarisation possible. Ces radars coûtent moins de 20 000 \$.

Concernant les radars de recherche aéroportés, prenons l'exemple d'ELDORA, fruit d'une collaboration entre le **Centre de Recherches en Physique de l'Environnement Terrestre et Planétaire** et le NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), qui fonctionne en bande X (Hildebrand et al., 1996). C'est une antenne PAR de 125 cm, composée d'environ 3 000 modules. Ces modules ne sont pas des circuits imprimés comme leurs homologues de l'aviation commerciale. Ce sont des émetteurs-récepteurs "traditionnels", d'un coût unitaire estimé entre 1 000 et 3 000\$. Ils permettent une puissance de 10 W par module, soit un radar d'une puissance totale d'environ 30 000 W (deux ordres de grandeurs de plus que les radars de l'aviation commerciale!). Cette puissance de fonctionnement exige un refroidissement liquide des modules du radar, augmentant la complexité de leur conception. Par ailleurs, une telle puissance de fonctionnement présente un danger potentiel pour l'équipage et les éventuels passagers de l'avion de recherche, **c'est pourquoi ces radars sont disposés à l'arrière de l'appareil et visent latéralement en faisant un balayage conique autour de l'axe du fuselage**. Ils n'ont donc pas pour but de détecter le danger à venir. ELDORA est un radar qui autorise la polarisation simple. Le radar ELDORA a coûté environ 3 millions de dollars, soit encore une fois deux ordres de gran-

deurs en plus que les radars de détection de l'aviation commerciale Ce n'est pas le sujet de cette thèse, mais pour la double polarisation avec une antenne PAR, il y a encore des recherches au niveau théorique à effectuer (Zhang et al., 2009). Un biais apparaît au-delà de la mesure par rapport à la normale de l'antenne pour la double polarisation PAR. On peut toutefois considérer ce biais comme suffisamment faible pour des mesures avec un angle de visé inférieur à 20° . Néanmoins, comme cela a été discuté lors de la 36th Conference on Radar Meteorology de l'American Meteorological Society, la communauté scientifique est très active sur le sujet de la double polarisation par antenne PAR.

Les radars de l'aviation commerciale sont donc peu chères, de petite taille et de faible puissance, utilisant une technologie pouvant être fabriquée en masse. Ils sont conçus précisément pour détecter les zones de grêles, mais pas pour faire une étude détaillée de la microphysique dans les systèmes précipitants comme les radars destinés à la recherche. Ces derniers s'intéressent à la discrimination la plus précise possible des catégories d'hydrométéores et à leurs propriétés physiques (taille, vitesse de chute, etc.). Notons par ailleurs que la mesure par les radars de recherche aéroportés sont soumises à des difficultés particulières comme, par exemple, les effets de roulis et de tangage de l'avion. Ces effets n'ont pas lieu d'être dans l'aviation commerciale car les avions sont équipés de centrales inertielles de très haute précision.

2.3 Bibliographie

- R. J. Doviak and D. S. Zrnić. *Doppler radar and weather observations*. Dover Publications, 2006.
- M. Golio and J. Golio. *RF and Microwave Applications and Systems*. The RF and Microwave Handbook, Second Edition. CRC Press, 2007. ISBN 9781420006711.
- Peter H Hildebrand, Richard A Oye, and Richard E Carbone. X-band vs C-band Aircraft Radar : The Relative Effects of Beamwidth and Attenuation in Severe Storm Situations. *Journal of Applied Meteorology*, 20(11) :1353–1361, 1981.
- Peter H Hildebrand, Wen-Chau Lee, Craig A Walther, Charles Frush, Mitchell Randall, Eric Loew, Richard Neitzel, Richard Parsons, Jacques Testud, François Baudin, et al. The ELDORA/ASTRAIA airborne Doppler weather radar : High-resolution observations from TOGA COARE. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(2) :213–232, 1996.

2. Mesure par radars aéroportés

- Robert A. Houze. Stratiform precipitation in regions of convection : A meteorological paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10) : 2179–2196, Oct 1997. ISSN 0003-0007.
- Eric Loew, Wenchau Lee, J Vivekenandan, J Moore, JS Herd, and S Duffy. An airborne phased array radar concept for atmospheric research. In *33rd Conference on Radar Meteorology of the American Meteorological Society*, 2004.
- G. Mie. Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen. *Ann. Phys.*, 330(3) :377–445, 1908.
- J. R. Probert-Jones. The radar equation in meteorology. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 88 (378) :485–495, 1962.
- H. R. Pruppacher and J. D. Klett. *Microphysics of clouds and precipitation*. Atmospheric and oceanographic sciences library. Kluwer Academic Publishers, 1997.
- H. Sauvageot. *Radar Meteorology*. Artech House, 1992.
- M.I. Skolnik. *Radar Handbook, Third Edition*. Electronics electrical engineering. McGraw-Hill, 2008. ISBN 9780071485470.
- Guifu Zhang, Richard J Doviak, Dusan S Zrnica, Jerry Crain, David Staiman, and Yasser Al-Rashid. Phased array radar polarimetry for weather sensing : A theoretical formulation for bias corrections. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 47(11) :3679–3689, 2009.

Chapitre 3

Comparaison des bandes de fréquences des radars aéroportés

On présente ici l'objectif scientifique et les principaux résultats de l'article suivant :

V. Louf, O. Pujol, H. Sauvageot, and J. Riedi : *Simulation of Airborne Radar Observations of Precipitating Systems at Various Frequency Bands*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol.52, no.3, pp.1627–1634, March 2014. Il sera désigné, par la suite, de manière abrégé A1. Il suit immédiatement cette présentation.

Par ailleurs, une version simplifiée de A1 a fait l'objet d'une communication avec acte :

V. Louf, O. Pujol, and J. Riedi : *Simulation of Airborne Radar Observations of Precipitating Systems at Various Frequency Bands*. AIP Conference Proceedings, 1531, 111-114 (2013), lors de l'International Radiation Symposium (IRS) 2012 à Berlin.

3.1 Objectif de l'étude

Initialement, les avions commerciaux étaient petits et volaient sur de courtes distances. En raison du peu d'espace disponible, les radars aéroportés fonctionnaient en bande X ($f \approx 10\text{GHz}$, $\lambda_0 \approx 3.2\text{cm}$) et avaient un diamètre d'antenne D_a d'environ 60 cm. **Les radars opérationnels de l'aviation sont communément des radars en bande X, bien que la bande C soit, parfois, employée (Golio and Golio, 2007).** Ces caractéristiques sont toujours utilisées de nos jours malgré la taille importante des avions actuels. L'Airbus A380 ou le Boeing 747-8 ont une

3. Comparaison des bandes de fréquences

hauteur de 20 m, une envergure de 70 m et un fuselage de 7 m qui transportent jusqu'à 800 passagers sur 15 000 km de distance ; ils rencontrent donc diverses conditions météorologiques et des zones dangereuses que les radars aéroportés doivent localiser en donnant des champs de réflectivité Z_m exploitables.

Il se pose alors naturellement la question de l'efficacité des radars aéroportés : sont-ils suffisamment optimisés au vue des attentes actuelles ? L'utilisation de la bande X et les petits diamètres d'antennes sont-ils la meilleure solution aujourd'hui ? En effet, de telles caractéristiques conduisent à une largeur de faisceau à 3 dB ($\theta_{3\text{dB}}$) de 3.7° , en utilisant la relation $\theta_{3\text{dB}} = 70\lambda_0/D$ (Skolnik, 2008). Une telle valeur de $\theta_{3\text{dB}}$ est très importante et contribue à dégrader l'information donnée au pilote par effet de moyenne du champ de réflectivité Z_m . De plus, dans un fond stratiforme, la couche de fusion, qui a une réflectivité et une atténuation significative sur le signal micro-onde, ne peut pas être résolue (Pujol et al., 2012). Les observations par radar aéroporté seraient meilleures si la largeur du faisceau diminuait. Il faut, pour cela, augmenter la fréquence ou alors augmenter le diamètre de l'antenne. Par ailleurs, les zones à risque, comme la zone intertropicale, où les tours convectives les plus violentes peuvent se développer, sont généralement traversées par les gros porteurs et les longs courriers, des avions qui permettent une taille d'antenne potentiellement plus grande. De plus, les radars à ouvertures synthétiques (SAR, *synthetic aperture radar*) seraient assurément intéressants pour l'aviation civile. L'histoire et la technique des SAR sont décrites dans Skolnik (2008) pour d'autres contextes (notamment astronomique). Cette technologie est néanmoins en développement pour les observations météorologiques (Fritz et al. 2011).

L'objectif de ce travail est de comparer, dans le contexte de l'aviation civile, différents champs de réflectivité Z_m obtenu par un radar aéroporté à différentes fréquences et différents $\theta_{3\text{dB}}$. Quel est le meilleur couple ($f, \theta_{3\text{dB}}$) ? Une telle étude comparative par simulation entre les différentes bandes de fréquences micro-ondes est nouvelle pour un radar aéroporté ; la littérature attenante est très pauvre en comparaison de celle des observations par radar météorologique au sol. **Le sujet avait été abordé par Hitschfeld and Marshall (1954) et Hildebrand et al. (1981) ; ils mentionnaient l'avantage de la bande C pour les radars aéroportés météorologiques.**

Pour répondre à la question précédente, un modèle, réaliste et flexible, de systèmes précipitants a été mis au point et des simulations d'observations par radar aéroporté ont été effectuées aux six bandes de fréquences couramment utilisées en météorologie. Ces simulations ont été effectuées sur un système pré-

cipitant théorique, composé de deux rangées successives de tours convectives ; puis sur un système précipitant inspiré d'un véritable système de mésoéchelle convectif grêlifère.

3.2 Modélisation du système précipitant

Les systèmes précipitants sont constitués d'hydrométéores nuageux (cristaux de glace et gouttelettes) en suspension dans l'atmosphère et d'hydrométéores précipitants (pluie, neige, graupel, grêle) qui peuvent atteindre la surface.

3.2.1 Distribution spatiale des hydrométéores

Les hydrométéores nuageux sont caractérisés par leur contenu en eau respectif M_α ($\alpha = c$ pour les gouttelettes d'eau et $\alpha = i$ pour les cristaux de glace) en g m^{-3} . M_α est une fonction d'espace tridimensionnelle $M_\alpha(x, y, z) = G_\alpha(x, y, z)M_\alpha(z)$, où z est la coordonnée verticale et G_α une fonction poids dépendant des coordonnées horizontales x et y . Dans le modèle construit, un système stratiforme, tel qu'un nimbostratus, est considéré comme horizontalement uniforme : $G_\alpha(x, y) = 1$ d'où $M_\alpha(x, y, z) = M_\alpha(z)$.

Dans un système convectif, les ascendances d'air ont, par rapport au référentiel terrestre, une vitesse très importante, de 2 à 20 m s^{-1} (Houze, 1997). 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* 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.

Les systèmes de mésoéchelle sont formés par l'association de plusieurs cumulonimbus, de manière organisée ou non. L'isotherme 0°C est situé à environ 4–5 km d'altitude. La base du nuage est à environ 1 km d'altitude et sa hauteur est de l'ordre de 16 km. D'un point de vue microphysique, le cumulonimbus diffère du nimbostratus sur deux points essentiels : il contient de la grêle et des graupels, et les précipitations sont beaucoup plus intenses ; les hydrométéores nuageux aussi sont beaucoup plus nombreux.

3. Comparaison des bandes de fréquences

Les *hydrométéores précipitants*, ou précipitations, sont formés à partir des hydrométéores nuageux et se manifestent sous plusieurs formes : liquides, solides ou mixtes. 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 μm , on parle de *bruine* ; s'il est plus grand, c'est de la *pluie*. Une goutte est sphérique si $D < 1 \text{ mm}$; au-delà c'est un ellipsoïde dont le pôle inférieur est d'autant plus aplati que D est grand. Il est mécaniquement impossible de dépasser $D = 6 \text{ mm}$: au-delà la goutte se brise.

Les flocons de neige se forment quant à eux par agrégation de plusieurs cristaux de glace. 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* d'apparence cotonneuse. Le diamètre caractéristique du graupel varie de 0.5 à 5 mm. Enfin, 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. Le diamètre typique d'un grêlon peut atteindre quelque 10 cm.

La neige mouillée ne peut en aucun cas être négligée lors de mesure radar car elle rétrodiffuse et atténue fortement les micro-ondes (Pujol et al., 2012) ; dans les images radars résolues verticalement, elles se manifestent sous la forme de bande brillante.

La distribution en taille de la neige mouillée est considérée comme une moyenne pondérée des distributions de la pluie et de la neige sèche, car la quantité de neige mouillée dans la couche de fusion dépend de la quantité de neige sèche au-dessus, et, de même, la quantité de pluie sous la couche de fusion dépend de la quantité de neige mouillée.

Notons qu'il existe aussi de la grêle et du graupel mouillées, mais ceux-ci sont rares.

3.2.2 Distribution en taille des hydrométéores

Le système précipitant est complètement caractérisé en ajoutant une distribution en taille pour chacun des hydrométéores qu'il contient.

À un instant donné, la taille des hydrométéores présente une dispersion, ou distribution, déterminé par les différents processus qui forment les précipitations. Si on considère des distributions moyennes, on a des fonctions analytiques à disposition dans le tableau 3.1. Pour chaque pixel est défini une concentration, soit un contenu en eau/glace ($M_{l,i}$) pour les hydrométéores nuageux, soit un taux de précipitation pour la grêle, la pluie et la neige (R).

Hydrométéore	Distribution ($\text{cm}^{-3} \cdot \text{cm}^{-1}$)	Paramètres	Définitions
Gouttelettes nuageuses	$N(D) = N_0 D^2 \exp(-\Lambda D)$ $D < 100 \mu\text{m}$	$N_0 \approx 1,27 \times 10^8 \left(\frac{\rho_w N_t^2}{M_l} \right)$ $\Lambda \approx 3,16 \times 10^2 \left(\frac{\rho_w N_t}{M_l} \right)^{1/3}$	Ulbrich (1983)
Bruine	$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$ $100 < D (\mu\text{m}) < 200 \mu\text{m}$	$N_0 = \left[\frac{6M_l}{10^{-3}\rho_w\pi\Gamma(\mu+4)} \right] \Lambda^{\mu+4}$ $\Lambda = \frac{3,67 + \mu}{D_0}$	Ulbrich (1983)
Pluie	$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$ $D < 1 \text{ cm}$	$D_0 = 0,13R^{0,14}$ $N_0 = 6 \times 10^{-2} \exp(3,2 \times \mu)$	Ulbrich (1983) $\mu = 2$ stratiforme, 1 convectif
Cristaux de glace	$N(D) = 4,486 \times 10^6 M_g N_t D^{-2,417}$ $N(D) = 1,545 \times 10^{12} M_g N_t D^{-4,376}$	si $D < 6.7 \times 10^{-2} \text{ cm}$. si $D \geq 6.7 \times 10^{-2} \text{ cm}$.	Heymsfield et Platt (1996)
Graupel	$N(D) = N_0 D \exp[-\Lambda(D - D_0)]$ $0.5 < D (\text{mm}) < 5$	$N_0 = 0,025R^{-0,94}$ $\Lambda = 22,9R^{-0,45}$	Xu (1983)
Grêle Marshall et Palmer (1948)	$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$	$N_0 = 1.15 \times 10^{-3} \Lambda^{-3.63}$ $\Lambda = 1/3.45 \ln(88/R)$	Cheng et English (1983) Torlaschi et al. (1984)
Neige stratiforme Marshall et Palmer (1948)	$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$	$N_0 = aR^b$ et $\Lambda = cR^d$	$a \approx 0.038$; $b \approx -0.87$ $c \approx 25.5$; $d \approx -0.48$
Neige convective Sekhon et Srivastava (1970)	$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$	$N_0 = aR^b$ et $\Lambda = cR^d$	$a \approx 0.025$; $b \approx -0.94$ $c \approx 22.9$; $d \approx -0.45$

TABLE 3.1 – Expressions analytiques des distributions en taille des gouttelettes d'eau, des cristaux de glaces et des précipitations. D diamètre sphérique équivalent en cm, D_0 diamètre moyen, M_l et M_i contenu en eau et en glace en g m^{-3} , N_t est le nombre total de particules dans un mètre cube, ρ_w en masse volumique de l'eau liquide g cm^{-3} , R taux de précipitation en mm h^{-1} .

3.2.3 Méthode de simulation

L'avion portant le radar se situe à une altitude de 10 km et observe le système précipitant depuis le point R . La simulation est conduite ainsi : on définit un rectangle $KLMN$ à l'intérieur duquel est contenu le système précipitant 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 le plus éloigné du rectangle $KLMN$ par rapport à O (Fig. 3.1).

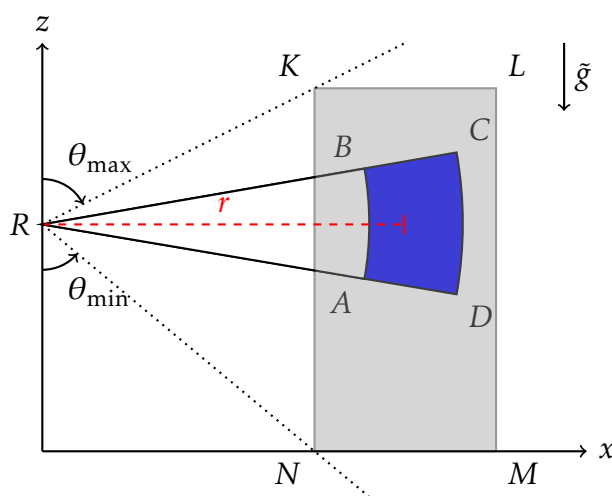


FIGURE 3.1 – Schéma du parcours de la cellule radar à l'intérieur du système précipitant. R désigne la position du radar, θ l'angle radar, $ABCD$ la cellule radar et $KLMN$ le système précipitant

Chaque pixel du rectangle $KLMN$ (Fig. 3.1) contient les informations microphysiques du système précipitant (champ d'hydrométéore, distribution en taille). 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 (2.7). On recommence en modifiant r et, dès le parcours sur l'axe radial terminé, on change θ , la simulation se termine quand tout le nuage a été parcouru par le faisceau radar. Pour cette étude, $\Delta r = 100$ m et $\Delta\theta = 0.1^\circ$.

3.3 Résultats

Outre la dégradation du signal radar qui s'accroît avec la fréquence en raison notamment de l'atténuation, la largeur du faisceau joue un rôle essentiel : s'il est trop large, deux cellules convectives proches ne sont pas résolues et le couloir étroit que pourrait emprunter un avion est invisible. C'est ce qui se passe souvent avec les radars actuellement utilisés dans l'aviation. Pour le montrer, nous avons effectué une simulation numérique de l'observation par un radar aéroporté (bande X, antenne de diamètre 60 cm) d'un système précipitant de mésoéchelle. Ce dernier, avec la position du radar en R , est représenté sur la figure 3.2a. On y voit trois cellules convectives, A , B et C , entourées d'une ligne noire, qui présentent un danger car on sait par ailleurs qu'elles contiennent de la grêle. Sur cette figure, la ligne en blanc indique une trajectoire, sans risque pour l'avion, à l'intérieur d'un couloir d'une dizaine de kilomètre de largeur. Or ce couloir n'apparaît pas sur la simulation : les deux cellules A et B ne sont pas résolues (Fig. 3.2b) en bande X avec un radar dont le diamètre de l'antenne est de 60 cm et, en outre, la cellule C est atténuée.

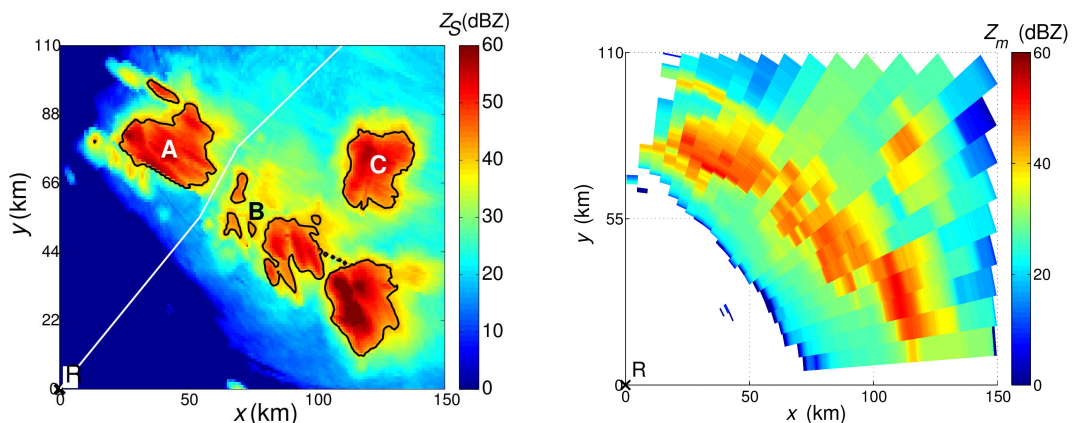


FIGURE 3.2 – (a) Coupe à 10 km d'altitude du champ de réflectivité Z_S (dBZ), en bande S, d'un système précipitant de mésoéchelle (Alabama, États-Unis, 2 mai 2003). Les données sont issues de Nexrad. La lettre R indique la position d'un avion et de son radar (31.9°N et -87.9°O). La ligne blanche montre la trajectoire sans risque que peut choisir le pilote. Les contours noirs, à l'intérieur desquels la réflectivité dépasse 45 dBZ, délimitent des zones de grêle (données Nexrad). (b) Simulation en bande X pour une antenne de diamètre 60 cm. Figures issues de A1.

En regardant l'influence du couple $(f, \theta_{3\text{dB}})$, toujours à l'aide de la simulation numérique, on se rend compte que l'atténuation est trop forte pour $f \geq$

15GHz, ce qui exclut d'emblée de telles fréquences d'observation, même si le faisceau radar est plutôt directif. Ce sont donc les bandes de fréquences *S*, *C* et *X* qui sont les plus intéressantes, car ce sont les moins atténuées. Sur les figures 3.3a, b et c, pour lesquelles $D_a = 2$ m, les cellules *A* et *B* ne sont pas résolues en bande *S* (Fig. 3.3a) (le couloir n'apparaît pas); en bande *C* (Fig. 3.3b) et en bande *X* (Fig. 3.3c), le couloir apparaît, surtout en bande *X*, mais la cellule *C* est presque complètement atténuée. Les mêmes simulations ont été effectuées pour $D_a = 4$ m (Fig. 3.3d, e, f). Le couloir commence à apparaître en bande *S* (Fig. 3.3d); il est net en bande *C* (Fig. 3.3e) et en bande *X* (Fig. 3.3f). Les résultats restent quasi identiques en changeant la distance du radar au système précipitant (cf. A1).

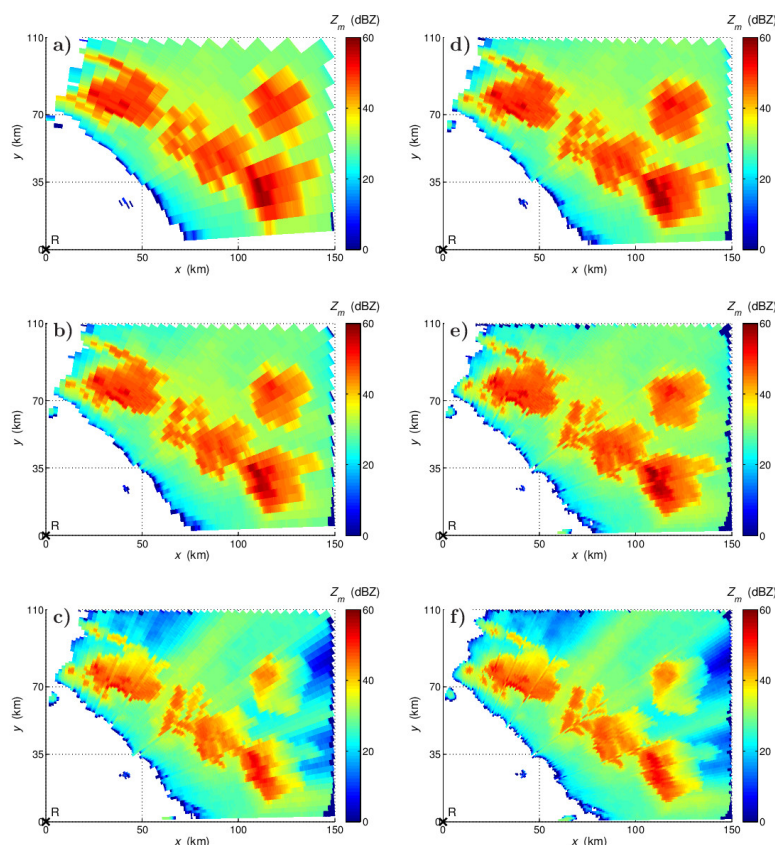


FIGURE 3.3 – Simulation de la réflectivité mesurée Z_m (dBZ) pour le système de mésoéchelle de la figure 3.2 à différentes bandes de fréquences : *S* (a, d), *C* (b, e), *X* (c, f) pour une antenne de diamètre (a, b, c) $D_a = 2$ m (d, e, f) $D_a = 4$ m. *R* indique la position du radar. Issu de A1.

Ainsi, pour l'estimation du risque météorologique à grande distance, la bande *C* s'avère un bon compromis entre une taille d'antenne raisonnable et une atténuation relativement faible. En effet, la bande *S*, bien que présentant l'avantage

d'être très peu atténuée et d'assurer une nette discrimination entre la pluie et la grêle, requiert l'utilisation de grandes antennes ($D_a > 4\text{m}$) pour des observations bien résolues angulairement. Quant à la bande X, malgré les faibles ouvertures angulaires de faisceau qu'elle autorise, l'atténuation dont elle souffre la rend peu adaptée au contexte actuel. L'amélioration de la résolution de l'antenne demande une augmentation du nombre de modules qui composent les radars PAR, donc une augmentation de la puissance de fonctionnement, toutefois on reste sur de faibles puissances (de l'ordre de la centaine de Watt), ce qui est négligeable.

3.4 Conclusion

Dans le papier A1, nous avons comparé des mesures de champs de réflectivité à différentes bandes de fréquences. La question du choix du meilleur couple $(f, \theta_{3\text{dB}})$ pour l'estimation du risque météorologique a été posée. Les simulations montrent clairement que les champs de réflectivité se dégradent quand la fréquence augmente, essentiellement en raison de l'atténuation des microondes et d'une mauvaise résolution due à une ouverture, $\theta_{3\text{dB}}$, trop importante. Avec un faisceau trop large, deux cellules convectives proches ne peuvent plus être séparées par le radar. Les fréquences $f > 15\text{GHz}$, c'est-à-dire les bandes K_u , K_a et W , permettent une bonne résolution angulaire, mais l'atténuation microonde est trop forte et le signal sérieusement dégradé. Ces bandes de fréquences doivent être évitées.

La relation $\theta_{3\text{dB}} = 70\lambda/D_a$ montre que diminuer $\theta_{3\text{dB}}$ revient soit à diminuer λ soit à augmenter D_a . Les simulations présentées montrent ici et dans A1 que :

- La bande S est la meilleure car elle n'est pas atténuée (ou très faiblement), mais son utilisation implique des radars avec un diamètre d'antenne trop important.
- La bande X est pénalisée par l'atténuation. Toutefois, sa résolution angulaire est meilleure que celle de la bande S, à taille d'antenne égale.
- La bande C est un bon compromis entre l'absence d'atténuation de la bande S et une bonne résolution angulaire associée à un diamètre d'antenne raisonnable, comme la bande X, plus faible. La bande C répond aux critères d'une atténuation relativement basse et la nécessité d'estimer le risque météorologique à une distance éloignée du radar (au-delà de 150 km).

Les générations précédentes de radars météorologiques utilisaient des antennes paraboliques en bande C ; actuellement, dans le radôme des avions, les antennes sont plates et numériques, en bande X. Comme nous l'avons mentionné, cette nouvelle technologie conduit à une dégradation des mesures (atténuation, faisceau trop large) et on l'utilise pour détecter puis éviter le danger météorologique en vol. Toutefois, nous pensons (Louf et al. 2014a) que le retour en bande C, avec la technologie actuelle (antennes plates, numériques), est une piste intéressante d'amélioration de la détection du danger. Sachant que les gros porteurs (Airbus 380, Boeing 747, Airbus 350) peuvent supporter des antennes plus grandes que celles utilisées de nos jours, il est sans doute temps de considérer le passage à la bande C pour l'estimation du risque météorologique par les radars embarqués.

Simulation of Airborne Radar Observations of Precipitating Systems at Various Frequency Bands

Valentin Louf, Olivier Pujol, Henri Sauvageot, and Jérôme Riédi

Abstract—This paper addresses the question of the most efficient couple (f , θ_{3dB}) for airborne radar precipitating system observations, where f is the microwave frequency and θ_{3dB} is the beamwidth aperture at 3 dB. This problem is of importance. The meteorological hazard in civil aviation is mainly due to convective precipitating systems, particularly hail and strong turbulence areas. A realistic and flexible model of precipitating systems is presented, and simulations of airborne radar observations are performed at the six meteorological frequency bands (S, C, X, K_u , K_a , and W). In this paper, the effect of f and θ_{3dB} modification is shown through radar simulations of two precipitating systems. One is a numerical simulation composed of two successive rows of convective towers; the other is inspired from a real mesoscale system, presenting hail-bearing convective towers. It is shown that some (f , θ_{3dB}) couples are better than the one currently used by civil aviation. Notably, C band allows a better description than X band of a meteorological radar scene if the radar antenna size is increased. The model and methodology presented herein are adaptable to ground-based and satellite radars.

Index Terms—Airborne radar, meteorological hazard, precipitating systems, radar frequency comparison, θ_{3dB} -beamwidth.

I. INTRODUCTION

FOR SAFETY reasons, civil aviation planes need to avoid intense convective cells. Hail, inner-cloud electrical discharges, and turbulences are actual dangers for planes and a major discomfort for passengers. There is a long list of plane accidents due to a bad consideration of local meteorological situation. The accident of the Rio–Paris flight (June 1, 2009) is a recent example that has recalled the necessity to understand as well as possible the meteorological hazard associated with convective precipitating systems. In this accident, an Airbus A330-203 of the Air France-KLM company carrying 216 passengers and 12 crew members encountered a tropical mesoscale convective system and penetrated a region of high water content. The plane crashed into the ocean, between South America and Africa. In this context of aviation, meteorological hazard estimation was associated with intense precipitation, which is a crucial problem.

Manuscript received November 20, 2012; revised February 14, 2013; accepted March 6, 2013. Date of publication May 21, 2013; date of current version December 17, 2013.

V. Louf, O. Pujol, and J. Riédi are with the Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille 1, Villeneuve d'Ascq 59650, France (e-mail: valentin.louf@ed.univ-lille1.fr; olivier.pujol@univ-lille1.fr; jerome.riedi@univ-lille1.fr).

H. Sauvageot is with the Université de Toulouse - Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse 31400, France (e-mail: henri.sauvageot@aero.obs-mip.fr).

Color versions of one or more of the figures in this paper are available online at <http://ieeexplore.ieee.org>.

Digital Object Identifier 10.1109/TGRS.2013.2252910

A radar located behind the radome forming the nose of a plane is the tool used to provide pilots with the estimation of the meteorological hazard. For that, the measured radar reflectivity factor Z_m (in dBZ) is used [1]

$$Z_m(r) = Z(r) - 2 \int_0^r a(r) dr \quad (1)$$

where r (kilometers) is the radial distance, Z (dBZ) the nonattenuated (“true”) reflectivity factor, and a (dB km⁻¹) the specific attenuation. The factor 2 is for the back and forth propagation between the radar and the meteorological target. Historically, commercial planes were small and flew over short distances. Because of the small available space, airborne radars operated at X band ($f \approx 10$ GHz, $\lambda \approx 3.2$ cm where f is the central frequency and λ the wavelength), and the radar antenna diameters D were about 60 cm. These characteristics are still used. However, nowadays, with technological evolution and constant air traffic increase, planes like Airbus A380 or Boeing 747-8 have a height of 20 m, a wingspan of 70 m, and a fuselage of 7 m, and can transport up to 800 passengers and fly over 15000 km continuously, encountering various meteorological conditions and hazardous areas. Airborne radars must provide an excellent Z_m -field to pilots. These radars have to act swiftly because of plane’s high velocity (100 km covered in about 8 min).

It naturally leads to the question of the civil airborne radar efficiency: are airborne radars optimized enough compared to the current challenges? Is using X-band frequencies and small values of D the best solution today? Indeed such characteristics lead to a θ_{3dB} -beamwidth of 3.7° using the well-known relation $\theta_{3dB} = 70\lambda/D$ with θ_{3dB} in degrees and λ and D in meters [1]. Such a value is very high and contributes to the degradation of information given to a pilot by smoothing the peaks in the Z_m field. Recently, using a model of simulation of X-band airborne radar observations, it was pointed out that a large θ_{3dB} -beamwidth can lead to ground echoes that degrade all the Z_m field [2]. Moreover, in a stratiform background, the bright band (BB) created by the hydrometeor melting layer, which has high reflectivity and attenuates significantly microwaves, cannot be resolved with large beamwidths. In [3], a method was proposed to take into account BB in airborne measurements with large beamwidths. Airborne radar observations would be better with a narrow beamwidth. A solution to narrow the beamwidth is to increase f . The other solution to decrease θ_{3dB} -beamwidth is to increase the radar antenna diameter. An efficient way would be to develop synthetic aperture radar (SAR) observations in civil aviation. SAR’s history and methodology are described

in [1] in other contexts (i.e., astronomical). This technology is under development for meteorological observations [4].

Z_m , Z , and a depend on the microwave frequency f through backscattering and the f -dependency of the attenuation cross section [5], [6], as is well known from Mie theory. Generally, the higher the frequency, the more important is a . For instance, in [7], cloud droplet attenuation at various frequencies was studied by means of a simulator of radar observations, which showed that this component of precipitating systems is of considerable importance. So, depending on the frequency band of observation, an airborne radar will provide different Z_m -fields, and thus different physical information about precipitating systems.

This paper aims at comparing different Z_m -fields obtained from an airborne radar of civil aviation at different frequencies and with different θ_{3dB} . What is the most efficient couple (f , θ_{3dB}) for airborne meteorological-hazard remote sensing? Such a comparative study between various microwave frequencies has never been made for an airborne radar in the frame of civil aviation. In addition, the published literature on the use of airborne radar for civil aviation is not very rich compared to ground-based meteorological radar observations. However, one can find many patents on the former topic.

For that purpose, a simulator of radar observations of precipitating systems is presented. It is built in order to be realistic, and to permit considering various precipitating systems. In this paper, observations are simulated for an airborne radar located on a plane flying at 10 km of altitude, in a static mode, and operating at the common meteorological frequency bands: S ($f \approx 3$ GHz, $\lambda \approx 10.7$ cm); C ($f \approx 5.5$ GHz, $\lambda \approx 5.5$ cm); X, K_u ($f \approx 15$ GHz, $\lambda \approx 2$ cm), K_a ($f \approx 35$ GHz, $\lambda \approx 0.86$ cm); and W ($f \approx 94$ GHz, $\lambda \approx 0.32$ cm). Let recall that the first band (S) is the less attenuated, and can be considered as the reference, i.e., $Z_m(S) \approx Z(S)$.

Two types of meteorological target are considered: a pure stratiform system, such as a nimbostratus; and a unique convective tower, i.e., a cumulonimbus. These two precipitating systems are then used to simulate observations of various mesoscale convective systems. These mesoscale systems are considered to have a stratiform background with a superimposed ensemble of convective towers [8].

In Section II, the methodology to model precipitating systems is presented. Section III deals with simulations of several mesoscale systems and addresses the question of the most efficient (f , θ_{3dB}) couple. The conclusion is given in Section IV. Obviously, the model presented here and the simulations performed can be adapted without any difficulty to ground-based and satellite radars.

II. MODELING PRECIPITATING SYSTEMS

A. Nimbostratus Modeling

A nimbostratus is composed of cloud particles (water droplets and ice crystals) and precipitation (rain, drizzle, dry and wet snow). In the model developed here, these hydrometeor categories are superimposed and do not interact, which means that the physical characteristics of one category can be modified without influencing the others. However, as explained

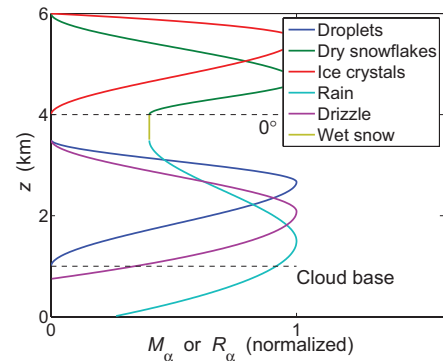


Fig. 1. Normalized vertical profile of hydrometeors in a nimbostratus. For the hydrometeor category α , M_α is the water content and R_α is the precipitation rate.

a bit further in this text, an exception occurs for wet snow since it depends on dry snow concentration at the 0°C isotherm. Superimposing hydrometeor categories allows the construction of a nimbostratus of assorted type and complexity.

1) *Hydrometeor Spatial Distribution*: Cloudy hydrometeors are characterized by their respective water content M_α ($\alpha = c$ for cloud and i for ice crystal), in g m^{-3} , which is a spatial 3-D function $M_\alpha(x, y, z) = G_\alpha(x, y)M_\alpha(z)$, where z is the vertical coordinate and G_α is a weighting function depending on the two independent horizontal coordinates x and y . In the model, a nimbostratus is considered horizontally uniform, so that $G_\alpha(x, y) = 1$ and thus $M_\alpha(x, y, z) = M_\alpha(z)$. For precipitating hydrometeor fields, characterization by the precipitation rate R_α (mm h^{-1}) has been preferred, as is usually done in meteorology.

For cloud droplets, $M_c(z)$ increases with height above the cloud base, reaches a maximum value in the upper half of the cloud, and then decreases up to the 0°C isotherm. Precipitating drop contents (rain and drizzle) present a similar vertical distribution, except that the maximum is found at a lower altitude. Ice crystal and dry snowflake distributions present the same form, the ice crystal maximum occurring higher than that of dry snowflakes because ice crystals have a lighter mass than dry snowflakes. The forms considered are deduced from observational studies and are thus realistic [9]. In [10], the authors compared hydrometeor vertical profiles through multiple simulations. In agreement with these simulations, hydrometeor vertical profile can be analytically modeled by fourth-order polynomial functions whose coefficients are adjustable parameters. This permits us to distribute hydrometeor categories at will and thus to construct any nimbostratus. The polynomial's coefficients are provided in the Appendix both for nonprecipitating hydrometeors and for precipitation. These coefficients only depend on cloud parameters, such as cloud base height, for instance (cf. Appendix).

In a nimbostratus, three distinct layers can usually be distinguished: a layer of hydrometeors in solid phase at negative temperature (T); a liquid layer for $T \geq 0^\circ\text{C}$; and inside this $T \geq 0^\circ\text{C}$ layer, an intermediate one that is called the melting layer [11]. Fig. 1 sketches the general features of the vertical distributions of each hydrometeor category in a nimbostratus. Here, the cloud base altitude has been chosen to be 1 km,

the 0 °C isotherm is at 4 km of altitude, and nimbostratus thickness is 5 km [12]. Cloud droplets are not present above the 0 °C isotherm altitude. Any real nimbostratus is obtained by multiplying each of these curves by a factor f —dependency that represents the precipitation rate (rain, drizzle, dry snow) or mass content (cloud droplets, ice crystals). Vertical profile of wet snow is different from those of the others. Indeed, wet snow appears because dry snowflakes melt by surrounding themselves with a film of liquid water that grows during falling. This process of melting occurs over a distance of about 500 m, and defines a layer called the melting layer of thickness $e \sim 500$ m [3]. In the model presented here, e is parameterizable, and the common value of 500 m has been retained. Raindrops are found at the bottom of the melting layer.

2) *Scatterer Size Distributions*: In order to compute the reflectivity fields, the size distribution $N(D)$ of each hydrometeor category has to be specified and, thus, a complete microphysical modeling of the target is required [12].

Cloud droplet size distribution is represented as in [7]. For a nimbostratus cloud, the liquid water content M_c is between 0.2 and 0.5 g m^{-3} , and volume concentration N_t , in number of droplets, is lower than $3 \cdot 10^2 \text{ cm}^{-3}$.

Ice crystals have a spherical equivalent diameter D_e ranging from about 0.1 to 1 mm [12]. A reasonable and convenient size distribution is that proposed by [13]. For $D_e < 0.67 \text{ mm}$, $N(D_e)$ (in cm^{-4}) is $N(D_e) \approx 4.5 \times 10^6 M_i N_t D_e^{-2.4}$, while for $D_e \geq 0.67 \text{ mm}$, $N(D_e)$ is $\approx 1.5 \times 10^{12} M_i N_t D_e^{-4.4}$. The volume concentration per class of equivalent diameter is $N(D_e)$, M_i is the ice mass content (g m^{-3}), and N_t is the number of ice crystals per cubic meter. In stratiform clouds, M_i varies from 5×10^{-3} to 0.5 g m^{-3} and $N_t \leq 5 \times 10^4 \text{ m}^{-3}$.

Here, the rain and drizzle drop size spectrum considered in [7] and [14] are used. For dry and wet snow, an exponential size distribution is generally used [12]. In these expressions, $N(D_e) = N_0 \exp(-\Lambda D_e)$, with $D_e \approx 0.1$ to 0.5 cm the equivalent snowflake diameter, $N_0 = aR^b$ (in cm^{-4}), and $\Lambda = cR^d$ (in cm^{-1}), a and c being coefficients, and b and d exponents. For a nimbostratus, $a \approx 0.038 \text{ cm}^{-4} (\text{mm h}^{-1})^{-b}$; $b \approx -0.87$, $c \approx 25.5 \text{ cm}^{-4} (\text{mm h}^{-1})^{-d}$; and $d \approx -0.48$ [15]. The precipitation rate of snow is usually $R_s \leq 5 \text{ mm h}^{-1}$.

B. Cumulonimbus Modeling

1) *Hydrometeor Spatial Distributions*: Since a mesoscale convective system is formed by several cumulonimbus clouds, organized or not, the modeling of a cumulonimbus is presented. It will be then easy to model various convective towers and distribute them spatially to construct mesoscale convective systems of assorted types and forms. The 0 °C isotherm is fixed at 4 km, cloud base height at 1 km, and cumulonimbus thickness is 16 km which is a typical value for mid-latitudes [16].

From a microphysical point of view, a cumulonimbus differs from a nimbostratus on two essential points: it contains precipitation like hail and graupel, and rainfall is more intense. Cloudy hydrometeors, i.e., cloud droplets and ice crystals, are also more numerous. Another difference is attributed to

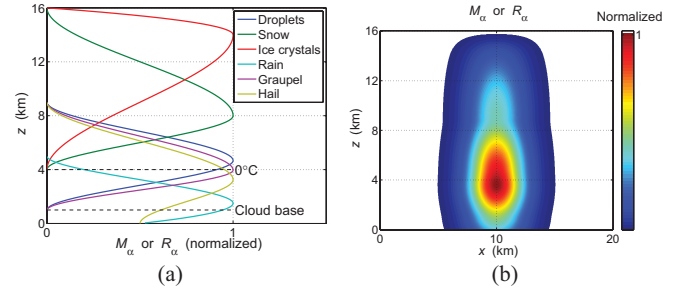


Fig. 2. (a) Idem as Fig. 1 but for a cumulonimbus. (b) Vertical cross section of a normalized cumulonimbus field.

intense updrafts: liquid hydrometeors (raindrops, droplets) are frequently encountered at negative temperatures.

The methodology used previously for a nimbostratus is also used to model a cumulonimbus, i.e., by considering normalized vertical profiles for each hydrometeor category, i.e., water and ice contents, M_c and M_i , and precipitation rate R . Fig. 2(a) displays the normalized vertical profile of each hydrometeor category in the convective towers of a cumulonimbus. Like for nimbostratus, fourth-order polynomials are used to construct the vertical profiles of Fig. 2(a). General coefficients of these polynomials are given in the Appendix both for nonprecipitating hydrometeors and for precipitations. Note that these vertical profiles agree with those observed and simulated by [9] for analyzing convective systems.

An actual vertical profile is obtained by multiplying each polynomial functions by a realistic factor. Because a convective tower is spatially limited to a horizontal extension of about 10 km, here it is supposed that hydrometeor concentrations are higher at the center. Vertical profiles are thus multiplied by a horizontal field $G_h(x, y)$ which is supposed to be Gaussian

$$G_h(x, y) = \exp\left[-\frac{(x-x_0)^2}{(\Delta x)^2}\right] \exp\left[-\frac{(y-y_0)^2}{(\Delta y)^2}\right] \quad (2)$$

with $\Delta x \sim 5 \text{ km}$ and $\Delta y \sim 5 \text{ km}$. The values of Δx and Δy can obviously be modified, and can be different. x_0 and y_0 are the horizontal coordinates of the center of the convective tower. Consequently, given $G_h(x, y)$ and, independently, each vertical profile, a 3-D microphysical field is obtained. In Fig. 2(b), a vertical cross section of the normalized cumulonimbus has been displayed.

2) *Scatterer Size Distributions*: For cloud droplets, the same function is used, except that M_c can reach 3 g m^{-3} , and $300 < N_t < 3000 \text{ cm}^{-3}$. For ice crystals, $0.1 < M_i < 0.5 \text{ g m}^{-3}$, and $N_t < 3 \cdot 10^6 \text{ cm}^{-3}$. The distribution of Ulbrich for raindrops has also been conserved [17]. For dry snow, one has $a \approx 0.025$; $b \approx -0.94$; $c \approx 22.9$, and $d \approx -0.45$ [18].

Hailstones present a great natural variability in size. It is at least of 5 mm and can reach 10 cm. [19] has proposed a relation of the form $N(D_e) = N_0 \exp(-\Lambda D_e)$, where $N_0 \approx 1.15 \cdot 10^{-3} \Lambda^{3.63}$ with $\Lambda \approx (1/3.45) \ln(88/R_h)$, according to [20]. The hailfall rate R_h must be lower than 88 mm h^{-1} .

The equivalent diameter of graupel varies from 0.5 to 5 mm. In [21] and [22], the general exponential size distribution is proposed as $N(D_e) = N_0 \exp(-\Lambda D_e)$, with $\Lambda = \langle D_e \rangle^{-1}$ and $N_0 = 1.1 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^{-4}$.

III. SIMULATION OF PRECIPITATING SYSTEM OBSERVATIONS

In this section, simulations of airborne radar precipitating system observations at the six frequency bands previously indicated are presented in order to determine how microwave frequency and $\theta_{3\text{dB}}$ -beamwidth affect the measured reflectivity fields, and thus can influence pilot decisions. To obtain significant results, a total of 200 precipitating systems have been considered by taking a great variety on the microphysical characteristics defined in Section II. Since they lead to similar conclusions, only one case is presented. First, the method to compute and simulate reflectivity fields is presented.

A. Reflectivity Field Computation

Reflectivity factor and attenuation are computed from backscattering (σ) and attenuation (Q) cross sections of spherical scatterers given by Mie formulas [23], whose coefficients are calculated with the Deirmendjian algorithm [24]. They depend on the radar frequency, hydrometeor equivalent diameter, and complex refractive index of the scatterer computed using the Ray model [25].

In this paper, observations are simulated for an airborne radar located on a plane flying at 10 km of altitude which operates at the common meteorological frequency bands: S, C, X, K_u , K_a , and W Radar beam is modeled by considering a 3-dB beamwidth (in degree) given by $\theta_{3\text{dB}} = 70\lambda/D$ where D is the antenna diameter. The signal inside the 3-dB beamwidth is isotropic. Gate spacing Δr is set to 150 m. For S and C bands, $D = 200$ cm, while for X, K_u , K_a , and W bands, $D = 60$ cm. It follows that $\theta_{3\text{dB}} \approx 3.7^\circ, 1.9^\circ, 3.7^\circ, 2.3^\circ, 1^\circ$, and 0.4° for S, C, X, K_u , K_a , and W, respectively. In the simulation, radar threshold of the analysis has been fixed to 0 dBZ. The precipitating system is digitized through a 3-D meshing, with horizontal and vertical resolutions of 150 and 100 m, respectively. Each grid point is characterized by the population of each considered hydrometeor category, i.e., a specific sized spectrum. The temperature vertical profile is considered to decrease linearly with a gradient of $-6.5^\circ\text{C km}^{-1}$. With a 0°C isotherm at 4 km altitude, the temperature at ground is 26°C . Different T profiles can be chosen without modifying the conclusions of this paper. For instance, various computations of the reflectivity field have been made by changing only the ground temperature, all other things being held constant. Modifications of Z values lower than 1% have been obtained.

For a given radar cell of volume \mathcal{V} , the computational procedure first consists in identifying the grid points included in \mathcal{V} . Then, for each of these grid points, σ and Q are computed at the considered microwave frequency. Finally, the equivalent radar reflectivity factor Z_e is calculated from the Probert-Jones radar equation for \mathcal{V} [26]. The simulation is completed when the successive radar beams separated by $\Delta\theta = 0.1^\circ$ in azimuth have covered the whole extent of the target.

Particular attention must be paid to the determination of the backscattering and attenuation by the melting layer, which is of importance in airborne radar meteorology [3]. Indeed, because of the presence of a liquid water film surrounding each melting snowflake, the radar sees wet snow as large raindrops,

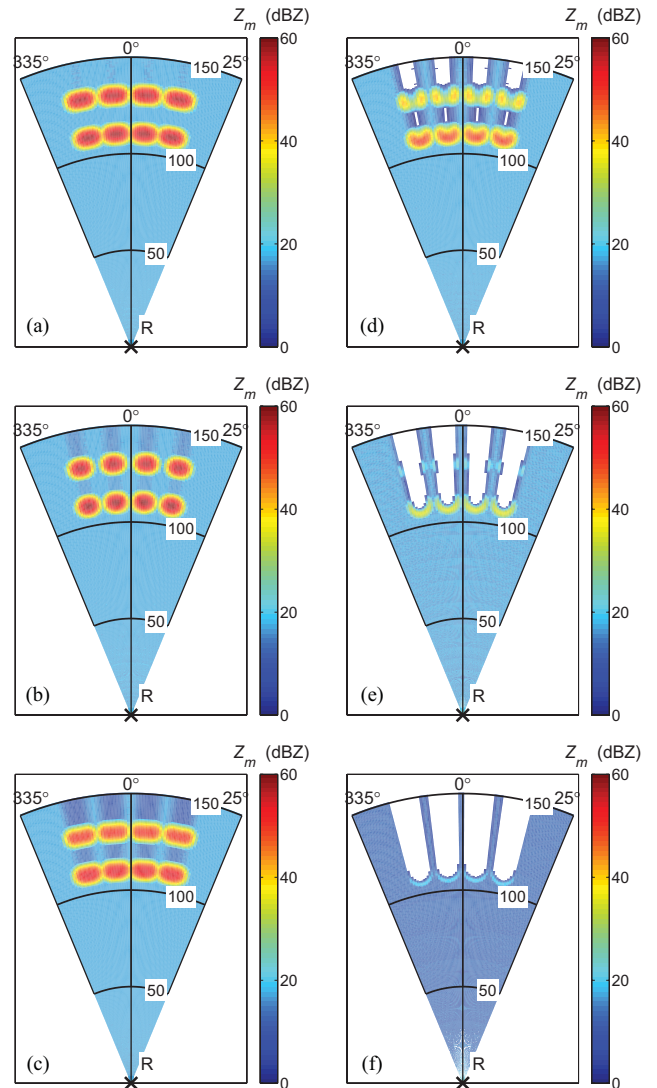


Fig. 3. Simulation of a PPI view (altitude 10 km) of Z_m (dBZ) for two parallel rows of cumulonimbus at various frequency bands. (a) S. (b) C. (c) X. (d) K_u . (e) K_a . (f) W. Radar antenna diameter is 200 cm (a) and (b) and 60 cm (c)–(f). R indicates radar position.

which manifests as a bright band in the reflectivity fields, i.e., a layer of high reflectivity and attenuation. In order to calculate wet snow Mie cross sections, the following Clausius–Mossotti factor has been introduced [27]

$$\underline{K}_{\text{ws}} = \frac{n_{\text{ws}}^2 - 1}{n_{\text{ws}}^2 + 2} = \alpha_s \frac{n_s^2 - 1}{n_s^2 + 2} + \alpha_l \frac{n_l^2 - 1}{n_l^2 + 2} \quad (3)$$

where n_{ws} , n_s , and n_l are the refractive indices of wet snow, solid, and liquid water, respectively. Factors α_s and α_l denote the fractions of the total snowflake volume occupied respectively by solid and liquid water ($\alpha_l + \alpha_s = 1$).

B. Simulated Reflectivity Fields

Let us consider a precipitating system composed of two rows, oriented as shown in Fig. 3, each one containing four identical convective towers. The two rows are radially separated of 20 km, the first one being located at 110 km from the radar. Each tower has a diameter of 10 km. Inside

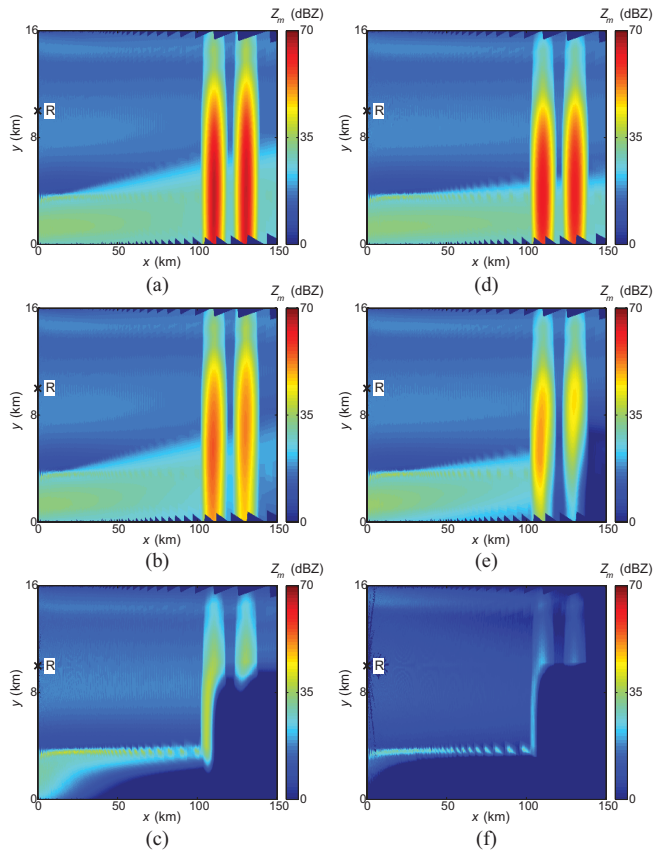


Fig. 4. Idem as Fig. 3 but for an RHI view of azimuth 0° . (a) and (d) S band. (b) and (e) C band. (c) and (f) X band.

a row, a lateral separation of 5 km between two successive convective towers has been chosen. Inside these convective towers, moderate hailfall and rainfall rates have been taken, $R_h = 32 \text{ mm h}^{-1}$, and $R_r = 50 \text{ mm h}^{-1}$, respectively [28].

Fig. 3 shows a PPI view of the simulated Z_m -field at the six frequency bands of a plane flying along azimuth direction 0° at 10 km altitude. The Z_m -field degradation is clearly visible. At S and C bands [Fig. 3(a), (b)], although the large $\theta_{3\text{dB}}$ beamwidths do not permit to isolate each convective towers, two lines of convection of reflectivity greater than 50 dBZ are clearly visible. At X band [Fig. 3(c)], only the first row of convection is seen with the correct range of reflectivity, whereas the second row is attenuated. The farthest one does not seem to be dangerous; reflectivity falls below 15 dB because of attenuation. Attenuation is worse for the highest frequency bands, i.e., at K_u [Fig. 3(d)], K_a [Fig. 3(e)], and W [Fig. 3(f)] bands, for which the convective system is clearly unobservable. These three bands are not appropriate for hail and/or high rainfall detection. They are not interesting for meteorological hazard estimation, although these microwaves propagate with a narrow beam in spite of a small radar antenna. Rather, these three highest bands of frequency are suitable for making measurements in the higher layers of clouds, which are composed of dry snowflakes and ice crystals.

The same conclusion holds for an RHI view, as presented in Fig. 4 for an azimuth of 0° , i.e., with a perfect alignment of the radar with the two centered convective cells. The

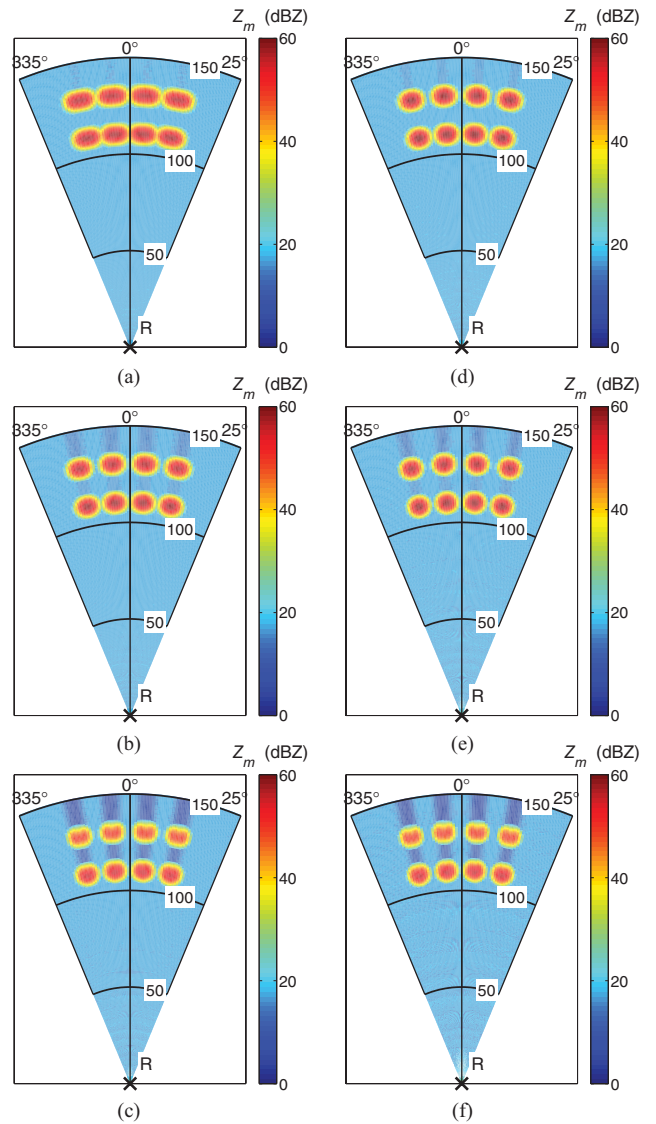


Fig. 5. PPI view simulation of the measured reflectivity Z_m (dBZ) in a mesoscale system at various frequency bands (a) and (d) S, (b) and (e) C, (c) and (f) X with a radar antenna size of 2 m (a)–(c) and of 4 m (d)–(f). R indicates the radar position.

cumulonimbus are easily identifiable at S, C, and X bands [Fig. 4(a)–(c), respectively], despite the large $\theta_{3\text{dB}}$ -beamwidths used. However, attenuation destroys the possibility to observe unambiguously these two convective towers at K_u , K_a , and W bands [Fig. 4(d)–(f)]. An interesting phenomenon (not shown) must be indicated. Around X band, Mie effects tend to increase the reflectivity of the liquid hydrometeors, which can compensate the relatively low attenuation suffered by microwaves.

The only interest of the higher frequencies in meteorological hazard estimation is the low $\theta_{3\text{dB}}$ -beamwidth they permit with antennas of small size. Next, only S, C, and X bands will receive attention; in particular, the question of improving angular resolution is discussed.

C. Influence of Angular Resolution

In order to study the angular resolution effect, several others simulations have been performed. Radar antenna

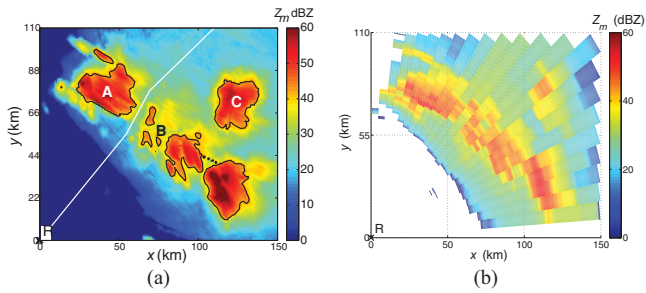


Fig. 6. (a) CAPPI at 10 km of altitude of the mesoscale system of May 2, 2003, in Alabama (USA). R indicates the airborne radar position. Data comes from the NEXRAD network, and the radar designation is KFCC. The white line represents the trajectory chosen by a pilot. Black contours symbolize hail area ($Z_m > 45$ dBZ). (b) Simulation of X-band radar observations with $D = 60$ cm.

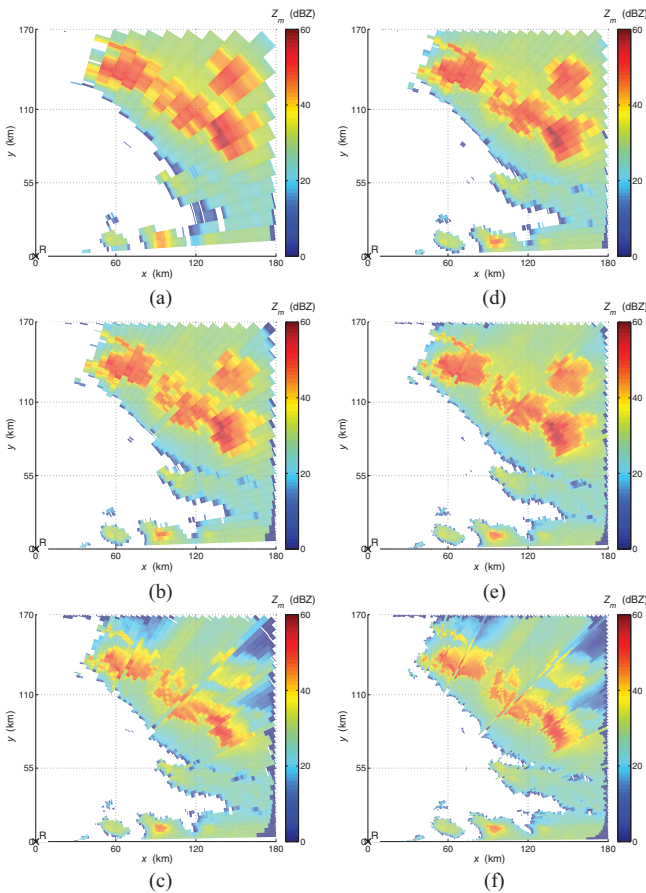


Fig. 7. Simulation of the measured reflectivity Z_m (dBZ) in a mesoscale system at various frequency bands (a) and (d) S, (b) and (e) C, and (c) and (f) X for an antenna diameter of 2 m (a)–(c) and 4 m (d)–(f). R denotes the radar position. Airborne radar is located at about 150 km from the precipitating system.

diameter has been changed. In Fig. 5(a)–(c), radar antenna diameter is 2 m for all three bands. The corresponding angular resolutions are $\theta_{3dB} = 3.7^\circ$ for S band, 1.9° for C band, and 1.1° for X band. Compared to Fig. 3, there is no substantial change for S and C bands. However, X band presents a good improvement [Fig. 5(c)], since the eight convective towers seem to be quite well separated. In addition, they appear to be less attenuated than in Fig. 3, since the radar resolution volume has been decreased.

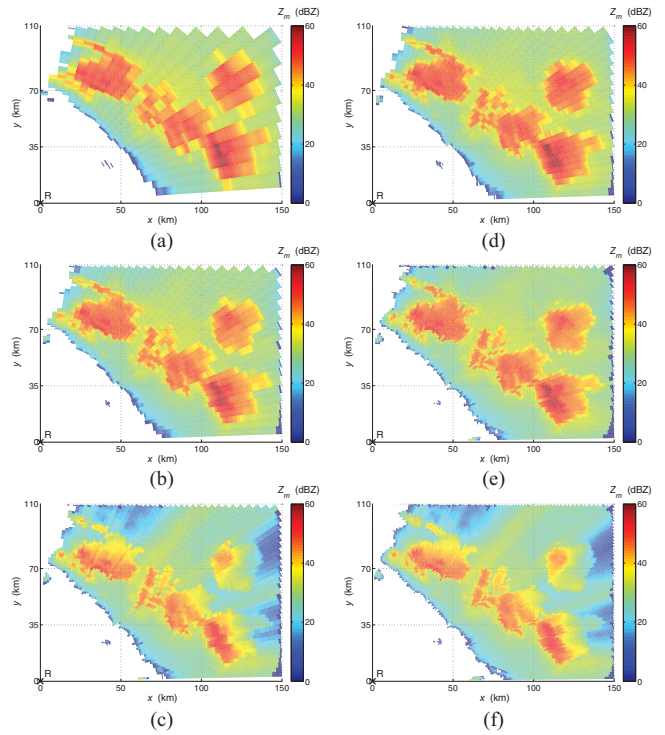


Fig. 8. Same as Fig. 7 but for a radar at 75 km from the precipitating system. (a) and (d) S band. (b) and (e) C band. (c) and (f) X band.

In Fig. 5(d)–(f), the radar antenna diameter is 4 m, which gives θ_{3dB} -beamwidths of 1.9° , 0.9° , and 0.5° at S, C, and X bands, respectively. All the convective towers are clearly identifiable at X and C bands. At S band, only the second convective line does not show a succession of four towers. For these three frequency bands, increasing diameter improves the quality of the information given by the radar.

D. Real Case Systems

In order to illustrate how the radar beamwidth can affect the decision of a pilot, let us consider the simulation of the real mesoscale precipitating system that occurred on May 2, 2003, in Alabama (USA). In Fig. 6(a), which is a CAPPI in S band, at 10 km of altitude, coming from the NEXRAD network, a part of the reflectivity field is shown between latitudes 32° N and 32.9° N and longitudes 86.8° O and 88° O. Three convective systems, A, B, and C appear to be dangerous. Hail areas supposed to present reflectivity higher than 45 dBZ (S band) have been surrounded with black lines.

For simulation, the airborne radar has been located approximately at coordinates (0, 0). Clearly, in order to avoid a detour of several hundreds of kilometers, a pilot would consider the trajectory indicated by the white line on Fig. 6(a), which represents a corridor of safety of about 10 km width. There, reflectivity is lower than 35 dBZ. Fig. 6(b) shows what an X band radar with $D = 60$ cm could see from the scene. It is clear that a pilot cannot see the path between A and B. In addition, C is attenuated. Hail areas are thus not unambiguously isolated.

Simulations have been realized at S, C, and X bands for a plane at 150 km from the front of the convective cells (Fig. 7). In Fig. 7(a)–(c), $D = 2$ m, cells A and B cannot be distinguished at S and C bands, so that the safety corridor does not appear in these Z_m -fields. At X band [Fig. 7(c)], a path seems to be visible, but the convective system C is attenuated almost completely. The same simulations have been performed for $D = 4$ m [Fig. 7(d)–(f)]. There is still some slight trouble at S band to see the corridor; although it can be guessed, it is not sufficient for safety. At C and X bands, cells are clearly separated: the narrow corridor, of $Z_m \approx 30$ dBZ, is evident. The same conclusion holds for a plane closer to the mesoscale system, at about 70 km of distance (Fig. 8). Cells are identified and the corridor visible whatever the situation, except at S band for $D = 2$ m.

Hence, this study shows that: 1) X band permits a fine $\theta_{3\text{dB}}$ -angular resolution but is attenuated, and 2) S-band microwaves do not suffer attenuation but wavelength is too high to permit a good angular resolution with antenna diameters of the order of 2 or 4 m, except close to the precipitating system. With antenna diameters of 2 m or more, C band appears to be a good compromise between a low-attenuated frequency band, a sufficiently fine angular resolution, and the necessity to identify clearly the position of convective cells far enough from the radar (150 km).

IV. CONCLUSION

In this paper, comparisons of measured reflectivity fields at different frequency bands by an airborne radar have been addressed. Precisely, the choice of the best couple (f , $\theta_{3\text{dB}}$), where f is the microwave frequency and $\theta_{3\text{dB}}$ the beamwidth aperture at 3 dB, for meteorological hazard estimation, has been tackled. This topic is of particular importance in the context of civil aviation. For that, simulations of airborne radar precipitating system observations were performed. Six frequency bands have been considered: S, C, X, K_a , K_u , and W.

A model of realistic precipitating system has been constructed. It involves defining normalized spatial distributions of hydrometeors from which realistic precipitating systems are constructed. A second step is to associate a size distribution for each hydrometeor category considered. From simulations, it appears that reflectivity fields are clearly degraded as f increases because of Mie effects and microwave attenuation. Degradation is also due to low $\theta_{3\text{dB}}$ -beamwidth resolutions; with a too large beamwidth, two close convective cells cannot be distinguished and do not appear separated in the measured reflectivity field. Bands of frequency $f \geq 15$ GHz, i.e., K_u , K_a , and W bands, permit low value of $\theta_{3\text{dB}}$. However, microwave attenuation is too strong at these frequencies, and thus reflectivity fields are seriously degraded. These bands must be avoided. Thus, they have been excluded from the $\theta_{3\text{dB}}$ -resolution study.

Because of the relation $\theta_{3\text{dB}} = 70 \lambda/D$, decreasing $\theta_{3\text{dB}}$ implies decreasing λ or increasing D . The simulation presented here on the modeled precipitating systems (numerical or inspired from real ones) with $D = 2$ m or 4 m shows

that: 1) S band is the best one to distinguish hail from rain since it does not suffer microwave attenuation, but a low $\theta_{3\text{dB}}$ -values implies using an important antenna diameter; 2) X band is penalized by attenuation, but allows quite good $\theta_{3\text{dB}}$ -resolution; 3) C band seems to be a good compromise between antenna diameter, a relatively low attenuation, and the necessity to identify the meteorological hazard far enough from the radar (150 km). Wide carriers (A380, Boeing 747) can support a big antenna. Aircraft manufacturers should investigate the advantage of using a bigger antenna. The model presented and the simulations performed here are adaptable without any difficulty to ground-based and satellite radars.

APPENDIX

POLYNOMIAL COEFFICIENTS TO MODEL THE HYDROMETEOR VERTICAL PROFILE

As explained in [14], hydrometeor vertical profile presents a maximum at an altitude which depends on the hydrometeor average mass. Such profiles can be interpolated in a realistic way by polynomial functions of the fourth order. Higher order could be envisaged but such complication is not necessary. Normalized vertical profiles of hydrometeors can be modeled by the following polynomials [10]:

$$P^N(z) = \begin{cases} \sum_{n=0}^N a_n z^n & \text{if } z > z_m \\ \sum_{n=0}^N b_n z^n & \text{if } z \leq z_m \end{cases}. \quad (4)$$

With $N = 4$ (here) the polynomial order, z_m the altitude at which the maximum quantity of the considered hydrometeor and (a_n , b_n) a couple of polynomial coefficients defined therein for nonprecipitating hydrometeors are

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{2}{(z_t - z_m)^3} & a_1 &= -\frac{3z_t + 3z_m}{(z_t - z_m)^3} \\ a_2 &= \frac{6z_m z_t}{(z_t - z_m)^3} & a_3 &= \frac{z_t^3 - 3z_m z_t^2}{(z_t - z_m)^3} \\ b_0 &= \frac{2}{(z_b - z_m)^3} & b_1 &= \frac{3z_t + 3z_b}{(z_b - z_m)^3} \\ b_2 &= \frac{6z_m z_b}{(z_b - z_m)^3} & b_3 &= \frac{z_b^3 - 3z_m z_b^2}{(z_b - z_m)^3} \end{aligned} \quad (5)$$

with z_t is the highest altitude at which the hydrometeor category can be encountered and z_b the lowest one.

For precipitation, coefficients a_n and b_n are as follows:

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{2}{(z_t - z_m)^3} & a_1 &= -\frac{3z_t + 3z_m}{(z_t - z_m)^3} \\ a_2 &= \frac{6z_m z_t}{(z_t - z_m)^3} & a_3 &= \frac{z_t^3 - 3z_m z_t^2}{(z_t - z_m)^3} \\ b_0 &= \frac{2(1-k)}{(z_b - z_m)^3} & b_1 &= \frac{3(k-1)(z_t + z_b)}{(z_b - z_m)^3} \\ b_2 &= \frac{6z_m z_b(1-k)}{(z_b - z_m)^3} & b_3 &= \frac{z_b^3 - 3z_m z_b^2 - k z_m^3 + 3k z_b z_m^2}{(z_b - z_m)^3} \end{aligned} \quad (6)$$

where $k = R_i(z_m)/R_i(0)$ is the ratio between the maximum precipitation rate and the precipitation rate at ground content. For precipitation, z_b can be the ground altitude ($z_b = 0$).

ACKNOWLEDGMENT

The authors wish to thank the U.S. NOAA/National Weather Service for providing without any charge the excellent NEXRAD network radar data used for this work.

REFERENCES

- [1] M. Skolnik, *Radar Handbook*, (Electronics Electrical Engineering), 3rd ed. New York, NY, USA: McGraw-Hill, 2008.
- [2] O. Pujol, F. Mesnard, C. Costes, H. Sauvageot, N. Bon, and J.-P. Artis, "Simulations of X-band thunderstorm airborne radar observations," *Atmos. Res.*, vol. 93, nos. 1–3, pp. 310–316, Jul. 2009.
- [3] O. Pujol, F. Mesnard, and H. Sauvageot, "Effects of melting layer in airborne meteorological X-band radar observations," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 50, no. 6, pp. 2318–2324, Jun. 2012.
- [4] J. Fritz and V. Chandrasekar, "The influence of precipitation on X-band polarimetric SAR: Results from TerraSAR-X and COSMO-SkyMed and terrestrial weather radars," in *Proc. IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, Jul. 2011, pp. 285–288.
- [5] R. J. Doviak and D. S. Zrnić, *Doppler Radar and Weather Observations*. New York, NY, USA: Dover, 2006.
- [6] H. Sauvageot, *Radar Meteorology*. Norwood, MA, USA: Artech House, 1992.
- [7] O. Pujol, J.-F. Georgis, L. Féral, and H. Sauvageot, "Degradation of radar reflectivity by cloud attenuation at microwave frequency," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 24, no. 4, pp. 640–657, Apr. 2007.
- [8] R. A. Houze, "Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox?" *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 78, no. 10, pp. 2179–2196, Oct. 1997.
- [9] O. Pujol, F. Lascaux, and J. Georgis, "Kinematics and microphysics of MAP-IOP3 event from radar observations and Meso-NH simulations," *Atmos. Res.*, vol. 101, nos. 1–2, pp. 124–142, Jul. 2011.
- [10] C. Liu, K. Ikeda, G. Thompson, R. Rasmussen, and J. Dudhia, "High-resolution simulations of wintertime precipitation in the Colorado headwaters region: Sensitivity to physics parameterizations," *Mon. Weather Rev.*, vol. 139, no. 11, pp. 3533–3553, Nov. 2011.
- [11] R. A. Houze, *Cloud Dynamics*, vol. 53. New York, NY, USA: Academic, 1994.
- [12] H. R. Pruppacher and J. D. Klett, *Microphysics of Clouds and Precipitation* (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library). Norwell, MA, USA: Kluwer, 1997.
- [13] A. J. Heymsfield and 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.*, vol. 41, no. 5, pp. 846–855, Mar. 1984.
- [14] O. Pujol, J.-F. Georgis, and H. Sauvageot, "Influence of drizzle on Z – M relationships in warm clouds," *Atmos. Res.*, vol. 86, nos. 3–4, pp. 297–314, Dec. 2007.
- [15] T. S. Marshall and W. M. Palmer, "The distribution of raindrops with size," *J. Meteorol.*, vol. 5, no. 4, pp. 165–166, Aug. 1948.
- [16] E. J. Zipser and K. R. Lutz, "The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability?" *Mon. Weather Rev.*, vol. 122, no. 8, pp. 1751–1759, 1994.
- [17] C. W. Ulbrich, "Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution," *J. Climate Appl. Meteorol.*, vol. 22, no. 10, pp. 1764–1775, 1983.
- [18] R. S. Sekhon and R. C. Srivastava, "Snow size spectra and radar reflectivity," *J. Atmos. Sci.*, vol. 27, no. 2, pp. 299–307, Mar. 1970.
- [19] L. Cheng and M. English, "A relationship between hailstone concentration and size," *J. Atmos. Sci.*, vol. 40, no. 1, pp. 204–213, Jan. 1983.
- [20] E. Torlaschi, R. G. Humphries, and B. L. Barge, "Circular polarization for precipitation measurement," *Radio Sci.*, vol. 19, no. 1, pp. 193–200, 1984.
- [21] J. D. Straka and E. R. Mansell, "A bulk microphysics parametrization with multiple ice precipitation categories," *Mon. Weather Rev.*, vol. 44, no. 4, pp. 445–466, 2005.
- [22] M. Čurić and D. Janc, "Analysis of collection equation solutions under truncated size spectrum assumption for hydrometeors," *Atmos. Res.*, vol. 96, nos. 2–3, pp. 378–387, May 2010.
- [23] G. Mie, "Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen," *Ann. Phys.*, vol. 330, no. 3, pp. 377–445, 1908.
- [24] D. Deirmendjian, *Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions*. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 1969.
- [25] P. S. Ray, "Broadband complex refractive indices of ice and water," *Appl. Opt.*, vol. 11, no. 8, pp. 1836–1844, Aug. 1972.
- [26] J. R. Probert-Jones, "The radar equation in meteorology," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 88, no. 378, pp. 485–495, 1962.
- [27] T. Oguchi, "Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors," *Proc. IEEE*, vol. 71, no. 9, pp. 1029–1078, Sep. 1983.
- [28] N. Balakrishnan and D. S. Zrnić, "Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation," *J. Atmos. Sci.*, vol. 47, no. 5, pp. 565–583, Mar. 1990.

Valentin Louf received the Master's degree in physics from the University of Lille, Lille, France, in 2011. He is currently pursuing the Ph.D. degree with the Laboratoire d'Optique Atmosphérique, University Lille 1, Lille.

His current research interests include radar meteorology, cloud and precipitation physics, and microwave radiometers sounding.

Olivier Pujol received the Agrégation de physique in 2002 and the Ph.D. degree in atmospheric physics from the Laboratoire d'aérodynamique, Université Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse, France, in 2006.

He was a Research and Teaching Assistant with Université Paul Sabatier from 2004 to 2007. Since 2007, he has been a Lecturer with the Laboratoire d'optique atmosphérique, University of Lille, Lille, France. His current research interests include radar meteorology, cloud and precipitation physics. He has authored various papers to peer-reviewed international journals. He has been a consultant with the Thales company for four years and he holds three patents on algorithm for aircraft meteorological radars. His collaborations are with the University of Toulouse and the University of Leon, Spain. He is also a coauthor of three books of physics in teaching.

Henri Sauvageot received the Ph.D. degree in physics from the University of Clermont Ferrand, Clermont-Ferrand, France, in 1975.

He was a Research and Teaching Assistant with the Puy de Dôme (Université de Clermont-Ferrand) Observatory from 1972 to 1986. Since 1986, he has been a Physicien des Observatoires (full Professor) with the Midi-Pyrénées Observatory, Paul Sabatier University, Toulouse III, Toulouse, France. He is a leader in research and teaching cooperative actions in radar meteorology and precipitation physics with several universities of West Africa (Universities of Ivory Coast, Niger, Senegal, and Cameroon) and Brazil (University Federale de Alagoas, in Maceio, Brazil). He has authored about 100 papers to peer-reviewed international journals. He has directed 35 doctoral thesis. He has been a Consultant with several industrial companies and he is coauthor of five patents on algorithm for ground-based and airborne meteorological radars. His current research interests include radar meteorology (Doppler, diversity of frequency and polarisation, in Ka, X, and S bands), precipitation and cloud physics, and Earthspace propagation.

Jérôme Riédi received the M.S. (Lasers, Molecules and Atmospheric Radiation) and the Ph.D. degrees in atmospheric sciences from the University of Lille, Lille, France, in 1998 and 2001, respectively.

His current research interests include the remote sensing of cloud properties using passive measurements from satellite and airborne instruments in the visible and infrared region of the spectrum. His doctoral research included the use of multiangle and polarization measurements from POLDER/ADEOS1 for determination of clouds microphysical properties. From 2001 to 2003, he was a Research Associate with the NASA Goddard Space Flight Center through the Goddard Earth Sciences and Technology Center, and a CNES Post-Doctoral Researcher with Laboratoire d'Optique Atmosphérique. In 2003, he joined the University of Lille as a Faculty member and is currently a full Professor with the Physics Department and a Research Scientist with the Laboratoire d'Optique Atmosphérique. He is currently involved in various international mission science teams and work on analysis of satellite data from POLDER, Parasol, Sevir/MSG and MODIS for cloud properties and water vapor retrieval with a special emphasis on the development of a multisensor approach for cloud analysis.

Chapitre 4

Détection de la grêle par radars double fréquences aéroportés

On présente ici l'objectif scientifique et les résultats principaux de l'article suivant :

V. Louf, O. Pujol, H. Sauvageot, and J. Riedi : *The dual-wavelength method for hailstorm detection by airborne radar*, **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, Vol. 52, 11, Novembre 2014. Il sera désigné, par la suite, de manière abrégé B1. Il suit immédiatement cette présentation.

Par ailleurs, une version simplifiée de B1 a fait l'objet d'une communication avec acte :

V. Louf, O. Pujol, and J. Riedi : *Simulation of Airborne Radar Observations of Precipitating Systems at Various Frequency Bands*. (2013), lors de la 36th AMS radar conference à Breckenridge, Colorado.

4.1 Objectif de l'étude

La réflectivité de la grêle dépendant fortement de la fréquence, une méthode intéressante pour améliorer sa détection pourrait être la technique double-fréquence (*dual-wavelength technique, DWT*) qui consiste à effectuer deux mesures simultanées, par un ou plusieurs radars, à deux fréquences différentes. Autrement dit, on travaille avec deux champs de réflectivité obtenus au même instant. Cette technique fut proposée pour la première fois par Atlas et Ludlam (1961) avec deux radars au sol colocalisés utilisant des faisceaux coïncidents. Les tentatives pour mettre en œuvre une telle méthode donnèrent de mauvais résultats (Atlas et al., 1964; Sulakvelidze, 1968). Aussi Eccles et Atlas (1973)

reformulèrent-ils l'approche double-fréquence en proposant d'utiliser la dérivée de la différence des deux champs de réflectivité par rapport à la coordonnée radiale r . Toutefois, un nombre important d'articles, entre les années 70 et 80, ont mis l'accent sur des artefacts de mesures, notamment sur les problèmes de superpositions des champs de réflectivités mesurés (Rinehart et Tuttle, 1982 ; Tuttle et Rinehart 1983). La plupart de ces études furent réalisées avec des radars analogiques. Aujourd'hui, les radars météorologiques embarqués dans les avions utilisent des antennes réseau à commande de phase avec une modélisation numérique du faisceau, ce qui permet de produire, au même instant, des faisceaux à différentes longueurs d'onde et de même forme (Skolnik, 2008). L'inadéquation des mesures n'est donc plus un problème avec la technologie actuelle.

Le sujet est novateur et prometteur pour les radars aéroportés. En considérant les bandes S , C et X , nous avons cherché à savoir, par la simulation numérique, quel était le couple de fréquence le plus efficace pour la détection de la grêle. Nous avons considéré un système convectif théorique, constitué de plusieurs lignes de tours convectives et un inspiré d'un système réel. La grêle est le seul hydrométéore ne satisfaisant pas l'approximation de Rayleigh en bande S . De plus, c'est la seule catégorie d'hydrométéore qui présente des différences de réflectivité importantes entre les bandes S , C et X . Différentes études ont confirmé la pertinence de ces trois bandes de fréquences. Par exemple, Féral et al. (2003) ont utilisé la différence entre les bandes S et C pour identifier les orages de grêles à partir de deux radars au sol non colocalisés. La quantité dy/dr , où r est la coordonnée radiale le long du chemin de la radiation et y la mesure de la différence de réflectivité à des fréquences différentes, est un bon indicateur des zones de grêle. Cette quantité, associée avec la mesure de la réflectivité aux longueurs d'onde les moins atténuées permet d'identifier les cellules convectives contenant de la grêle.

4.2 La méthode double-fréquence

Précisons quantitativement la DWT ; la différence de réflectivité $y(r)$ s'écrit :

$$y(r) = Z_{m,\lambda_l}(r) - Z_{m,\lambda_s}(r) = [Z_{e,\lambda_l}(r) - Z_{e,\lambda_s}(r)] - 2 \int_0^r [a_{\lambda_l}(r) - a_{\lambda_s}(r)] dr$$

où r est la coordonnée radiale, Z_m (en dBZ) le facteur de réflectivité mesuré, Z_e (dBZ) le facteur de réflectivité équivalent sans atténuation, a (dB km^{-1}) l'atténuation spécifique et λ la longueur d'onde (l pour large et s pour small). **Par la**

suite le terme de l'atténuation intégré sera noté $2A$. La proposition faite par Eccles et Atlas (1973) consista à utiliser la dérivée suivante :

$$\frac{dy}{dr} = \frac{d}{dr}[Z_{m,\lambda_l}(r) - Z_{m,\lambda_s}(r)]. \quad (4.1)$$

La DWT minimise les effets de l'atténuation et n'est plus assujettie aux fluctuations du signal, tout en étant indépendante de la calibration des radars. Si l'on pose le facteur de réflectivité équivalent $Z_{m,\lambda_l} = Z + Z_{h,\lambda_l}$ où Z_{h,λ_l} est la réflectivité de la grêle à une longueur d'onde λ_l et Z la réflectivité des autres hydrométéores, on peut développer l'équation 4.1 :

$$\frac{dy}{dr} = 4.3 \frac{d}{dr} \left[\ln \left(1 + \frac{Z_{h,\lambda_l} - Z_{h,\lambda_s}}{Z} \right) \right] + 2A \quad (4.2)$$

On obtient :

$$\frac{dy}{dr} \approx 4.3 \frac{d}{dr} \left(\frac{Z_{h,\lambda_l} - Z_{h,\lambda_s}}{Z} \right) + 2A \quad (4.3)$$

d'où :

$$\frac{dy}{dr} = \frac{4.3}{Z} \frac{d}{dr} (Z_{h,\lambda_l} - Z_{h,\lambda_s}) + \frac{4.3(Z_{h,\lambda_s} - Z_{h,\lambda_l})}{Z^2} \frac{dZ}{dr} + 2A \quad (4.4)$$

Le membre de droite de l'équation 4.4 est composé de trois termes : le premier dépend du gradient de réflectivité de la grêle ; le second du gradient de la réflectivité des autres hydrométéores et le troisième est dû à l'atténuation. Eccles et Atlas (1969) ont montré que le deuxième terme était négligeable ($Z^2 \gg Z_{h,\lambda_s} - Z_{h,\lambda_l}$) et qu'il ne modifiait donc pas significativement dy/dr . L'équation 4.4 ne dépend donc que de la réflectivité de la grêle et d'un paramètre d'atténuation.

Jusqu'à maintenant, la DWT n'a pas été mise en œuvre sur les radars météorologiques au sol, à l'exception d'une ancienne expérience soviétique (Sulakvelidze, 1968). Les résultats de cette expérience sont toutefois controversés et non concluants d'après Carbone (1973), et Federer et al. (1986). La DWT n'a jamais été proposée ou discutée pour les radars aéroportés, de plus dans le contexte de l'aviation civile.

4.3 Résultats

4.3.1 Cas d'un système réel

En utilisant la simulation numérique, la méthode exposée ci-dessus a été testée sur des cas réels, illustrée sur la figure 4.1. Naturellement, ce sont les

4. DWT pour la détection de grêle

trois couples de fréquences $S - X$, $S - C$ et $C - X$ qui ont été considérés. Il en ressort que le couple $S - X$ reste le meilleur, en raison de la différence importante des réflectivités correspondantes (Fig. 4.2d, f). Cependant, comme déjà mentionné, l'utilisation de la bande S requiert des antennes trop grandes pour les avions commerciaux. C'est donc le couple $C - X$ (Fig. 4.2c) qui est préférable : les antennes restent de taille relativement raisonnable et les zones de grêle aisément identifiables – comme pour le couple $S - X$ (Fig. 4.2b) – et la réflectivité en bande C assez importante (Fig. 4.2e) pour permettre de localiser les cellules convectives contenant de la grêle. Un point décisif pour les avions commerciaux est que cette méthode fonctionne sur un intervalle de distance entre l'avion et les cellules convectives compris entre 50 et 550 km. Avec un radar bilongueur d'onde, le pilote disposerait donc d'un dispositif permettant de localiser la grêle à grande distance avec une résolution s'améliorant au fur et à mesure qu'il s'approche du système précipitant, d'où la possibilité d'affiner continûment sa décision. En outre, la méthode est d'autant plus efficace que le taux de précipitation de grêle est élevé : au-delà de 30 mm h^{-1} d'intensité de précipitation de grêle, la détection est excellente.

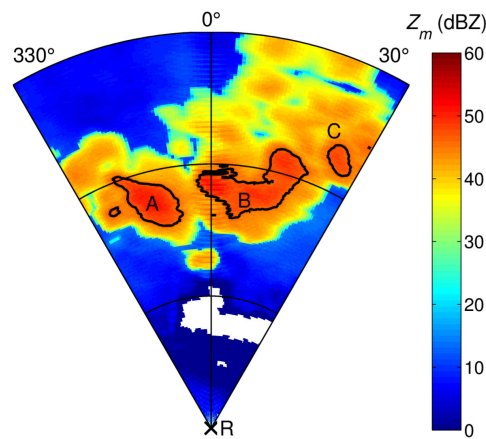


FIGURE 4.1 – Coupe à 10 km d'altitude du champ de réflectivité Z_S (dBZ), en bande S , d'un système précipitant de mésoéchelle (Alabama, États-Unis, 2 mai 2003). Les données sont issues de Nexrad. La lettre R indique la position d'un avion et de son radar. Les contours noirs, à l'intérieur desquels la réflectivité dépasse 45 dBZ, délimitent des zones de grêle (données Nexrad). Les marqueurs de distance, représentés par les portions de cercles, se trouvent à 50, 100 et 150 km du radar. Les zones en blanc correspondent à un manque de données. Issu de B1.

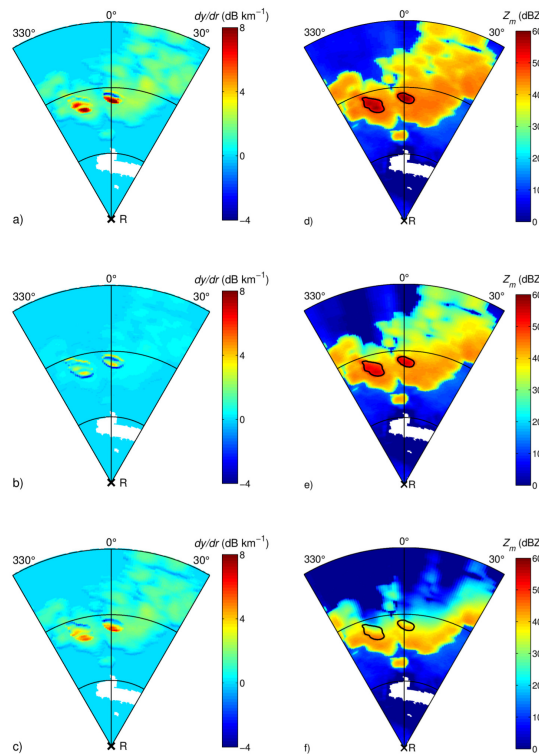


FIGURE 4.2 – Champ de dy/dr pour le système précipitant de la figure 4.1 pour les couples de fréquences (a) $S - X$, (b) $S - C$ et (c) $C - X$. Réflectivité mesurée Z_m (dBZ) pour les bandes (d) S , (e) C et (f) X . Les contours noirs délimitent les zones de grêle (données issues de Nexrad). Les zones en blanc correspondent à une absence de signal. Issu de B1.

4.3.2 Variations de dy/dr par rapport à la distance et au taux de précipitation

Sur la figure 4.3, des tours convectives identiques sont placées tous les 50 km jusque 600 km. Les radars météorologiques aéroportés présentent généralement leurs résultats jusque 320 NM (miles nautiques, environ 590 km). Les observations sont faites en bande S (Fig. 4.3a) et en bande X (Fig. 4.3b). Alors qu'à 100 km de distance les tours apparaissent parfaitement circulaires, plus on s'éloigne, plus elles s'élargissent. À tel point qu'une tour de 10 km de diamètre, peut apparaître mesurer plus de 60 km de large à 550 km du radar. Cet élargissement des tours au fur et à mesure de l'éloignement peut être problématique dans le cadre de l'aviation civile. **En effet la qualité des algorithmes de détection dépend de leur capacité, d'une part, à détecter le danger et, d'autre part, à minimiser les fausses alarmes. Ces dernières conduisent à des dé-**

tours qui auraient pu être évités. Comment prévoir une trajectoire sûre si des systèmes normalement séparés de quelques dizaines de kilomètres se chevauchent? Toutefois, comme le montre la figure 4.4, la quantité dy/dr peut être assujettie aux variations de distances. Il y a une diminution de dy/dr avec la distance car la grêle se trouve diluée dans un plus grand volume de résolution. En ce qui concerne le taux de précipitation de la grêle (R_h), on peut voir que dy/dr augmente quand R_h augmente. Il y a quelques variations, mais celles-ci sont attribuées aux modes de Mie.

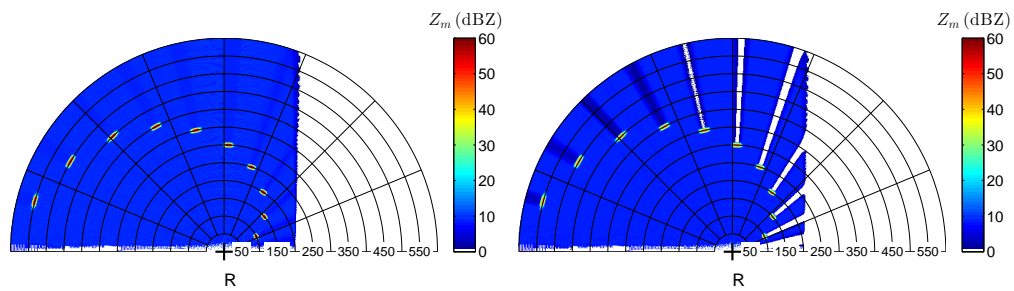


FIGURE 4.3 – Simulation d’observations radar longue distance (a) en bande S et (b) en bande X. Les tours convectives sont identiques et placées tous les 50 km. La position du radar est notée par la lettre R.

4.3.3 Limitations de la technique double fréquence

Dans le passé, la technique double fréquence a connu de grosses limitations techniques, comme le montre, par exemple, l’expérience de Federer et al. (1986). La plus importante de ces limitations est la colinéarité des faisceaux radar. Pour illustration, la figure 4.5 montre dy/dr pour deux faisceaux non colinéaires et avec un bruit substantiel (± 5 dBZ). Des effets de bords assez importants entourant les systèmes convectifs apparaissent et le fond stratiforme est bruité. Néanmoins, pour les couples S – X et C – X, le signal de la grêle est toujours très clair.

Toutefois, comme l’ont montré des études plus récentes, telles que Mesnard et al. (2003), produire deux signaux parfaitement colinéaires n’est plus un problème technique à l’heure actuelle.

4.4 Conclusion

La technologie évoluant, il est possible d’envisager des radars embarqués multifréquences, capable de fournir un champ de réflectivité à plusieurs fré-

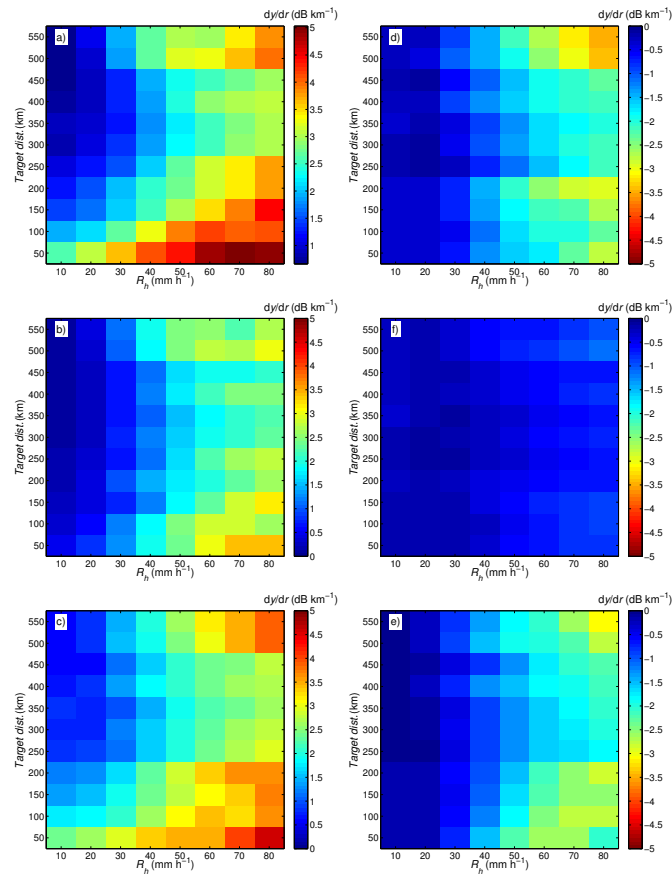


FIGURE 4.4 – Variation de dy/dr en fonction de taux de précipitation R_h et de la distance. (a)-(c) Variation positive de dy/dr ; (d)-(f) variation négative de dy/dr . Pour (a,d) S – X, (b,e) S – C et (c-f) C – X. Issu de B1.

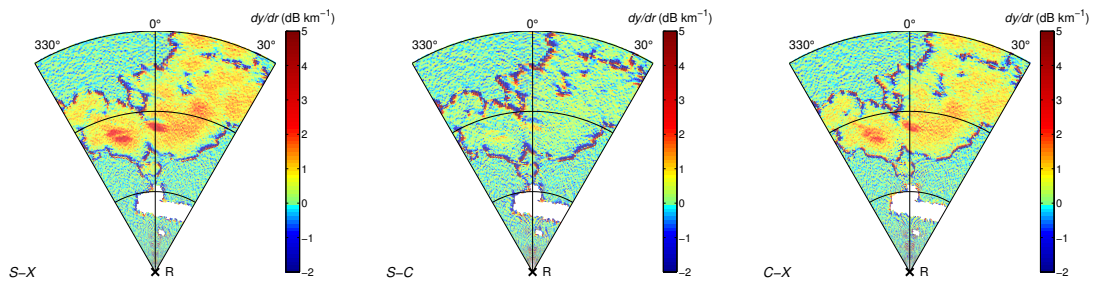


FIGURE 4.5 – dy/dr pour des signaux radar non-colinéaires et bruités pour (a) S – X, (b) S – C et (c) C – X.

quences. Nous avons trouvé que les meilleurs résultats concernant la détection de la grêle étaient obtenus quand le ratio bilongueur d'onde était utilisé en combinaison avec la mesure du facteur de réflectivité radar aux longueurs d'ondes les plus grandes. Il apparaît que les couples de fréquences $S-X$ et $C-X$ donnent les meilleurs résultats pour la détection de la grêle. Dans le contexte de l'aviation civile, $C-X$ permet toutefois de minimiser la taille de l'antenne.

L'usage de la bande C pour la mesure radar et l'équipement des avions commerciaux de radars bilongueur d'onde permettraient d'améliorer le taux de détection de la grêle. Ces deux dernières solutions ne sont pas irréalistes, car la taille des avions a beaucoup augmentée (Airbus 380, Boeing 747, Airbus 350), de sorte qu'ils peuvent désormais recevoir des antennes plus grandes et s'équiper d'une technologie plus performante. Actuellement, il n'y a pas de projet défini pour la mise en œuvre des radars embarqués en bande C et/ou $C-X$.

The Dual-Wavelength Method for Hailstorm Detection by Airborne Radar

Valentin Louf, Olivier Pujol, Henri Sauvageot, and Jérôme Riedi

Abstract—This paper focuses on a dual-wavelength technique to detect hail in convective cells from a weather airborne radar. The topic is of great interest since hailstorm is the main meteorological hazard in the context of civil aviation. Considering S , C , and X frequency bands, the question of the most efficient frequency couple is addressed by means of simulations of airborne radar observations. A convective system made of two successive rows of convective towers is first modeled. Another one extracted from a real hailstorm is then considered. It is shown that the quantity dy/dr , where r is the radial coordinate along the ray path and y is the measured differential reflectivity at two different wavelengths, is a good indicator of hail areas. This quantity, associated with the measured reflectivity at the less attenuated wavelength (i.e., the longest one), enables one to identify convective cells containing hail. It appears that the frequency couples S – X and C – X are the best ones for hail detection. In the context of civil aviation, the second one (C – X) permits one to minimize antenna size.

Index Terms—Airborne radar, dual wavelength, meteorological hazard, phased-array radar (PAR), precipitating systems, radar frequency comparison.

I. INTRODUCTION

HAIL detection is of considerable importance in civil aviation since hailstorms are the main meteorological hazard for airplanes. Hail is observed in the core of intense convective cells on the form of localized events with a relatively short duration. Indeed, during the lifetime of convective cells, about 30 min, hail is only present during the mature stage of the cells. In terms of radar measurements, hail has the highest reflectivity factor and is a strong attenuator. These quantities (reflectivity and attenuation) can be higher for wet hail, i.e., if hailstones are coated with a thin film of liquid water, than for dry hail.

The choice of the frequency band for observing precipitating systems and detecting hailstorms from airborne radar is essential, as recently shown by Louf *et al.* [1] who compared, by means of simulation of airborne radar observations, the reflectivity fields obtained at various meteorological frequencies. They have shown that S ($f \approx 2.8$ GHz and $\lambda \approx 10.7$ cm, where f is the radar frequency and λ is the wavelength in vacuum),

C ($f \approx 5.4$ GHz and $\lambda \approx 5.5$ cm), and X ($f \approx 9.4$ GHz and $\lambda \approx 3.2$ cm) bands are the best ones for airborne observations in order to detect hailstorms. The higher meteorological frequency bands K_u ($f \approx 15$ GHz and $\lambda \approx 2$ cm), K_a ($f \approx 35$ GHz and $\lambda \approx 0.86$ cm), and W ($f \approx 94$ GHz and $\lambda \approx 0.32$ cm) are too strongly attenuated to be used efficiently for hail detection. Louf *et al.* [1] emphasize that most airborne meteorological radars in civil aviation are X -band radars and that X -band does not permit one to detect hailstones larger than about 1 cm because, at X -band, scatterers of such size are beyond the first Mie scattering mode, i.e., in a region where radar reflectivity decreases when scatterer size increases.

Since hail reflectivity is strongly dependent on microwave frequency [2], an interesting method to improve hail detection in airborne radar is the dual-wavelength technique (DWT). The use of the reflectivity dependence on the wavelength in the Mie scattering region to distinguish hail from rain using simultaneous observations with a ground-based dual-wavelength radar (i.e., two collocated radars using coincident antenna beams) was first proposed by Atlas and Ludlam [2] and tentatively implemented with poor results [3], [4]. Eccles and Atlas [5] have reformulated the dual-wavelength approach and proposed a method using the range derivative of the dual-wavelength ratio (DWR). However, various papers between the 1970s and the mid-1980s emphasized about DWT artifacts, notably the mismatch of beam patterns [6], [7]. Most of these studies were made with analog radars. Nowadays, modern aircraft weather radars can use the technique of active phased-array antennas with digital beamforming. It allows one to produce different simultaneous beams at various wavelengths with the same pattern [8]. Notably, secondary lobes are controlled by digital beamforming. The mismatch of radiation pattern is thus no longer a problem with current phased-array radar (PAR) technology.

Hail is the only non-Rayleigh meteorological scatterer at S -band. In addition, hail is the only hydrometeor to present significant reflectivity differences at S -, C -, and X -bands. Various studies have confirmed the relevance of the S – C , C – X , and S – X frequency couples for meteorological observations. For instance, Féral *et al.* [9] have used the radar reflectivity difference between S - and C -bands to identify hailstorms in various convective conditions from noncollocated ground-based radars.

Dual-wavelength or triple-wavelength radar techniques have also been proposed for liquid water content [10]–[12] and rain water content [13] measurements, liquid water and ice content retrieval [14], [15], and ice crystal sizing in cirrus [16]–[18]. These kinds of techniques are quoted here for the record but do not apply in the presence of hail and with the radar bands

Manuscript received October 25, 2013; revised December 23, 2013; accepted March 7, 2014. Date of publication April 10, 2014.

V. Louf, O. Pujol, and J. Riedi are with the Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille 1, 59650 Villeneuve d'Ascq, France (e-mail: valentin.louf@ed.univ-lille1.fr; olivier.pujol@univ-lille1.fr; jerome.riedi@univ-lille1.fr).

H. Sauvageot is with the Observatoire Midi-Pyrénées, Université de Toulouse, 31400 Toulouse, France (e-mail: henri.sauvageot@aero.obs-mip.fr).

Color versions of one or more of the figures in this paper are available online at <http://ieeexplore.ieee.org>.

Digital Object Identifier 10.1109/TGRS.2014.2311316

used for hail detection. Polarimetric detection of hail at various frequencies can also be interesting, as discussed for ground radars in [19] and [20]. However, the polarimetric approach is out of the scope of the present paper. In fact, the feasibility of the transfer of ground-based polarimetric radar concepts to airborne radar for meteorological observations has never been demonstrated. With a phased-array airborne radar that uses a flat antenna, polarization is problematic. Theoretical studies have been conducted showing that phase-correction matrices have to be introduced and experimental verifications are still needed [21]. The difficulties are mainly technical: Is it possible to implement polarimetric measurements of the pertinent meteorological parameters with the requisite accuracy using small noncircular flat antenna and wide noncircular beamwidth, through the conical radome of airplanes? Zhang *et al.* [21] have concluded that it was premature to speak about polarimetric PAR, which was also confirmed at the recent 36th American Meteorological Society Radar Conference [22]. On the other hand, the feasibility of multifrequency band PAR is known since the 1990s [23], and some techniques have already been patented (e.g., [24] among others).

In the present paper, $S-C$, $C-X$, and $S-X$ dual-wavelength couples are discussed in the context of DWT applied to radar reflectivity. The DWR $y(r)$ can be written as

$$\begin{aligned} y(r) &= Z_{m,\lambda_l}(r) - Z_{m,\lambda_s}(r) \\ &= [Z_{e,\lambda_l}(r) - Z_{e,\lambda_s}(r)] - 2 \int_0^r [a_{\lambda_l}(r) - a_{\lambda_s}(r)] dr \end{aligned} \quad (1)$$

where r is the radial distance, Z_m (in dBZ) is the measured radar reflectivity factor (i.e., including attenuation on the radar-target path and inside the cell), Z_e (in dBZ) is the equivalent radar reflectivity factor, a (in $\text{dB} \cdot \text{km}^{-1}$) is the specific attenuation (the factor 2 is for back and forth propagation), and λ is the radar wavelength (l for large and s for small). DWT validity depends on various parameters, such as the shape, the size distribution, and the thermodynamic phase of the target. All that create some difficulties about the sensitivity and false alarm rate which lead to doubt the validity of the method using solely the DWR [3]. Eccles and Atlas [10] improved and simplified the DWT by eliminating some defects associated notably with the detection of small concentration of hail inside a large background of nonhail precipitation by using the range derivative of the DWR dy/dr

$$\frac{dy}{dr} = \frac{d}{dr} [Z_{m,\lambda_l}(r) - Z_{m,\lambda_s}(r)]. \quad (2)$$

DWT minimizes the effect of attenuation, is no longer affected by signal fluctuations, and is independent of absolute radar calibrations [5], [25]. In the presence of Rayleigh scatterers, $y(r)$ increases monotonically due to attenuation so that $dy/dr > 0$. In the case of hail, because hailstones present a higher reflectivity as frequency decreases, $y(r)$ increases rapidly when entering inside a hail area ($dy/dr > 0$) and decreases at the rear ($dy/dr < 0$). The minimum detectable hail has been

TABLE I
RADAR ANTENNA DIAMETER AT THE DIFFERENT
FREQUENCY BANDS FOR $\theta_{3 \text{ dB}} = 3^\circ$

Frequency band	S	C	X
Aperture at 3 dB	3°	3°	3°
Wavelength	10.7 cm	5.5 cm	3.2 cm
Antenna diameter	2.50 m	1.28 m	0.80 m

investigated through DWT in [5], which has shown that dry and wet hailstones of diameter greater than 1 cm can theoretically be detected.

Up to now, the DWT has not been routinely implemented on ground-based meteorological radar for hail detection, except in the ancient soviet experiment [4]. However, the results of this experiment are controversial and nonconclusive [25], [26]. The DWT has never been proposed and discussed for airborne radar, particularly in the framework of civil aviation. Ground-based meteorological radar literature is well documented, whereas bibliography about airborne meteorological radars for civil aviation is very poor. Rather, one can find many patents about the last topic. This paper aims at documenting airborne meteorological radar literature by means of dual-wavelength airborne radar simulations. Does DWT can improve hailstorms detection by airborne radar?

This paper is organized into four sections. Section II describes the numerical method used to model precipitating systems and simulate their airborne radar observations. Results are presented in Section III with a discussion about method limitations. Section IV is the conclusive one.

II. METHOD FOR SIMULATING PRECIPITATING SYSTEM OBSERVATIONS

Simulation of precipitating system observations is made using the method described in detail in [1]. Briefly, it consists in modeling a mesoscale precipitating system with nine hydrometeor categories (rain, dry and wet hail, dry and wet snow, graupel, drizzle, ice crystals, and water droplets), each one being characterized by a 3-D concentration field and a size spectrum distribution.

Observations are simulated for an airborne radar located on a plane flying at 10 km of altitude operating at S -, C -, and X -bands. Range bin spacing Δr is set to 150 m. Some PAR has to transmit longer pulses in order to maintain an equivalent average power on target, which increases the range gate size. Several simulations (not shown here) were conducted with a higher Δr , and no notable modifications were seen.

Electromagnetic energy is supposed to be uniformly distributed in a 3-dB beamwidth of aperture $\theta_{3 \text{ dB}} = 3^\circ$. Because the DWT requires that the two radar beams illuminate identical volumes of resolution, the same value of 3° has been considered at S -, C -, and X -bands. This large value for $\theta_{3 \text{ dB}}$ is common in the context of civil aviation. Table I gives the corresponding antenna diameter D_a using the relation $\theta_{3 \text{ dB}} = 70\lambda/D_a$, with $\theta_{3 \text{ dB}}$ in degrees and λ and D_a in the same unit [8].

The size distribution $N(D)$ of each hydrometeor category and a complete modeling of the target microphysics are required to compute the reflectivity fields. The detail for all hydrometeor categories can be found in [1]. However, with

rain and hail precipitations being the core of this paper, we recall the size distribution for them [27]. For precipitating rain, the gamma-modified size distribution is used: $N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$, where $N_0 = 0.06 \exp(3.2\mu)$, $\Lambda = (3.67 + \mu)/D_0$ [28], and $D_0 = 0.13 R_r^{0.14}$ [29], with D as the raindrop diameter in centimeters, R_r as the rainfall rate in $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$, and $N(D)$ in cm^{-4} . For hail, hailstones present a great natural variability in size; it is at least 5 mm and can reach 10 cm. Cheng and English [30] have proposed a relation of the form $N(D_e) = N_0 \exp(-\Lambda D_e)$, where $N_0 = 115 \Lambda^{3.63}$ (in $\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$) with D_e as the equivalent hailstone spherical diameter in millimeters and $\Lambda = (1/3.45) \ln(88/R_h)$ [31].

The equivalent radar reflectivity factor and attenuation are then computed from backscattering (σ) and attenuation (Q) cross sections of spherical scatterers given by Mie formulas [32], calculated with the Deirmendjian algorithm [33]. The temperature vertical profile is considered to decrease linearly with a gradient of $-6.5 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, with the $0 \text{ }^\circ\text{C}$ isotherm at 4 km of altitude. The radar detection threshold has been fixed to 0 dBZ. For a given radar cell of volume \mathcal{V} , the procedure consists in identifying the grid points included in \mathcal{V} and, for each of these grid points, to compute σ and Q at the considered microwave frequency. The equivalent radar reflectivity factor of \mathcal{V} is finally calculated with the Probert–Jones equation [34]. The simulation is fully completed when the successive radar beams separated by $\Delta\theta = 0.1^\circ$ in azimuth have covered the whole extent of the target.

Hail can be found dry or wet, i.e., coated with a liquid water layer. The ratio of wet hail in storms is about 35% of the total hail content [2], [9], [27], [35]–[37]. Thus, in the present paper, precipitating systems include a mixture of hail with wet hailstone with a ratio of 35% of the total hail numerical concentration coated with a liquid water layer of 0.5 mm depth. The cross sections of wet hail at two different thermodynamical phases have been calculated with the formula introduced by Oguchi [38].

III. HAIL DETECTION BY DWT

Hail detection by DWT is investigated by considering the three following dual-wavelength couples: $S-C$, $C-X$, and $S-X$. The first subsection is relative to a simulated precipitating system. In the second subsection, the DWT is applied to hailstorm detection in a real mesoscale system.

A. Simulated Precipitating Systems

The precipitating system is composed of two rows of identical convective towers, as displayed in Figs. 1 and 2, surrounded by a stratiform background [1]. Each tower has a diameter of 10 km. The center of the cells of the first row is located at 110 km away from the radar, and the cell center of the second is at 130 km. Inside a row, the lateral separation between the centers of two neighbor convective towers is 15 km. This configuration has been chosen in order to emphasize the effects of the radar lateral resolution on hailstorm detection in function of radar–target distance and attenuation associated to two hailstorms lined up along the radar beam direction. Fifty precipitating systems with different microphysical parameters have been modeled. Since simulations have led to similar

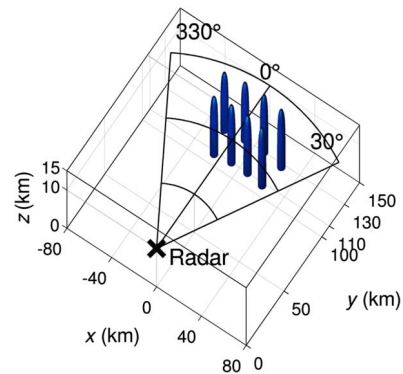


Fig. 1. Numerical model configuration. Radar is located at (0, 0, 10); range markers are every 50 km. The cell center of the first row of convective tower is at 110 km from the radar, and the second is at 130 km. The towers have circular horizontal section with a diameter of 10 km.

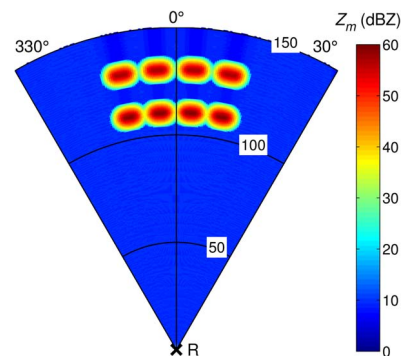


Fig. 2. Simulation of the precipitating system in Fig. 1 containing hail by an S-band radar with a $\theta_{3 \text{ dB}}$ -beamwidth aperture of 3° located as shown in Fig. 1 using a PPI display (adapted from [1]). Widening and ovalization of the cells are effects due to the wideness of the $\theta_{3 \text{ dB}}$ beamwidth.

conclusions, only one example is presented. It corresponds to convective towers of moderate hailfall and rainfall rates $R_h = 40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ and $R_r = 60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, respectively. These values are typical for this kind of precipitating system [39].

The DWR has been computed for the three couples $S-X$, $S-C$, and $C-X$ with attenuation (inside and outside the cells). In the first column [Fig. 3(a)–(c)], DWR corresponds to ΔZ_m , i.e., the measured reflectivity difference; in the second one, $\text{DWR} = \Delta Z_e$ [Fig. 3(d)–(f)]. Fig. 3(a) and (d) is relative to the couple $S-X$, Fig. 3(b) and (e) to the couple $S-C$, and Fig. 3(c) and (f) to the couple $C-X$. The importance of the attenuation is clearly visible: ΔZ_m can reach 30 dB [Fig. 3(a)–(c)] while ΔZ_e is always lower than 6 dB [Fig. 3(d)–(f)]. That corresponds to a differential attenuation of about 24 dB for the couple $S-X$; it is lower for the other couples. Note that cumulative attenuation can only increase with r , so that the integral term of (2) is a strictly monotonically increasing term. Hail, which is the only hydrometeor to be a non-Rayleigh scatterer at S -, C -, and X -bands, is the highest contributor to ΔZ_e : Maximum values of 6 dB are found for the $S-X$ couple [Fig. 3(d)]; they are around 3 dB for $S-C$ and 4 dB for $C-X$ [Fig. 3(e) and (f)]. Those ΔZ_m values are in accordance with [40]. This hail property is responsible of an interesting behavior of y .

Fig. 4 displays $y(r)$ along azimuth 5° , i.e., a radial line crossing two cells along their diameters, for $S-X$, $C-X$, and

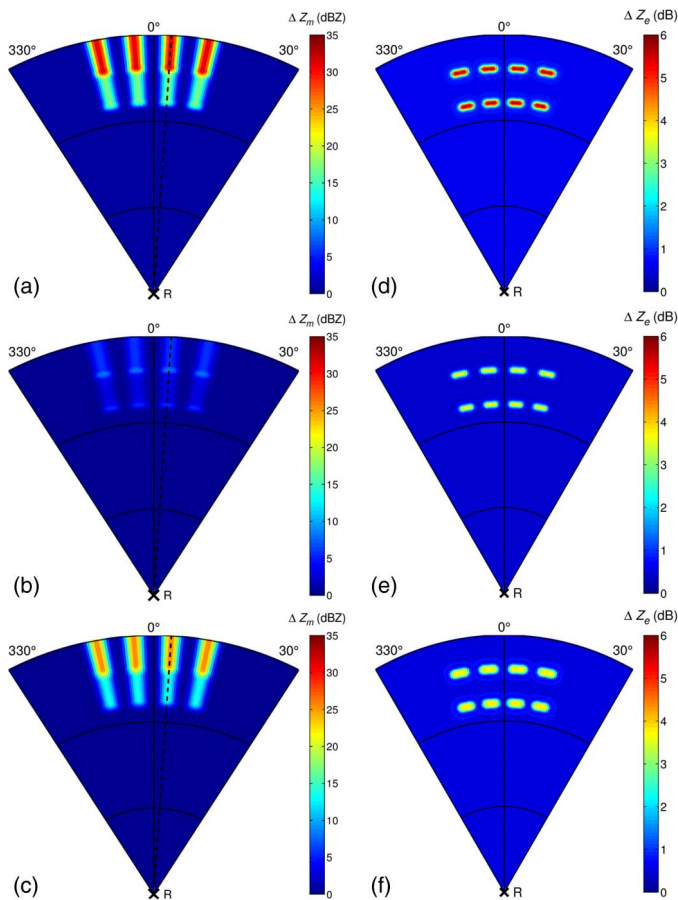


Fig. 3. Simulation of radar differential reflectivity for a PPI view at 10 km of altitude. Frequency couples are [(a) and (d)] $S-X$, [(b) and (e)] $S-C$, and [(c) and (f)] $C-X$. (a)–(c) Measured differential reflectivity (ΔZ_m). (d)–(f) Nonattenuated differential reflectivity (ΔZ_e). Convective towers contain hail. The dashed line shows the direction considered for the calculation of Fig. 4. Range markers are as in Fig. 2.

$S-C$ couples. Two local maxima can be seen at $r = 110$ km and $r = 130$ km: For $S-X$ couples, around $r = 110$ km, y increases by about 18 dB over 3 km and then decreases over the same radial distance by about 3 dB. The same occurs around $r = 130$ km. As indicated by Eccles and Atlas [5], this behavior is due to hail: y increases (decreases) while hail concentration increases (decreases). Herzegh and Jameson [40] have proposed that a minimal threshold value of 6 dB should be applied for hail detection for $S-X$ couple, in order to avoid false hail detection. The DWR in Fig. 4 is varying between 15 and 30 dB, which is higher than this threshold. It ensues that considering the derivative dy/dr is useful for hail detection. Indeed, the variation of this quantity is higher for hail than for any other hydrometeor ($|dy/dr|_{\text{hail}} \gg |dy/dr|_{\text{rain}}$). Moreover, dy/dr is negative when the radar beam radially exits from a hail area. That appears clearly in Fig. 5, which represents dy/dr for $S-X$ (a), $S-C$ (b), and $C-X$ (c) frequency couples: dy/dr ranges between -0.5 and -2 dB \cdot km $^{-1}$ at the rear side of hail areas.

These simulations show the interest to use dy/dr to detect convective cells containing hail from airborne weather radar. The front of a hail area displays a strong positive variation, while the rear is negative. To delimit completely a hail area, the measured reflectivity is a significant complementary informa-

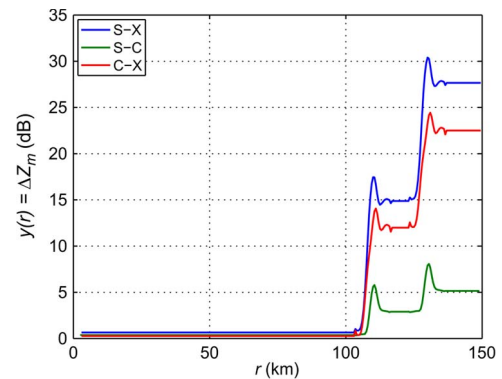


Fig. 4. Radial behavior of y along the 5° azimuth (the white dashed line in Fig. 3) for $S-X$, $S-C$, and $C-X$ frequency couples.

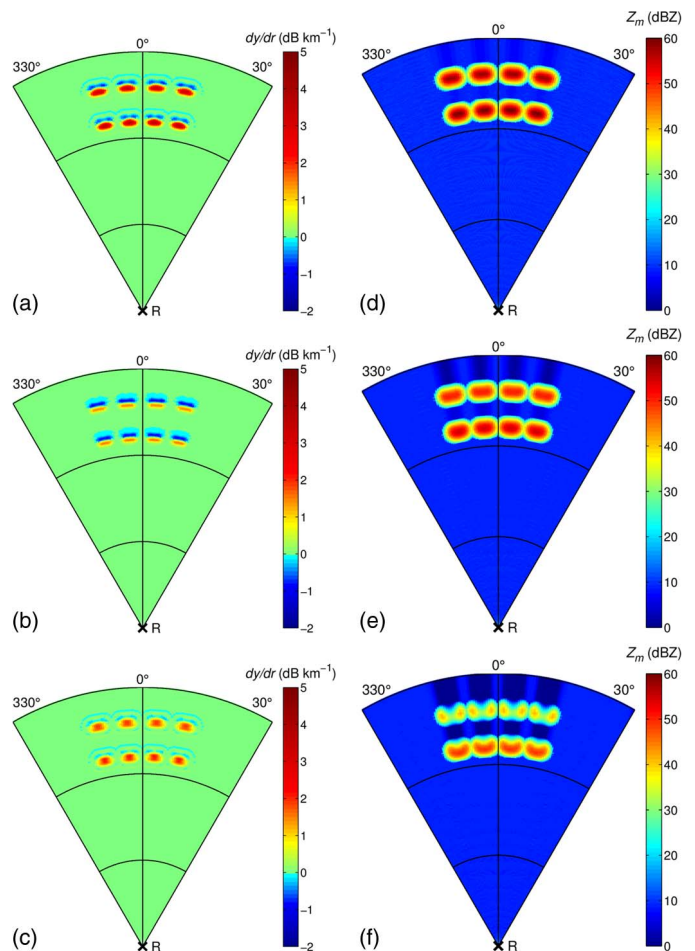


Fig. 5. PPI field of dy/dr for the frequency couples (a) $S-X$, (b) $S-C$, and (c) $C-X$. PPI field of measured reflectivity in (d) S -, (e) C -, and (f) X -bands. Convective towers contain hail. Range markers are as in Fig. 2.

tion. Indeed, in Fig. 5, which shows the dy/dr for $S-X$, $S-C$, and $C-X$ frequency couples [Fig. 5(a)–(c)] and the measured reflectivity Z_m at S -, C -, and X -bands [Fig. 5(d)–(f)] for hail, one observes high positive values of dy/dr at the front of hail cells and negative values of dy/dr at the rear side. Thus, the identification of dy/dr maxima and minima associated with high Z_m values enables the identification of hail areas within convective cells. Obviously, to delimit the convective cells, the less attenuated frequency of the couple has to be used.

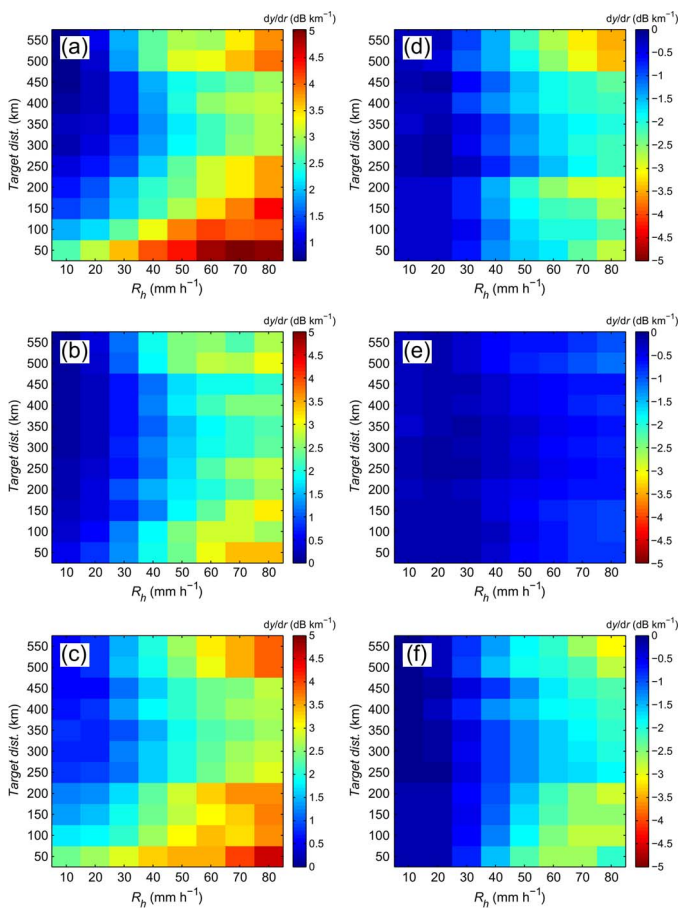


Fig. 6. Variation of dy/dr in function of hailfall rate R_h and target distance. (a)–(c) Positive variation of dy/dr in the front of hail area (higher is better). (d)–(f) Negative variation of dy/dr in the rear of hail area (smaller is better) for [(a) and (d)] $S-X$, [(b) and (e)] $S-C$, and [(c) and (f)] $C-X$.

In order to investigate the influence of the hailfall rate R_h and the target distance d , several other simulations have been performed with R_h ranging from 10 to 80 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ and d from 50 to 550 km, since the data presented on the scope of airborne meteorological radars usually range up to 320 NM (about 590 km). For the sake of simplicity of these simulations, the radar beam is taken fixed with axes along the dashed line in Fig. 3. Fig. 6 sketches the results obtained for the three couples $S-X$, $S-C$, and $C-X$. Whatever the couple considered, it first appears that dy/dr increases when R_h increases. However, some small variations can be seen with R_h modification. They are due to Mie modes. Hence, the DWT signal is weak as R_h values are low, but it works better and better as R_h increases. All couples give clear results with a good positive variation of dy/dr [Fig. 6(a)–(c)]. Moreover, $S-X$ and $C-X$ show a better positive variation than $S-C$. At first glance, with respect to the distance, the closest the hail cells, the higher dy/dr in absolute value. When the target distance increases, the size of the radar volume resolution cell increases too. At 50 km, the radar cell has about 2.6 km width, while at 550 km, it has about 28.8 km width (for $\theta_{3 \text{ dB}} = 3^\circ$). Thus, for a convective tower of 10 km of diameter, hail is “diluted” in a much higher resolution cell, and therefore, reflectivity is decreasing when the target distance increases. However, for large distances, dy/dr is still informative about hail presence. For distance greater than 400 km,

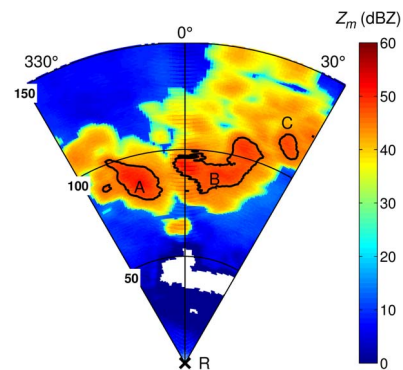


Fig. 7. CAPPI at 10 km of altitude of the mesoscale system of May 2, 2003, in Alabama (USA). R indicates airborne radar position. Data come from the NEXRAD network (S -band). Radar designation is KFFC. The black contours delimit possible hail area ($Z_m > 45 \text{ dBZ}$). The white zone between 30 and 50 km corresponds to an absence of data. Range markers are in kilometers.

dy/dr is increasing. At these large distances, the radar aperture beamwidth is larger than the distance separating two convective towers. The radar is thus taking into account a part of the towers located on both sides. Clearly, at a large distance, a cluster of hail cells is more easily detectable than a single hail cell.

B. Case of a Real Hailstorm

In order to illustrate how the DWR works to determine hail areas, let us consider a real mesoscale precipitating system that occurs on May 2, 2003, in Alabama (USA). Fig. 7 is a constant altitude plan position indicator (CAPPI) at 10 km of altitude of a part of the S -band reflectivity field measured by the radar identified as KFFC of the NEXRAD (Next-generation Radar) network. Note that the area C does not contain hail (known from NEXRAD level 3 data hail index, which is a product designed to locate storms that have the potential to produce hail), although it presents a reflectivity which is about that of areas A and B . It illustrates that a criterion based solely on reflectivity is not sufficient for hail detection. The blank part between 30 and 50 km from the radar corresponds to lack of data. For simulation, precipitation rates and hydrometeor concentrations are not provided by NEXRAD data. Hydrometeor identification for convective and stratiform systems has to be estimated through $S-Z$ and $Z-M$ relationships for conversion of $Z_{e,S}$ to microphysical parameters, as explained in [41] and [42].

Fig. 8(a)–(c) displays the $y(r)$ for the frequency couples $S-X$, $S-C$, and $C-X$, respectively, while Fig. 8(d)–(f) represents the nonattenuated reflectivity difference for the same frequency couples, respectively. As expected, cumulative attenuation along the ray path does not permit one to identify hail areas A and B [Fig. 8(a)–(c)]. However, these areas appear if nonattenuated reflectivity difference is considered [Fig. 8(d)–(f)]. The difference is important, which is higher than 3 dB, for $S-X$ [Fig. 8(d)] and $C-X$ [Fig. 8(f)] frequency couples since the X -band is strongly attenuated compared to S - and C -bands. Hail is responsible of the high reflectivity differences; thus, a hail-free convective area C does not appear in Fig. 8(d)–(f).

The radial derivative of the reflectivity difference dy/dr has thus been considered [Fig. 9(a)–(c)]. Associated with the

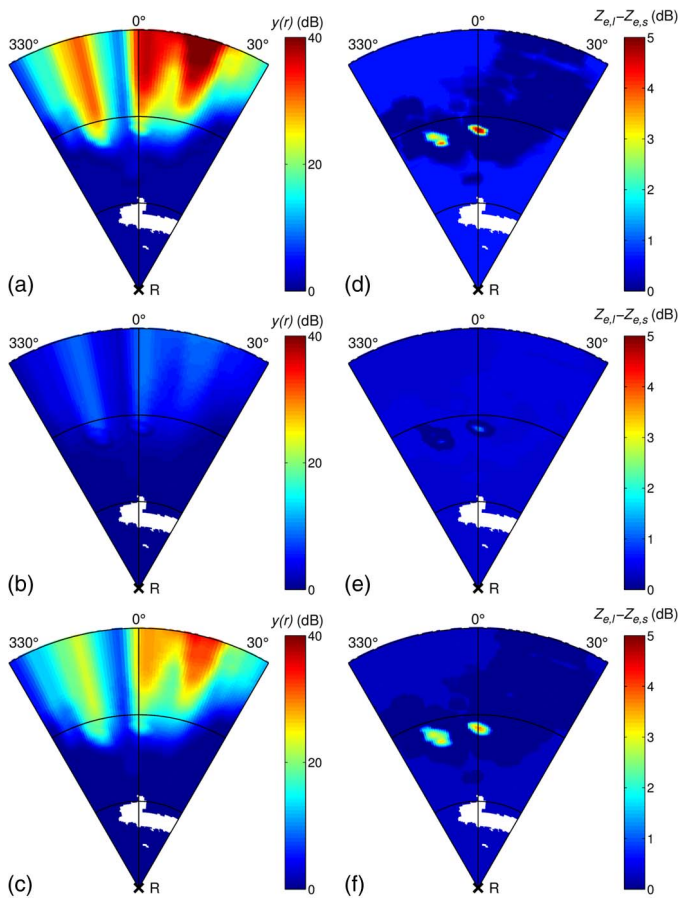


Fig. 8. DWR field y of hailstorm shown in Fig. 7 for the frequency couples [(a) and (d)] $S-X$, [(b) and (e)] $S-C$, and [(c) and (f)] $C-X$ calculated from the [(a)–(c)] measured reflectivity and [(d)–(f)] nonattenuated reflectivity. Range markers are as in Fig. 2. The blank area between 30 and 50 km is due to lack of data.

measured reflectivity [Fig. 9(d)–(f)], hail areas for this real case are clearly localized. The frequency couples $S-X$ and $C-X$ [Fig. 9(a) and (c)] are the best ones, with Z_m values (higher than 50 dBZ) at S - and C -bands [Fig. 9(d) and (e)]. Due to attenuation, Z_m values at X -band [Fig. 9(f)] are too low to be useful. As indicated for the simulated case, $y(r)$ alone does not allow one to detect hail areas.

The influence of R_h value and that of the target distance d have also been considered for this real case. Obviously, hail detection is better as R_h increases (not shown). Figs. 10 and 11 represent the same observations as Fig. 9 but for $d = 50$ and 250 km. In the case presented in Fig. 11, the distance is not strongly affecting the DWT: As emphasized previously, hail areas are well detected by this technique. If the size of the antenna is taken into account, the couple $C-X$ is more favorable since C -band antenna is smaller (half) than S -band antenna for the same beamwidth.

C. Limitations

We have explored three types of limitations: the mismatch pattern, the noise, and the use of a higher frequency. In the introduction, higher frequency bands were immediately dropped, based on the result of our previous paper [1]. Nonetheless, the Z_m field for the numerical convective system (i.e., Fig. 2) at K_u -band ($f \approx 15$ GHz and $\lambda \approx 2$ cm) is represented in

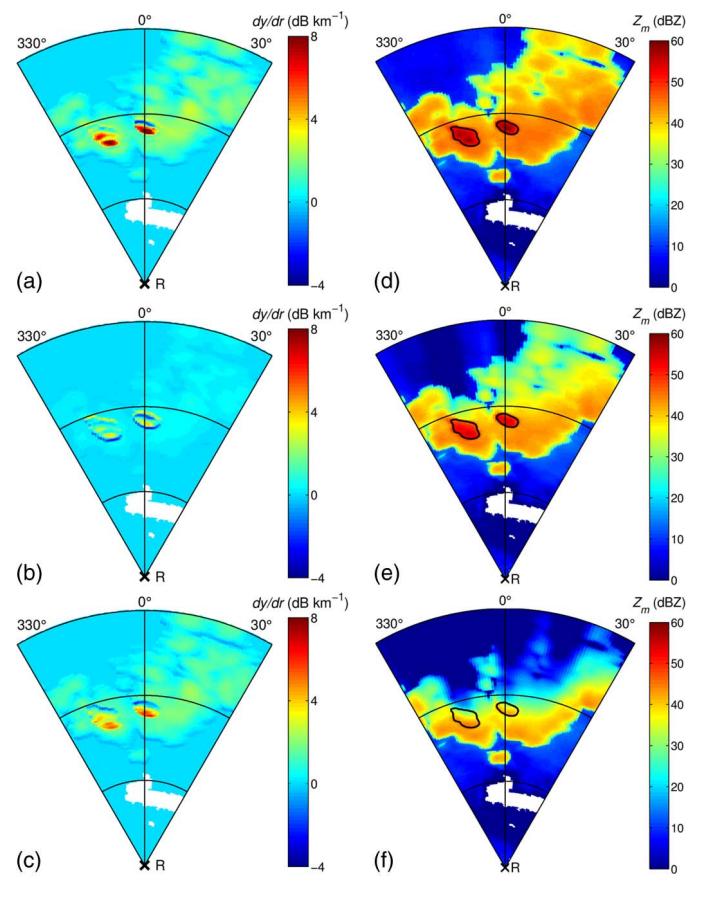


Fig. 9. PPI field of dy/dr of hailstorm shown in Fig. 7 for the frequency couples (a) $S-X$, (b) $S-C$, and (c) $C-X$. PPI field of measured reflectivity in dBZ at (d) S -, (e) C -, and (f) X -bands. The black contours delimit hail areas. Range markers are as in Fig. 2. The blank area between 30 and 50 km is due to lack of data.

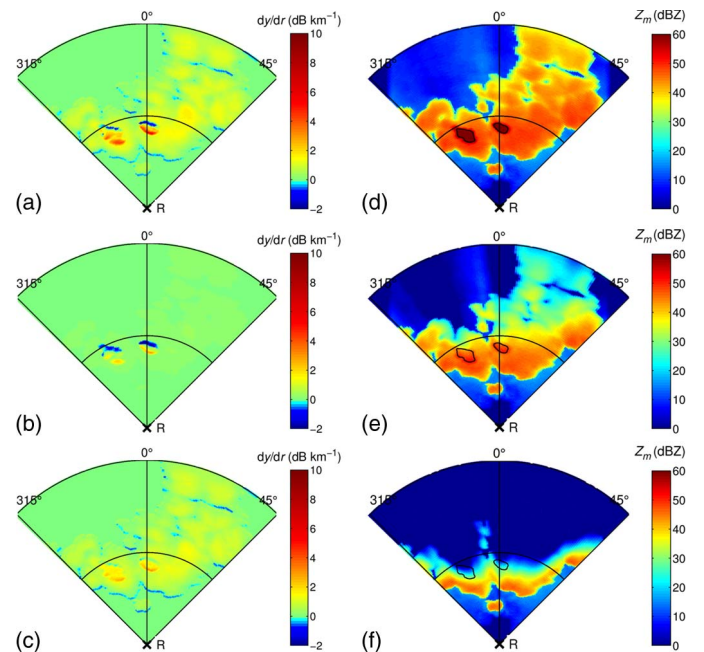


Fig. 10. PPI field of dy/dr of hailstorm shown in Fig. 7 for the frequency couples (a) $S-X$, (b) $S-C$, and (c) $C-X$. The distance between radar and target is set to be around 50 km. PPI field of measured reflectivity in dBZ at (d) S -, (e) C -, and (f) X -bands. The black contours delimit hail areas. Range markers are 50 and 100 km.

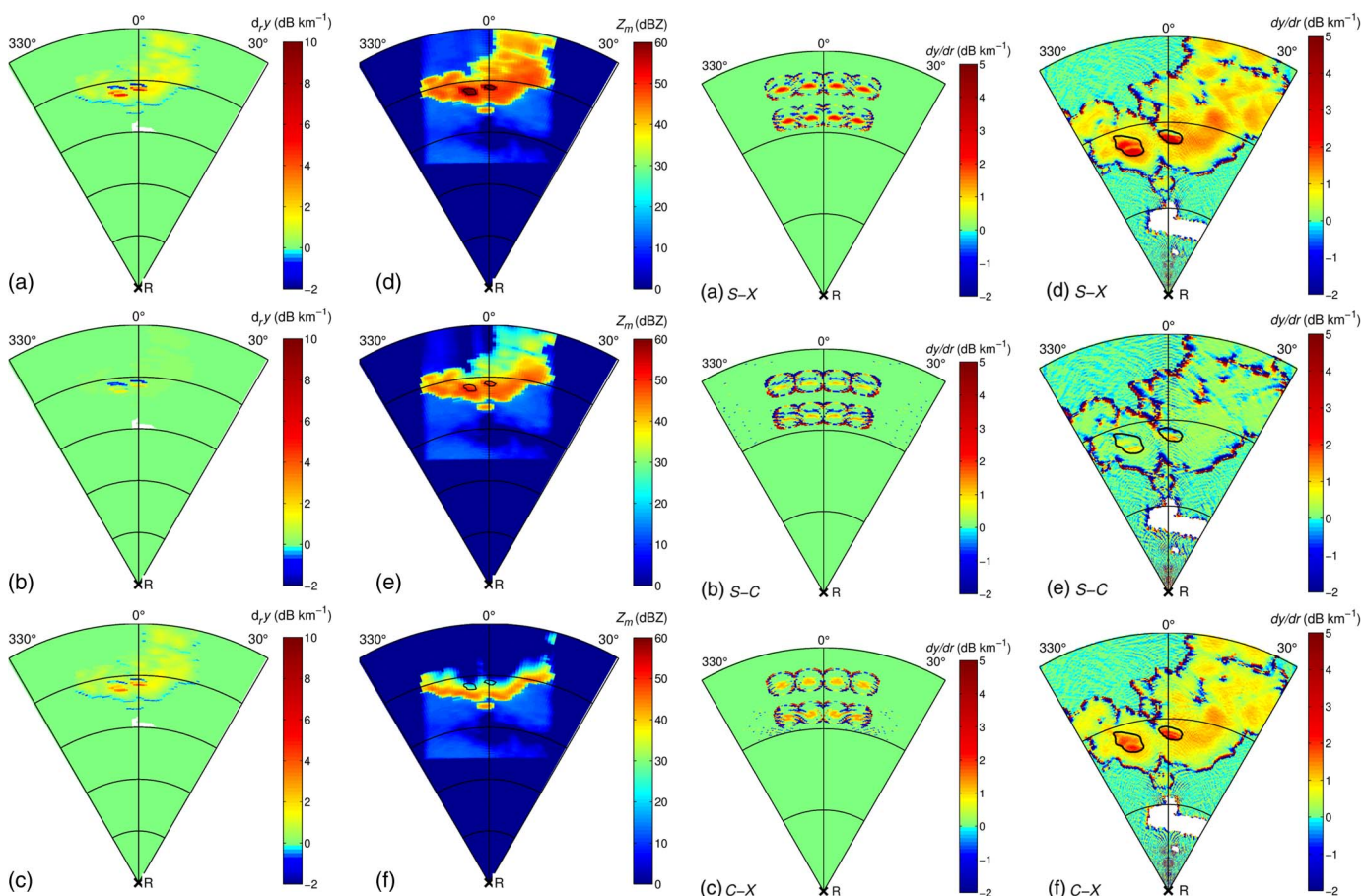


Fig. 11. PPI field of dy/dr of hailstorm shown in Fig. 7 for the frequency couples (a) $S-X$, (b) $S-C$, and (c) $C-X$. The distance between radar and target is set to be between 200 and 250 km. PPI field of measured reflectivity in dBZ at (d) S -, (e) C -, and (f) X -bands. The black contours delimit hail areas. Range markers are 50 km from each other with a maximum distance of 250 km. The blank areas around 150 km is due to lack of data.

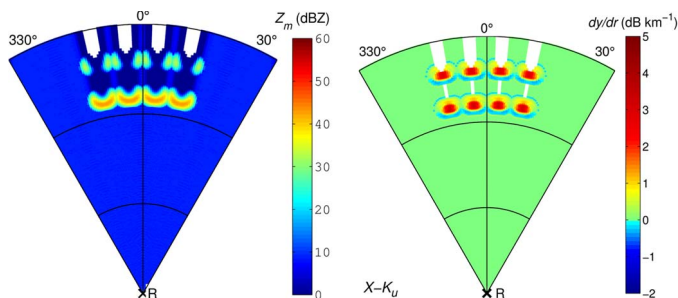


Fig. 12. PPI view of (a) Z_m field at K_u -band ($\lambda_0 = 2$ cm) and (b) dy/dr for the $X-K_u$ couple. The blank area denotes a signal extinction due to too-high attenuation. Range markers are as in Fig. 2.

Fig. 12(a). K_u -band attenuation is a major problem for hail detection, since it leads to signal extinction [blank areas in Fig. 12(a)]. On the other hand, the dy/dr field for the $X-K_u$ is promising [Fig. 12(b)], even though some data are missing due to extinction. However, the DWR should not overcome the direct reflectivity field for hail detection.

The second limitation can be the mismatch pattern. It happens when the two radar beams are noncoincident. This problem was historically the main limitation of the DWT, but as already said, PAR can produce fully coincident beams and

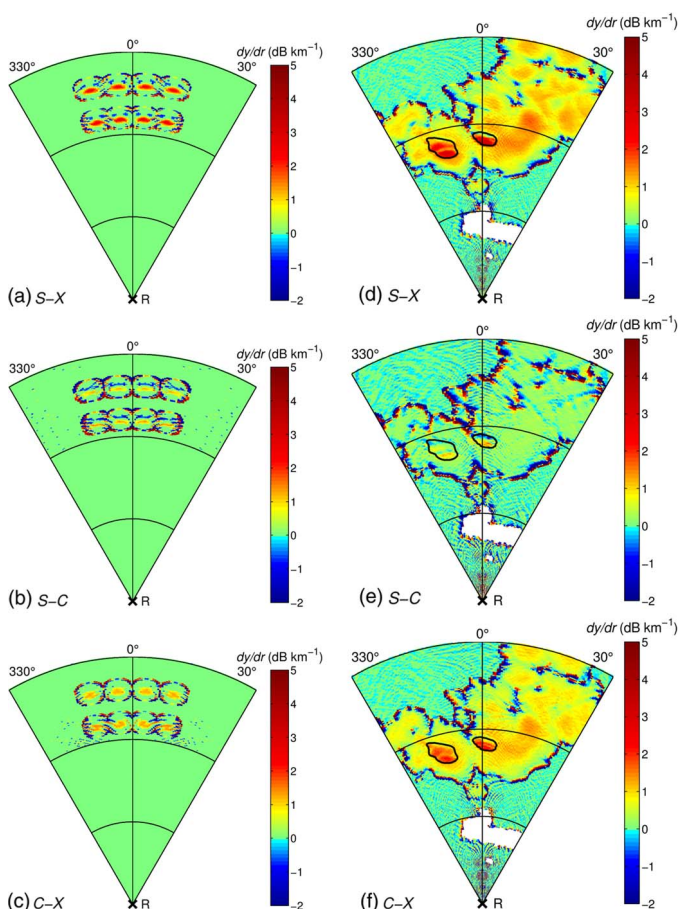


Fig. 13. PPI field of dy/dr of noncoincident beams for the frequency couples [(a) and (d)] $S-X$, [(b) and (e)] $S-C$, and [(c) and (f)] $C-X$. For S -band $\theta_{3\text{ dB}} = 3.75^\circ$ and C -band $\theta_{3\text{ dB}} = 1.92^\circ$ (both corresponding to an antenna diameter of 2 m); for X -band $\theta_{3\text{ dB}} = 2.8^\circ$ (classical 80 cm airborne radar antenna). (a)–(c) Numerical model as in Fig. 2. (d)–(f) Real mesoscale system as in Fig. 7. The black contours delimit hail areas. Range markers are as in Fig. 2.

control their shapes. Thus, the mismatch pattern is no longer a problem. However, in the case of a constant size antenna for the two frequencies, the radars used would have collinear beams but different beamwidths. In Fig. 13, dy/dr is computed for the numerical model [Fig. 13(a)–(c)], and for the real mesoscale one [Fig. 13(d)–(f)], in a case of different beamwidths. A 2-m radar antenna diameter is taken for S -band ($\theta_{3\text{ dB}} = 3.75^\circ$) and C -band ($\theta_{3\text{ dB}} = 1.92^\circ$), as suggested in [1], whereas the diameter of X -band is of 0.80 m ($\theta_{3\text{ dB}} = 2.8^\circ$). These differences of $\theta_{3\text{ dB}}$ beamwidth induce a mismatch of radar visualization fields. This mismatch provokes a strong edge effect around the convective region. It prevents the use of a negative dy/dr as indicator for hail. However, hail areas, because of their extent and large dy/dr effect, are clearly seen and distinguishable, particularly with $S-X$ and $C-X$.

The last limitation can be the use of a noisy signal. In Fig. 14(a)–(c), a 4 dB noise has been added to the Z_m fields. This noise is independent from the measurement itself. Hail areas are clearly seen, still because of their spatial extent and their high dy/dr value. Hail patterns are still clearly seen for $S-X$ and $C-X$ couples. For the $S-C$ dual frequency, the ratio is not high enough, and little ambiguity is found.

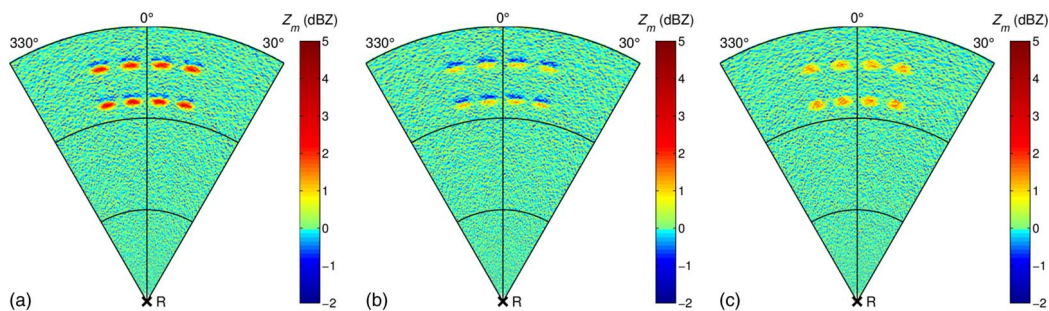


Fig. 14. PPI field of dy/dr for the frequency couples (a) $S-X$, (b) $S-C$, and (c) $C-X$. A 4 dB noise is applied to the signal. Range markers are as in Fig. 2.

Some additional processing to remove the edge effect artifacts could be appreciated for pilots in order to keep only the most probable real hail areas. Such artifact removal procedures could lead to the investigation of additional processing methods to be developed for an operational application.

IV. SUMMARY AND CONCLUSION

In this paper, the dual-wavelength radar approach has been tentatively used to analyze a new topic: the detection at long distance of hailstorms from a civil airplane flying around 10 km of altitude and using a small antenna—wide beamwidth weather radar. This topic is of interest because hail precipitation is the main meteorological hazard for airplane. The study was performed from a simulation in which an ensemble of precipitating convective cells is modeled in detail. Each cell is described with nine hydrometeor categories (rain, dry and wet hail, dry and wet snow, graupel, drizzle, ice crystals, and water droplets) and, for each one, a size spectrum and a tridimensional distribution. Hail population is a mixture of dry and 35% of wet hailstone coated with a liquid water layer of 0.5 mm depth. For the dual-wavelength airborne radar, three frequency couples were considered: $S-X$, $S-C$, and $C-X$ with a 3 dB beamwidth of 3° for all frequencies. For each of these three meteorological frequency bands, hail is a non-Rayleigh scatterer in such a way that, for each couple, DWR is specific and thus suitable to implement the DWR approach.

It is found that the best result for hailstorm identification with the dual-wavelength radar is a combination of the panoramic distributions of the range derivative of the DWR (dy/dr) and of the radar reflectivity factor measured at the lower frequency ($Z_{m,l}$). The best frequency couples, i.e., giving the highest hailstorm detection signal (HDS) are $S-X$ and $C-X$. Of course, HDS increases when the hail rate R_h increases for the same rain rate R_r .

This method has also been tested from data extracted from a real case of mesoscale convective system observed by a NEXRAD radar in Alabama with very promising results.

Limitations of the approach used in the present paper have been discussed. First, tests on the limits of frequency show that using frequency higher than the X -band, i.e., K_u - or K_a -band, is not advisable because, even if it enables one to increase the reflectivity difference with S - or C -band, and thus to increase the HDS, strong attenuation at these high frequencies raises the risk of signal extinction, notably for long distances of observation. Second, the use of radars with collinear beams but different beamwidths (i.e., for example, in case of constant size

antenna for the two frequencies) is providing a degraded, but not destroyed, HDS). The HDS is degraded but not destroyed. Third, the use of noisy data has been considered; again, in this case, the HDS is not destroyed.

Finally, to sum up, based on careful simulations, the present study suggests that the dual-wavelength method could be a valuable approach for hailstorm detection from airborne weather radar.

ACKNOWLEDGMENT

The authors would like to thank the U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration/National Weather Service for providing without any charge the excellent NEXRAD network radar data used in this work.

REFERENCES

- [1] V. Louf, O. Pujol, H. Sauvageot, and J. Riedi, "Simulation of airborne radar observations of precipitating systems at various frequency bands," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 52, no. 3, pp. 1627–1634, Mar. 2014.
- [2] D. Atlas and F. H. Ludlam, "Multi-wavelength radar reflectivity of hailstorms," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 87, no. 374, pp. 523–534, Oct. 1961.
- [3] D. Atlas, K. R. Hardy, and J. Joss, "Radar reflectivity of storms containing spongy hail," *J. Geophys. Res.*, vol. 69, no. 10, pp. 1955–1961, May 1964.
- [4] G. Sulakvelidze, "Radar identification of hail," in *Proc. 13th Radar Meteorol. Conf.*, 1968, p. 455.
- [5] P. J. Eccles and D. Atlas, "A dual-wavelength radar hail detector," *J. Appl. Meteorol.*, vol. 12, no. 5, pp. 847–854, Aug. 1973.
- [6] R. E. Rinehart and J. D. Tuttle, "Antenna beam patterns and dual-wavelength processing," *J. Appl. Meteorol.*, vol. 21, no. 12, pp. 1865–1880, Dec. 1982.
- [7] J. D. Tuttle and R. E. Rinehart, "Attenuation correction in dual-wavelength analyses," *J. Clim. Appl. Meteorol.*, vol. 22, no. 11, pp. 1914–1921, Nov. 1983.
- [8] M. Skolnik, *Radar Handbook*, 3rd ed. New York, NY, USA: McGraw-Hill, 2008, ser. Electronics Electrical Engineering.
- [9] L. Féral, H. Sauvageot, and S. Soula, "Hail detection using S- and C-band radar reflectivity," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 20, no. 2, pp. 233–248, Feb. 2003.
- [10] P. J. Eccles and E. A. Mueller, "X-band attenuation and liquid water content estimation by a dual-wavelength radar," *J. Appl. Meteorol.*, vol. 10, no. 6, pp. 1252–1259, Dec. 1971.
- [11] R. Hogan, N. Gaussiat, and A. J. Illingworth, "Stratocumulus liquid water content from dual-wavelength radar," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 22, no. 8, pp. 1207–1218, Aug. 2005.
- [12] J. K. Williams and J. Vivekanandan, "Sources of error in dual-wavelength radar remote sensing of cloud liquid water content," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 24, no. 8, pp. 1317–1336, Aug. 2007.
- [13] A. Jameson, "A dual-frequency microwave technique for measuring rain-water content," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 9, no. 1, pp. 28–34, Feb. 1992.
- [14] M. Gosset and H. Sauvageot, "A dual wavelength method of ice-water characterization in mixed phase clouds," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 9, no. 5, pp. 538–547, Oct. 1992.

- [15] N. Gaussiat, H. Sauvageot, and A. J. Illingworth, "Cloud liquid water and ice content retrieval by multiwavelength radar," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 20, no. 9, pp. 1264–1275, Sep. 2003.
- [16] S. Y. Matrosov, "Possibilities of cirrus particle sizing from dual-frequency radar measurements," *J. Geophys. Res.*, vol. 98, no. D11, pp. 20 675–20 683, Nov. 1993.
- [17] S. M. Sekelsky, W. L. Ecklund, J. M. Firda, K. S. Gage, and R. E. McIntosh, "Particle size estimation in ice-phase clouds using multifrequency radar reflectivity measurements at 95, 33, 2.8 GHz," *J. Appl. Meteorol.*, vol. 38, no. 1, pp. 5–28, Jan. 1999.
- [18] R. J. Hogan, A. J. Illingworth, and H. Sauvageot, "Measuring crystal size in cirrus using 35- and 94-GHz radars," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, no. 1, pp. 27–37, Jan. 2000.
- [19] R. Kaltenboeck and A. Ryzhkov, "Comparison of polarimetric signatures of hail at S and C bands for different hail sizes," *Atmos. Res.*, vol. 123, pp. 323–336, Apr. 2013.
- [20] J. Picca and A. Ryzhkov, "A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 May 2010 Oklahoma City extreme hailstorm," *Mon. Wea. Rev.*, vol. 140, no. 4, pp. 1385–1403, Apr. 2012.
- [21] G. Zhang, R. Doviak, D. Zrníc, J. Crain, D. Staiman, and Y. Al-Rashid, "Phased array radar polarimetry for weather sensing: A theoretical formulation for bias corrections," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 47, no. 11, pp. 3679–3689, Nov. 2009.
- [22] K. Orzel, "Theory and verification of bias correction for polarimetric phased array radar," presented at the 36th AMS Radar Conference, Breckenridge, CO, USA, 2013, Paper 3B1.
- [23] N. Riza and N. Madamopoulos, "Phased-array antenna, maximum-compression, reversible photonic beam former with ternary designs and multiple wavelengths," *Appl. Opt.*, vol. 36, no. 5, pp. 983–996, Feb. 1997.
- [24] N. S. Wong, K. M. Lee, and R. Tang, "Multi-frequency band phased-array antenna using multiple layered dipole arrays," U.S. Patent 5 485 167 A, Jan. 6, 1996.
- [25] R. E. Carbone, D. Atlas, P. J. Eccles, R. Fetter, and E. A. Mueller, "Dual wavelength radar hail detection," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 54, no. 9, pp. 921–925, Sep. 1973.
- [26] B. Federer, A. Waldvogel, W. Schmid, H. H. Schiesser, F. Hampel, M. Schweingruber, W. Stahel, J. Bader, J. F. Mezeix, N. Doras, G. D'Aubigny, G. DerMegreditchian, and D. Vento, "Main results of Grossversuch IV," *J. Clim. Appl. Meteorol.*, vol. 25, no. 7, pp. 917–957, Jul. 1986.
- [27] H. R. Pruppacher and J. D. Klett, *Microphysics of Clouds and Precipitation*. New York, NY, USA: Springer, 1997, ser. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library.
- [28] C. W. Ulbrich, "Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution," *J. Clim. Appl. Meteorol.*, vol. 22, no. 10, pp. 1764–1775, Oct. 1983.
- [29] R. S. Sekhon and R. C. Srivastava, "Doppler radar observations of drop-size distribution in a thunderstorm," *J. Atmos. Sci.*, vol. 28, no. 6, pp. 983–994, Sep. 1971.
- [30] L. Cheng and M. English, "A relationship between hailstone concentration and size," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 40, no. 1, pp. 204–213, Jan. 1983.
- [31] E. Torlaschi, R. G. Humphries, and B. L. Barge, "Circular polarization for precipitation measurement," *Radio Sci.*, vol. 19, no. 1, pp. 193–200, Jan./Feb. 1984.
- [32] G. Mie, "Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metalölsungen," *Ann. Phys.*, vol. 330, no. 3, pp. 377–445, 1908.
- [33] D. Deirmendjian, *Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions*. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 1969.
- [34] J. R. Probert-Jones, "The radar equation in meteorology," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 88, no. 378, pp. 485–495, Oct. 1962.
- [35] L. J. Battan, "Radar attenuation by wet ice spheres," *J. Appl. Meteorol.*, vol. 10, no. 2, pp. 247–252, Apr. 1971.
- [36] A. Jameson and R. Srivastava, "Dual-wavelength Doppler radar observations of hail at vertical incidence," *J. Appl. Meteorol.*, vol. 17, no. 11, pp. 1694–1703, Nov. 1978.
- [37] R. M. Rasmussen and A. J. Heymsfield, "Melting and shedding of Graupel and hail. Part I: Model physics," *J. Atmos. Sci.*, vol. 44, no. 19, pp. 2754–2763, Oct. 1987.
- [38] T. Oguchi, "Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors," *Proc. IEEE*, vol. 71, no. 9, pp. 1029–1078, Sep. 1983.
- [39] N. Balakrishnan and D. S. Zrníc, "Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation," *J. Atmos. Sci.*, vol. 47, no. 5, pp. 565–583, Mar. 1990.
- [40] P. H. Herzegh and A. R. Jameson, "Observing precipitation through dual-polarization radar measurements," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 73, no. 9, pp. 1365–1374, Sep. 1992.
- [41] O. Pujol, F. Mesnard, C. Costes, H. Sauvageot, N. Bon, and J.-P. Artis, "Simulations of X-band thunderstorm airborne radar observations," *Atmos. Res.*, vol. 93, no. 1–3, pp. 310–316, Jul. 2009.
- [42] H. Sauvageot, *Radar Meteorology*. Norwood, MA, USA: Artech House, 1992.

Valentin Louf received the M.S. degree in physics from Université Lille 1, Villeneuve d'Ascq, France, in 2011, where he has been working toward the Ph.D. degree in the Laboratoire d'Optique Atmosphérique since 2011.

His research concerns radar meteorology, cloud and precipitation physics, and microwave radiometer sounding.

Olivier Pujol received the Agrégation de Physique and the Ph.D. degree in atmospheric physics from the Laboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse, Toulouse, France, in 2002 and 2006, respectively.

From 2004 to 2007, he was a Research and Teaching Assistant with Université Paul Sabatier. He was a Consultant of Thales company for four years. Since 2007, he has been a Lecturer with the Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille 1, Villeneuve d'Ascq, France. His collaborations are with the University of Toulouse, Toulouse, and the University of Leon, Leon, Spain. He is the author of various papers published in peer-reviewed international journals. He is also the coauthor of three books of physics in teaching. He is the author and coauthor of three patents on algorithm for aircraft meteorological radars. His research concerns radar meteorology, and cloud and precipitation physics.

Henri Sauvageot received the Ph.D. degree in physics from the University of Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand, France, in 1975.

From 1972 to 1986, he was a Research and Teaching Assistant with the Puy-de-Dôme Observatory. Since 1986, he has been a Physicien des Observatoires (Full Professor) with the Observatoire Midi-Pyrénées, Université de Toulouse, Toulouse, France. He is leading in research and teaching cooperative actions in radar meteorology and precipitation physics with several universities of West Africa (universities of Ivory Coast, Niger, Senegal, and Cameroon) and Brazil (University Federale de Alagoas, Maceio, Brazil). He has directed 35 doctoral theses. He has been a Consultant of several industrial companies. His work has been published in about 100 papers in peer-reviewed international journals. He is the coauthor of five patents on algorithm for ground-based and airborne meteorological radars. His research interests are in the areas of radar meteorology (Doppler, diversity of frequency, and polarization, in Ka-, X-, and S-bands), precipitation and cloud physics, and Earth-space propagation.

Jérôme Riedi received the M.S. degree in lasers, molecules, and atmospheric radiation and the Ph.D. degree in atmospheric sciences from Université Lille 1, Villeneuve d'Ascq, France, in 1998 and 2001 respectively. His doctoral research included the use of multiangle and polarization measurements from Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER)/Advanced Earth Observation Satellite (ADEOS 1) for determination of cloud microphysical properties.

From 2001 to 2003, he held successively a Research Associate position at the National Aeronautics and Space Administration Goddard Space Flight Center through the Goddard Earth Sciences and Technology Center and a Centre National D'Etudes Spatiales Postdoctoral Research position at the Laboratoire d'Optique Atmosphérique. In 2003, he joined Université Lille 1 as a Faculty Member, where he is currently a Full Professor in the Physics Department and a Research Scientist in the Laboratoire d'Optique Atmosphérique. He is currently involved in various international mission science teams and works on the analysis of satellite data from POLDER, Parasol, Seviri/Meteosat Second Generation, and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer for cloud properties and water vapor retrieval with a special emphasis on the development of multisensor approach for clouds analysis. His research interests focus on the remote sensing of cloud properties using passive measurements from satellite and airborne instruments in the visible and infrared regions of the spectrum.

Chapitre 5

Variations saisonnières du cycle diurne de la vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest

On présente ici l'objectif scientifique et les principaux résultats de l'article suivant :

Valentin Louf, Olivier Pujol, Henri Sauvageot et Jérôme Riédi : *Seasonal and Diurnal Water Vapour Distribution in the Sahelian Area from Microwave Radiometric Profiling Observations*, publié au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*¹. Il sera désigné par la suite de manière abrégé C1. Il suit immédiatement cette présentation.

5.1 Introduction

La vapeur d'eau est l'un des gaz atmosphériques les plus importants : il est le principal gaz à effet de serre ; dans le contexte de la télédétection active ou passive, il est une source d'absorption des micro-ondes ; il joue un rôle déterminant dans le cycle hydrologique et, de ce fait, pour les activités humaines. Sur ce dernier point on peut donner l'exemple de la zone sahélienne en Afrique de l'Ouest. Au cours des quatre dernières décennies, le développement économique de la région a été significativement affecté par des conditions plus arides. Cette région est caractérisée par une alternance entre une saison sèche (de novembre à avril) et une saison humide (de mai à octobre). La succession du flux d'harmattan et du flux de mousson est responsable de cette alternance. La circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest, et notamment dans la zone sahélienne, est décrite dans de nombreux articles (entre autres Hastenrath, 1985 ;

1. DOI :10.1002/qj.2550

Sultan et Janicot 2003 ; Slingo et al., 2008) et a été le principal objectif du programme AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis, cf. Redelsperger et al. 2006). Brièvement, au début de la saison humide, la zone de convergence intertropicale (ITCZ), qui correspond en fait à la partie ascendante de la cellule de Hadley où la concentration en vapeur d'eau est maximum, se déplace vers le nord. L'ITCZ atteint sa latitude la plus élevée (autour de 11° N) en juillet/août (Fig. 5.1). L'ITCZ est aussi la zone où les précipitations les plus intenses sont localisées. L'ITCZ ne doit pas être confondue avec le front intertropical (ITF), qui se situe au nord de l'ITCZ (environ 300 km). L'ITF sépare le flux de mousson (chaud et humide), qui provient du sud-ouest, du Golfe de Guinée, et le flux d'harmattan (aride et poussiéreux) qui provient du nord-est, du désert du Sahara. Durant la saison sèche, l'ITF est au-dessus du Golfe de Guinée. L'interface entre les deux masses d'air est située à des altitudes inférieures à 9 km (300 hPa). La dynamique de l'ITF est de grande importance dans la climatologie de l'Afrique de l'Ouest, spécialement pour l'établissement de la mousson. Celle-ci correspond à une progression septentrionale de l'ITF. Son déplacement commence début mars, arrive au niveau de Niamey lentement à la mi-avril et continue vers le nord jusqu'à la mi-août. Le retrait de la mousson a lieu de la fin août jusqu'en octobre ; elle est donc deux fois plus rapide que son établissement. Les nombreuses études sur l'ITF ont toutes soulignées les importantes variations de la concentration en vapeur d'eau au cours de la journée qui lui sont associées (entre autres Lothon et al. 2008). **Récemment, Nicholson (2009) a proposé une révision du concept de l'ITCZ au-dessus de l'Afrique de l'Ouest en arguant que les précipitations sont indépendantes de l'ITCZ en surface. Les résultats de notre étude ne dépendent pas de la définition prise pour l'ITCZ.**

La mousson ouest-africaine a été l'objet de l'attention de la communauté atmosphérique ces dernières années grâce à la campagne AMMA lancée en 2005 (Redelsperger et al., 2006). Cette campagne, qui a permis de recueillir un nombre conséquent de données, avait pour but de documenter et de quantifier les processus troposphériques de mésoéchelle dans la région sahélienne. En particulier, l'un des objectifs principaux était de décrire les mécanismes contrôlant la mousson. Avant AMMA, il y avait relativement peu d'études sur la variabilité journalière de la mousson, ainsi que le souligne (Parker et al., 2005), et un manque de mesures ayant une grande résolution temporelle. Toutefois, principalement en utilisant des analyses numériques et des résultats d'ancienne campagne de mesures, comme par exemple HAPEX en 1992, Parker et al. (2005) ont montré l'existence d'une échelle synoptique et d'une mésoéchelle du cycle diurne des vents durant la mousson. Les grandes lignes du cycle diurne de la

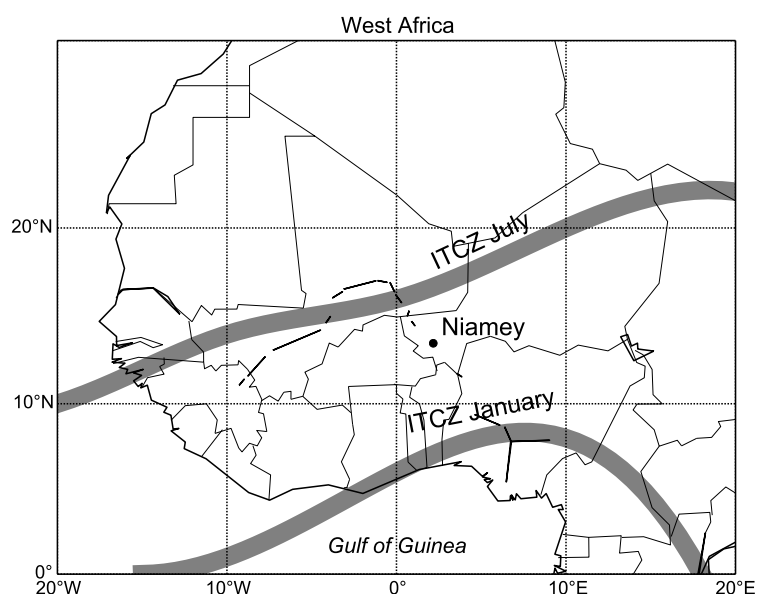


FIGURE 5.1 – Carte de l’Afrique de l’Ouest avec la position de Niamey ($13^{\circ}29' N$, $2^{\circ}10' E$). Les lignes grises indiquent la position de l’ITCZ approximative en janvier et en juillet.

circulation de la mousson ouest-africaine, sur une échelle de temps saisonnière, ont été analysées et documentées par Sultan et al. (2007) qui sont arrivés à la conclusion qu’il y avait 4 périodes (la saison sèche, la saison humidifiante, la mousson et la saison asséchante), avec une attention toute particulière sur la période de la mousson. Ces études ont été poursuivies par Lothon et al. (2008), qui a donné une vue d’ensemble du cycle diurne de la vapeur d’eau en 2006 à Niamey (Niger) et Nangatchori (Bénin), en utilisant des radiosondages, des profilers de vents UHF et des mesures par des stations au sol. Ces études ont montré l’importance du rôle que joue le courant nocturne de bas niveau (NLLJ, nocturnal low-level jet) sur le cycle diurne de la vapeur d’eau en Afrique de l’Ouest. Le NLLJ apporte une masse d’air humide durant la nuit. Pendant la journée, la vapeur d’eau est mélangée dans la couche limite planétaire. Lothon et al. (2008) ont aussi souligné que le NLLJ est particulièrement important durant les mois de mai et juin, c’est-à-dire les mois qui précèdent la mousson. Notons que l’ITF est déjà présent durant cette période et que c’est l’arrivée de l’ITCZ (les précipitations) début juillet qui est le début de la mousson. Bock et al. (2008) ont fait les mêmes observations en utilisant des stations GPS au sol qui mesurent le contenu intégré en vapeur d’eau. Les deux études ont observé un cycle diurne

de la vapeur d'eau uniquement pour les mois de mai, juin et octobre (au moment du retrait de la mousson et du passage de l'ITF) et ont conclu qu'il n'y avait pas de cycle diurne de la vapeur d'eau sous le régime d'Harmattan (saison sèche).

Le travail présenté ici se situe dans la continuité de ces travaux avec une nouvelle analyse de la distribution statistique de la vapeur d'eau.

Ainsi, on décrit aussi complètement que possible les variations diurnes du cycle de la vapeur d'eau troposphérique dans la région de Niamey (Niger) pour l'année 2006. Pour cela, on utilise les données d'un radiomètre profiler micro-onde du programme ARM (Atmospheric Radiation Measurement) pour toute l'année 2006. On sait qu'il présente une résolution temporelle excellente (14 s) et, ainsi, il permet d'analyser en détail l'évolution du contenu en vapeur d'eau atmosphérique. À notre connaissance, une telle étude n'a jamais été effectuée pour toute la troposphère dans la zone sahélienne.

5.2 Instruments et données utilisés

Les données ont été collectées pendant une année du 9 janvier 2006 au 31 décembre 2006 par le programme ARM (*Atmospheric Radiation Measurement*) dans le cadre de la campagne AMMA. Le radiomètre TP/WVP-3000, fabriqué par Radiometrics, a été installé à l'aéroport de Diori Hamani à Niamey, au Sud-Est du Niger ($13^{\circ}29' \text{ N}$, $2^{\circ}10' \text{ E}$, 223 m d'altitude).

Le radiomètre mesure le contenu en vapeur d'eau (M_v en g m^{-3}), la température (T en $^{\circ}\text{C}$), ainsi que les contenus intégrés en eau liquide (ILW en kg m^{-2}) et en vapeur d'eau (IWV en kg m^{-2}). Dans notre étude, le contenu intégré en vapeur d'eau a été obtenu en intégrant M_v suivant la verticale. Cela a été vérifié et correspond très bien à la mesure direct du contenu intégré (Fig. 5.2).

Les incertitudes de mesure de M_v et de T sont respectivement de $0.5\text{--}1 \text{ g m}^{-3}$ et $1\text{--}2 \text{ K}$ en dessous de 2 km d'altitude. Ces incertitudes atteignent respectivement $0.01\text{--}0.05 \text{ g m}^{-3}$ et $3\text{--}4 \text{ K}$ à 10 km de hauteur. Les incertitudes sur le contenu intégré en vapeur d'eau sont de $5\text{--}7 \text{ kg m}^{-2}$. En présence de pluie et d'eau liquide sur le radiomètre, les mesures sont moins précises et/ou dégradées Ware et al. (2003). Toutefois, des méthodes ont été développées récemment afin d'obtenir des mesures précises pendant des événements de pluie (Cimini et al., 2011 ; Ware et al., 2013 ; Xu et al., 2014), mais elles ne concernent pas le radiomètre installé à Niamey. Dans notre étude, les profils mesurés durant les épisodes de pluie ont été supprimés (8% de la quantité totale de données). De

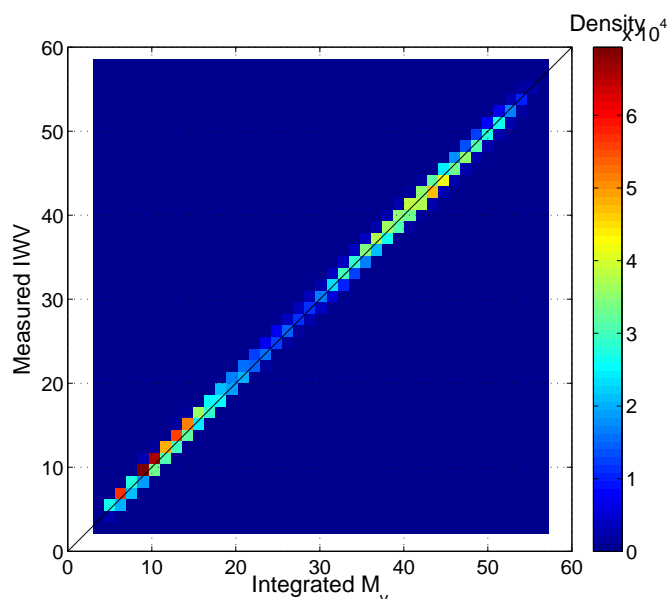


FIGURE 5.2 – Comparaison entre le contenu en vapeur d'eau intégré (en abscisse) et IWV mesuré (en ordonnée) en kg m^{-2} sur toute l'année 2006 à Niamey.

plus, des artefacts sont présents sur les quantités dérivés du radiomètre entre 11 :30 et 12 :30 tous les jours entre le 15 avril et le 5 mai, ainsi qu'entre 5 août et le 25 août. Ces artefacts ne sont pas présent dans les mesures de surface par les senseurs *in situ*. Cette période d'une heure a été supprimée sur l'ensemble du jeu de données. Dans le rapport sur la qualité des données du radiomètre il est noté que ces artefacts sont dus à la composante micro-onde de la radiation solaire mesurée quand le Soleil est proche du zénith à Niamey. Une fois ces artefacts supprimées (0.5% de la quantité totale de données), une moyenne glissante de 5 minutes a été appliquée sur la totalité du jeu de données afin de réduire les fluctuations dues au bruit.

Durant la campagne AMMA en 2006, des radiosondages ont été effectués quatre fois par jour (approximativement 0600, 1200, 1800 et 2300 UTC) à Niamey. L'analyse de ces données peut être trouvée dans Lothon et al. (2008). Dans cet article, les profils verticaux de la vitesse et de la direction du vent, de la température et du rapport de mélange en vapeur d'eau, moyennés mensuellement sont disponibles pour six mois (janvier, mars, mai, juin, août et octobre), avec, de plus, des informations sur la distribution du vent dans la basse troposphère à partir d'un profileur UHF dans la zone de Niamey. C'est pourquoi nous ne discuterons pas des vents dans notre étude.

5.3 Notions élémentaires sur la mesure en radiométrie micro-onde

Le radiomètre micro-onde est un instrument de télédétection passif, c'est-à-dire qu'il n'émet pas de rayonnement. Il mesure la puissance électromagnétique des ondes émises à des fréquences comprises entre 1 et 200 GHz par les molécules d'eau (liquide ou vapeur) et de dioxygène. Dans sa conception la plus générale, le radiomètre micro-onde a été mis au point par Robert Dicke en 1946. Le radiomètre TP/WVP-3000 mis en œuvre dans cette étude permet d'obtenir notamment les profils verticaux de vapeur d'eau, d'eau liquide, de pression et de température. Son principal avantage est sa résolution temporelle très fine (~ 10 s), si l'on compare, par exemple, aux radiosondages (4 fois par jour). En outre, il peut établir des profils jusqu'à 10 km d'altitude avec une résolution spatiale de l'ordre de 100 m pour le premier kilomètre et de 250 m au-dessus.

Les radiomètres micro-ondes de profilage sont des instruments assez récents : les premières études publiées sur leur utilisation pour obtenir les profils de la température et du contenu en vapeur d'eau datent de 1998 (Solheim et al., 1998). Par la suite, d'autres études sont venues améliorer les techniques d'inversion des mesures de températures de brillances (Liljegren et al., 2005). Le radiomètre micro-onde est décrit plus en détail dans Ware et al. (2003) qui ont montré à travers divers exemples la fiabilité du radiomètre dans différents lieux comme en Arctique, aux latitudes moyennes ou tropicales.

Lors de la campagne AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) en 2006, un radiomètre micro-onde a été installé par ARM (Atmospheric Radiation Measurement) à Niamey (Niger) pour l'étude de la mousson africaine. Il s'agissait d'un TP/WVPMP-3000 de la marque Radiometrics.

5.3.1 Fonctionnement du radiomètre

L'instrument est constitué de deux récepteurs micro-ondes : le premier, qui permet de déterminer le profil de température, effectue des mesures à diverses fréquences sélectionnées entre 51 et 59 GHz (la bande V) ; le second, qui fournit les profils de vapeur d'eau, utilise des fréquences entre 22 et 30 GHz (la bande K). Pour le radiomètre micro-onde de Radiometrics utilisé à Niamey, 7 fréquences sont en bande V et 5 en bande K. D'autres capteurs des conditions météorologiques de surface sont inclus pour mesurer la température de l'air, l'humidité relative et la pression. Un capteur de pluie et un thermomètre in-

frarouge équipent aussi le radiomètre. La description du fonctionnement faite ici est valable pour le TP/WVP-3000 de Radiometrics installé à Niamey par ARM. Les modèles plus récents utilisent plus de fréquences et mesurent selon plus d'angles d'élévations pour améliorer la résolution du radiomètre dans les couches supérieures (au-dessus de 2-3 km d'altitudes).

La technique de profilage de l'atmosphère s'appuie sur le spectre d'absorption du dioxygène et de la vapeur d'eau [Figure 5.3, Solheim et al. (1998)]. Le pic à 22 GHz est une résonance de la vapeur d'eau. Ces résonances sont de plus en plus aiguës si la pression et la température diminuent. La première cause un élargissement lorentzien des raies alors que la seconde provoque un élargissement gaussien. Comme l'intensité de l'émission est proportionnelle à la quantité en vapeur d'eau, on obtient le profil en vapeur d'eau en scannant le *profil spectral* et en inversant mathématiquement les mesures. Les profils de températures sont obtenus en effectuant des mesures d'intensité de rayonnement autour de la résonance du dioxygène à 60 GHz, précisément en suivant la ligne de la raie d'absorption ; on obtient l'information sur l'altitude en faisant la différence des absorptions. Comme l'émission à n'importe quelle altitude est proportionnelle à la température, on obtient aussi le profil de température.

Le spectre d'absorption de l'eau liquide nuageuse n'a pas de résonance dans cette région de fréquences (Solheim et al., 1998).

Le radiomètre mesure la température de brillance aux 7 fréquences en bande *V* et aux 5 fréquences en bande *K* avec trois angles d'élévation de mesures différents (14.5°, 30° et 90° par rapport à l'horizontale). L'inversion se déroule différemment si l'on est en ciel clair ou en ciel nuageux. Pour un ciel clair, il y a les 12 mesures de température de brillance aux trois angles d'élévation, soit 36 données, plus les trois mesures des capteurs *in situ* pour la température, la pression et la densité de vapeur d'eau en surface, d'où un total de 39 entrées (Solheim et al., 1998). Le réseau de neurones donne un profil de sortie sur 47 niveaux : un tous les 0.1 km de 0 à 1 km d'altitude et un tous les 0.25 km de 1 à 10 km d'altitude.

Pour des conditions nuageuses, l'information de la base des nuages, donnée par un ceilomètre intégré, doit être envoyée en entrée. Elle prend la forme d'un vecteur de 47 éléments, correspondant aux altitudes des profils de sortie, de valeur binaire, zéro ou un. Il y a donc, en plus des 36 mesures de température de brillance et des 3 mesures des capteurs *in situ* au sol, 47 mesures de la base des nuages. En additionnant les 39 entrées précédentes (ciel clair) et les 47 en ciel nuageux, le total d'entrée est au maximum de 86.

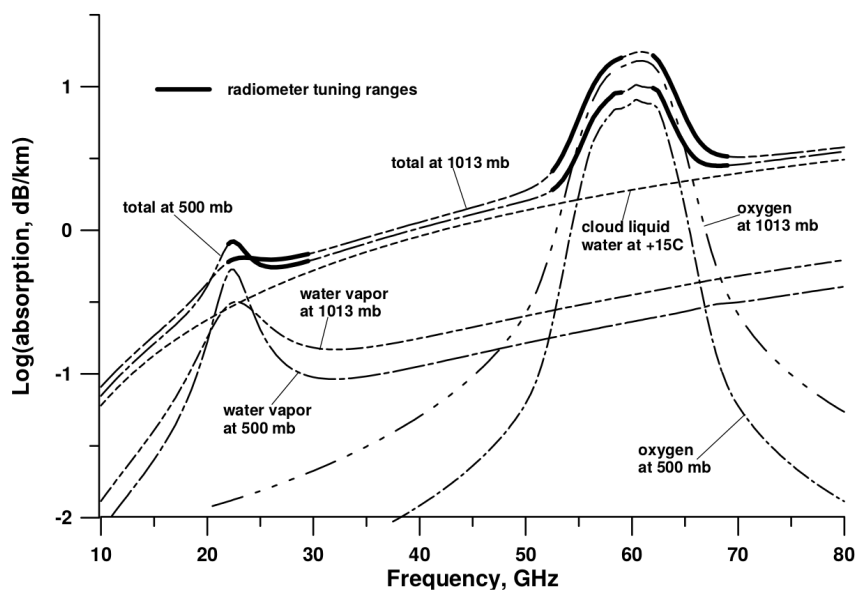


FIGURE 5.3 – Spectre d'absorption d'une atmosphère standard de latitude moyenne au niveau de la mer et à 8 km d'altitude. Issu de Solheim et al. (1998).

5.3.2 Description des méthodes d'inversions

Bien que l'inversion des données mesurées par le radiomètre ne soit pas le sujet de cette thèse, nous allons expliquer brièvement la méthode d'inversion actuellement opérationnelle sur les radiomètres micro-ondes. **Les températures de brillances sont inversées à travers un ensemble d'algorithmes statistiques entraîné par un réseau de neurones (Cadeddu et al., 2013).**

Les réseaux de neurones étant un système d'apprentissage statistique, le radiomètre a été entraîné avec un ensemble de 20 000 radiosondages effectués par la NOAA sur une période de dix ans dans diverses conditions climatiques. Toutefois, la totalité du jeu de données du radiomètre utilisé à Niamey a été réanalysée en 2007 et le réseau de neurones du radiomètre a été entraîné avec les radiosondages effectués sur place durant l'année 2006.

Les réseaux de neurones sont des systèmes de calculs capables d'apprendre par l'expérience. Il s'agit de systèmes de décision, dont le caractère est fonction du nombre de cas d'apprentissage antérieurement rencontrés et de leur complexité par rapport au problème à résoudre. Avec leur capacité de classification, les réseaux de neurones sont des outils statistiques très performants si le jeu de données est suffisamment grand.

La Figure 5.4 illustre la structure de base d'un réseau de neurones. Un réseau de neurones est composé d'une succession de couches (layer) dont chacune

utilise en entrée les données de sorties de la couche précédente. Chaque couche i est composée de n_i neurones (cercles blancs sur la Fig. 5.4), prenant chacun ses entrées sur tous les n_{i-1} neurones de la couche précédente. Chaque lien entre la couche i et la couche $i - 1$ est affecté par une fonction poids W_{ij} dont les valeurs dépendent de l'apprentissage du réseau de neurones. La fonction poids est plus généralement décrite comme la variation du signal de la température de brillance mesurée par l'antenne du radiomètre en fonction de la variation du profil du contenu en vapeur d'eau (Schroeder et Westwater, 1991) :

$$W_{\rho_v}(z) = T(z) \frac{\partial \alpha(z)}{\partial \rho_v} \exp[-\tau(0, z)] - T_{b0} \exp[-\tau(z, \infty)] - \int_z^\infty T(z') \alpha(z) \exp[-\tau(z, z')] dz \quad (5.1)$$

où z est l'altitude, ρ_v est la densité de vapeur d'eau en g m^{-3} , $\tau(z, z')$ est l'épaisseur optique de la couche entre z et z' , α est l'absorption en Néper, $T(z)$ est la température d'état à l'altitude z en K et T_{b0} est la température du fond cosmique en K .

Les données de la couche de neurones $i - 1$ sont ensuite additionnées par les neurones de la couche i , ce qui est équivalent à multiplier le vecteur d'entrée par une matrice de transformation. Superposer les différentes couches d'un réseau de neurones revient à mettre en cascade plusieurs matrices de transformation et peut se ramener à une seule matrice, produit des autres. Le réseau peut être décrit comme une cartographie paramétrée d'un vecteur d'entrée \mathbf{x}_i à un vecteur de sortie \mathbf{z}_k , où $\mathbf{z}_k = \phi(\mathbf{W}_i, \mathbf{x}_i)$, avec \mathbf{W}_i une fonction poids associée à l'entrée \mathbf{x}_i .

Pour le radiomètre utilisé dans notre étude, il y a 86 neurones dans la couche d'entrée (c'est-à-dire 36 températures de brillance mesurées par le radiomètre, 3 mesures par les capteur *in situ* et 47 par le ceilomètre intégré), suivi par 86 neurones dans la couche intermédiaire et 47 neurones de sortie. **Cependant, la résolution verticale de sortie des inversions est plus grossière et, bien qu'améliorée par des mesures en-dehors du zénith, la meilleure résolution est dans le premier kilomètre de l'atmosphère (Cadeddu et al., 2013 ; Liljegren et al., 2005). Le nombre de degrés de liberté, c'est-à-dire le nombre de fonctions poids indépendantes dans la couche intermédiaire du réseau de neurones, est entre 2 et 4 pour les inversions de température et de vapeur d'eau (Cadeddu et al. 2013). Au-dessus de 2 km d'altitude, l'information est principalement dérivée des ensembles statistiques utilisées pour entraîner le réseaux de neurones du radiomètre. Plusieurs études ont montré les capacités et les avantages potentielles pour étudier les processus troposphériques en basses**

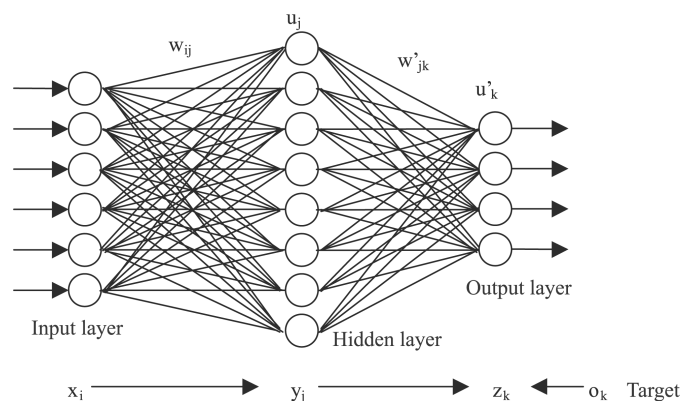


FIGURE 5.4 – La structure de base d'un réseau de neurones multicouche. Le vecteur d'entrée est fourni à la couche d'entrée (input layer). Celui-ci est multiplié par la fonction poids associée aux neurones de la couche suivante. Dans celle-ci, les données sont traitées puis envoyées à la couche de sortie. Les cercles représentent les neurones et les lignes qui les relient sont les synapses. Issue de Li et al. (1997).

couches (en dessous de 3 km d'altitude) par radiomètre micro-onde : on peut citer (1) Cimini et al. (2006) qui ont évalué les inversions des profils thermodynamiques durant la campagne suisse TUC (Température, hUmidité et Nuage), et (2) Knupp et al. (2009) qui ont illustré les profils radiométriques de différents événements météorologiques dynamiques et des variations rapides de la vapeur d'eau et de la température en basse couche.

5.4 Dynamique de la zone sahélienne

5.4.1 Les événements de l'année 2006

La figure 5.5 montre les séries temporelles de plusieurs variables atmosphériques au cours de l'année 2006 à Niamey : (a) le contenu en vapeur d'eau M_v , (b) le contenu intégré en vapeur d'eau (IWV), (c) la hauteur des nuages (z_b), (d) le contenu intégré en eau liquide (ILW), (e) les précipitations et (f) la température. Sur cette figure, les tirets verticaux représentent la séparation entre les mois. La saison humide est clairement visible entre la fin avril et la dernière semaine d'octobre. On y trouve des contenus en vapeur d'eau supérieurs à 10 gm^{-3} à des hauteurs inférieures à 2.5 km (Fig. 5.5a). De ce fait, on a en correspondance un contenu intégré en vapeur d'eau très élevé ($IWV \approx 3$ à 6 gcm^{-2}). En dehors de la saison humide, $M_v < 5 \text{ gm}^{-3}$ et $IWV < 2 \text{ gcm}^{-2}$ (Fig. 5.5b). On remarque

aussi que la base des nuages est plus basse pendant la saison humide et que le contenu intégré en eau liquide est aussi plus élevé. La figure 5.5e nous donne la détection binaire des précipitations. On peut voir que les premières pluies de l'année ont lieu en mai. Leur fréquence augmente, pour atteindre un maximum en août, pour décroître rapidement en septembre. D'octobre à fin avril, il n'y a plus aucune précipitation dans la région de Niamey.

Divers événements importants doivent être notés (flèches noires sur la Fig. 5.5). D'après Lothon et al. (2008), Slingo et al. (2008) et Pospichal et al. (2010), un événement synoptique exceptionnel, associé avec des perturbations de latitudes moyennes, a eu lieu entre le 15 et le 22 février provoquant l'advection d'une quantité exceptionnelle d'air humide, et donc de vapeur d'eau, au-dessus de Niamey. Cet événement fut suivi d'une tempête de sable le 5 Mars. Le premier passage de l'ITF, apportant dans son sillage des quantités importantes de vapeur d'eau ($M_v \sim 12.5 \text{ gm}^{-3}$; $IWV > 4 \text{ g cm}^{-2}$), a eu lieu de 17 avril avant de se retirer quelques jours plus tard. Slingo et al. (2008) ont nommé cet événement la fausse installation de la mousson (*false onset*). La mousson s'installe véritablement le 5 mai. L'ITCZ arrive au-dessus de Niamey, apportant avec lui des précipitations intenses et fréquentes, pendant la première quinzaine de juillet ; la date exacte de cet événement est floue, mais d'après Sultan et al. (2007) il s'agit du 11 juillet 2006. La position approximative de l'ITCZ est schématisée sur la figure 5.1. Puisque l'ITCZ emporte avec lui un ensemble de systèmes convectifs, associé avec des précipitations intenses, il marque le début de la mousson. Notons que le début de la mousson ne correspond pas à un pic particulier de vapeur d'eau dans la troposphère, il y a néanmoins une augmentation du contenu intégré en vapeur d'eau à la mi-juillet qui se maintient jusqu'au retrait (Bock et al. 2008). La mousson commence à se retirer mi-août, quand l'ITF atteint le maximum de sa progression vers le nord. Les précipitations s'arrêtent sur Niamey à la mi-septembre. La fin de la saison humide fin octobre est associé au retrait complet de l'ITF au-dessus de la région de Niamey (Fig. 5.5).

5.4.2 Comportement dynamique de la troposphère

L'évolution de la vapeur d'eau est aussi liée au comportement dynamique de la troposphère à des échelles de temps plus petites. Lothon et al. (2008), Bock et al. (2008), et Parker et al. (2005) ont souligné le rôle du NLLJ dans l'évolution du cycle diurne de la vapeur d'eau dans la zone sahélienne. Ce courant nocturne est présent toute l'année avec une occurrence de 80% pendant la saison sèche et de 60% pendant la mousson. Le cycle annuel du NLLJ suit celui de l'ITF. Il

5. Vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest

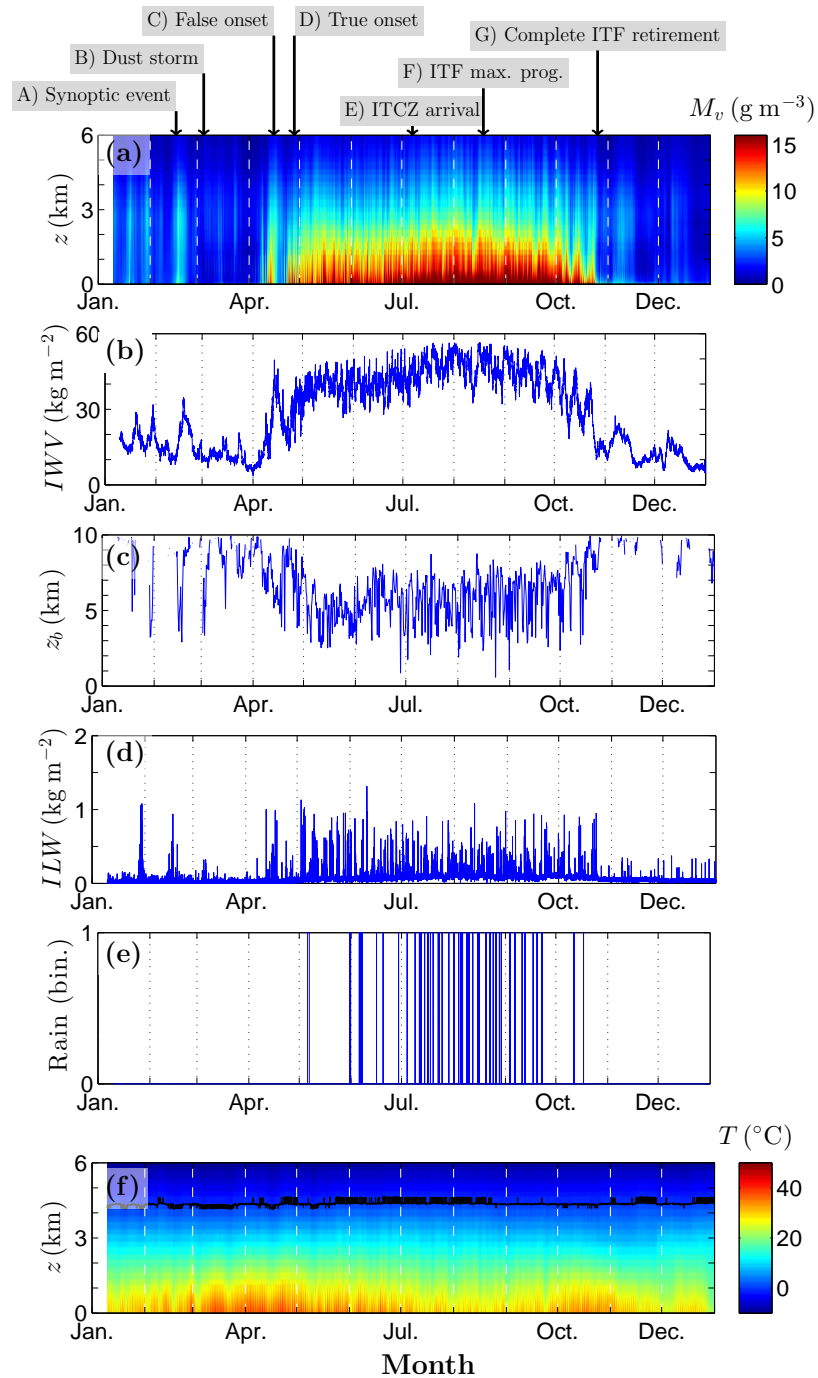


FIGURE 5.5 – Série temporelle du (a) contenu en vapeur d'eau M_v en g m^{-3} , (b) contenu intégré en vapeur d'eau (IWV) en kg m^{-2} , (c) hauteur de la base des nuages (z_b) en km, (d) contenu intégré en eau liquide (ILW) en kg m^{-2} , (e) détection de la pluie (binaire) et (f) température. Les flèches noires indiquent quelques événements synoptiques d'importance météorologique.

est aride durant la saison sèche puisqu'il vient du Sahara et humide pendant la mousson où il provient du sud-ouest. De ce fait, le NLLJ contribue à l'apport en vapeur d'eau dans les basses couches de la troposphère pendant la saison humide, alors qu'il va contribuer à son assèchement pendant la saison sèche.

Trois autres courants troposphériques sont intimement liés à la structure dynamique (Fig. 5.6) et à l'activité convective de la mousson ouest africaine (Thorncroft et al., 2003) : le courant d'est africain (AEJ, African Easterly Jet) localisé entre 600 et 700 hPa ($2.5 < z < 4$ km, Thorncroft et Blackburn, 1999 ; Parker et al., 2005), le courant d'est tropical (TEJ, Tropical Easterly Jet), dans la troposphère supérieure autour de 200 hPa ($z > 10$ km, Nicholson et al. 2007) et le courant de sud-ouest tropical (SWJ, South Westerly Jet, noté STWJ sur la Fig. 5.6), dont le maximum de présence est à environ 6 km d'altitude et la base entre 2 et 3 km d'altitude. Lothon et al. (2008) notent que, durant la saison sèche (de novembre à mi-avril), la troposphère moyenne (2 – 4 km) est moins sèche que la troposphère inférieure ($z < 2$ km) et que cela est associé à la présence de la partie basse du SWJ qui humidifie la troposphère moyenne. En mai, le SWJ commence sa migration vers le nord et l'AEJ prend sa place dans la troposphère moyenne. Pour les mois de la saison humide, jusqu'en octobre, la totalité de la troposphère moyenne et haute est occupée par l'AEJ dont la vitesse maximum est de 14ms^{-1} autour de 4 km. Le SWJ revient au-dessus de Niamey en octobre.

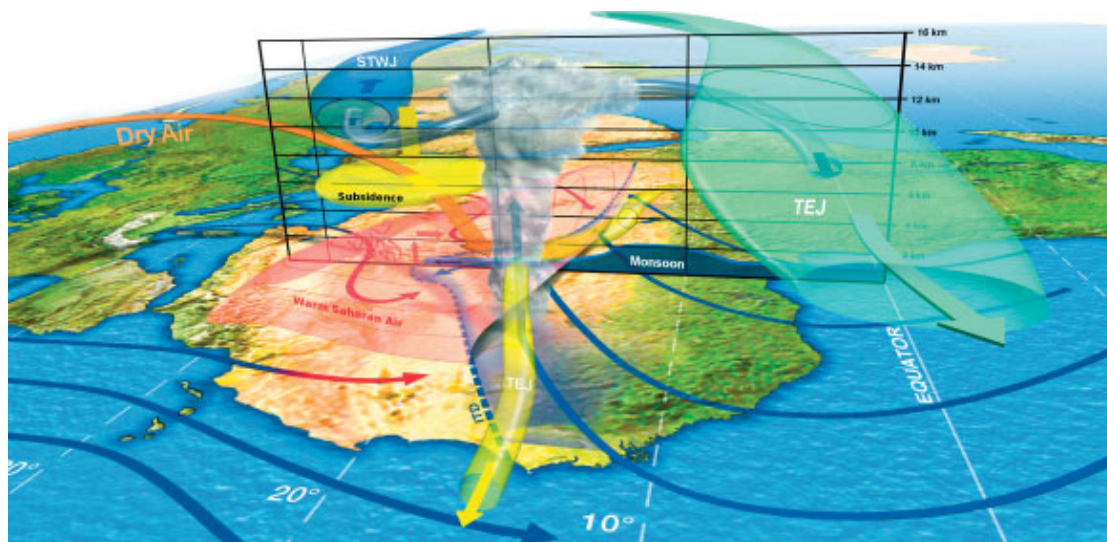


FIGURE 5.6 – Schéma de la distribution des vents de la mousson ouest-Africaine. Issu de Lafore et al. 2007.

5.5 Résultats

Afin de décrire les distributions de température et de vapeur d'eau, le cycle annuel de 2006 a été découpé en deux périodes, la saison sèche et la saison humide. Pour ces deux périodes, les distributions diurnes de vapeur d'eau et de température dans la troposphère peuvent être considérées homogènes. Comme le montre la figure 5.7, la transition entre la saison sèche et la saison humide (et inversement) a lieu sur des périodes courtes.

5.5.1 Profils verticaux moyens

En calculant pour chaque mois le profil vertical moyen de vapeur d'eau, on peut observer, durant la saison humide, une décroissance exponentielle de la vapeur d'eau avec l'altitude (Fig. 5.7). Pendant la saison sèche, au-dessus d'une hauteur d'environ 3 km, le profil vertical suit aussi une décroissance exponentielle. Toutefois, en dessous de 3 km de hauteur, le contenu en vapeur d'eau est presque constant (autour de 3.2 gm^{-3}) avec une légère augmentation durant la nuit, la valeur maximale étant située entre 2.5 – 2.8 km (Fig. 5.7), si le sol est exclu. L'absence de gradient vertical en-dessous de 3 km d'altitude suggère un mélange efficace de la basse troposphère.

5.5.2 Cycle diurne de la température et de la stabilité convective

Afin de décrire l'évolution du cycle journalier de la vapeur d'eau, trois quantités doivent être calculées à partir des mesures radiométriques : la distribution hauteur-temps du contenu en vapeur d'eau [notée $M_v(z, t)$, simplifiée en M_v par la suite]; la moyenne mensuelle du cycle journalier du contenu en vapeur d'eau, c'est-à-dire :

$$\overline{M}_v(z, t) = \frac{1}{J} \sum_{j=0}^J M_{v,j}(z, t) \quad (5.2)$$

où, pour le mois pris en compte, J est le nombre total de jour de ce mois, j un jour en particulier du mois et $M_{v,j}$ est l'ensemble des profils de vapeur d'eau pour le jour j ; le gradient vertical de la température potentielle, $\partial\theta/\partial z$, est calculé à partir des données de pression et température fournies par le radiomètre :

$$\frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ T(z) \left[\frac{p_0}{p(z)} \right]^{0.286} \right\}. \quad (5.3)$$

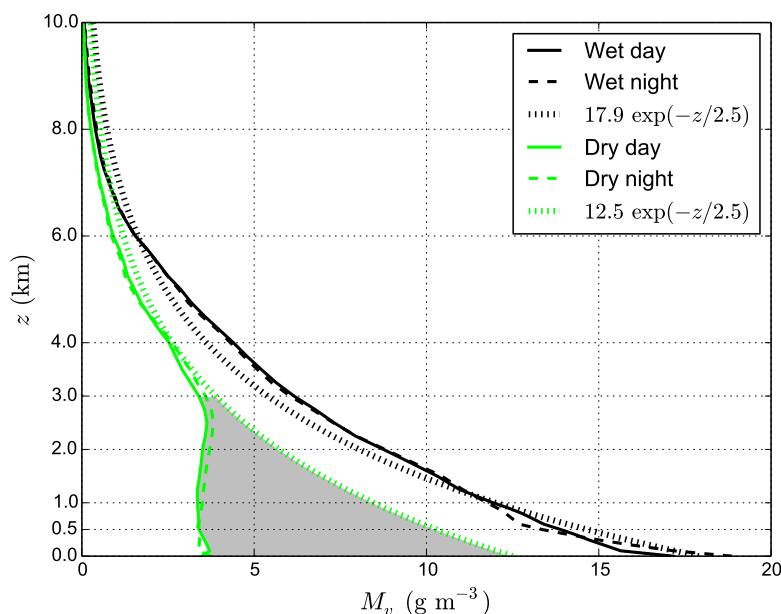


FIGURE 5.7 – Moyenne diurne (courbe pleine) et nocturne (en tiret) du profil vertical du contenu en vapeur d'eau pour la saison humide (de mai à septembre, en noir) et pour la saison sèche (de janvier à mars, puis novembre et décembre, en vert). Les courbes en pointillées représentent le profil ajusté de vapeur d'eau avec une fonction exponentielle décroissante. La zone en grise est la quantité de vapeur d'eau "manquante" de la saison sèche par rapport avec la saison humide, environ 12.1 kg m^{-2} .

Rappelons qu'une masse d'air est convectivement instable si $\partial\theta/\partial z < 0$ et stable si $\partial\theta/\partial z > 0$ (Byers, 1974).

Deux mois ont été examinés pour montrer les différents comportements de la température et de la stabilité convective pendant la saison sèche et la saison humide. Les figures 5.8a et 5.8b montrent le cycle diurne de la température (T) et du gradient vertical de la température potentielle $\partial\theta/\partial z$ pour mars (saison sèche). Les figures 5.8c et 5.8d sont les mêmes mais pour juillet (saison humide).

Ce que montrent les figures 5.8a et 5.8c est que le cycle diurne de T présente la même forme pour les deux mois. Cette forme est similaire à ce qui est observée à d'autres endroits au-dessus de plaines en l'absence de perturbations nuageuses particulières. Il s'agit de l'évolution diurne habituelle de la couche limite atmosphérique : il y a un minimum de température 1 – 2 heures avant le levé du Soleil (noté SR). Ensuite, la couche limite s'élargit et les isothermes montent jusqu'à ce que le maximum soit atteint autour du couché du Soleil

(noté SS). Puis, il en vient pendant la nuit une diminution normale de la température jusqu'à sa valeur minimale 1 à 2 heures avant le levé du Soleil. Les mois les plus chauds à Niamey sont mars, avril et mai, avant l'arrivée de la saison humide. En juillet, août et septembre, pendant la mousson, il y a une nette diminution de l'amplitude du cycle diurne de la température.

La stabilité convective suit une évolution similaire. Les figures 5.8b et 5.8d montrent qu'en dessous de 0.5 km, l'air est convectivement instable ($\partial\theta/\partial z < 0$) quand la couche limite monte, c'est-à-dire entre 08–09 et 16–18 UTC, et neutre, ou stable, quand la couche limite est en baisse. À environ, 18 UTC, la stabilité convective commence à augmenter, atteignant son maximum autour de 06 UTC. L'empattement du cycle diurne de la stabilité convective a son amplitude maximale en mai et juin, et minimale en août. Au-dessus de 0.5 km, et jusque 4 – 5 km, $\partial\theta/\partial z$ est proche de zéro, avec des valeurs positives en juillet et négatives en mars. Les couches d'air sont donc toujours neutres, ou stables, avec presque pas de variations diurnes. L'amplitude de la variation diurne de la température et de la stabilité convective diminue avec l'altitude. Pendant la saison sèche, la couche limite, au-dessus de la zone de Niamey, atteint 4 à 5 km d'altitude.

5.5.3 Séries temporelles de vapeur d'eau

Sur les figures 5.9, les séries temporelles de M_v pour les 12 mois de l'année 2006 sont représentées. La saison sèche dure pendant approximativement 6 mois, de la fin octobre jusqu'à la mi-avril. Pour cette période, M_v est représenté sur les figures 5.9a, 5.9b, 5.9c, 5.9d, 5.9k, et 5.9l, avec une variation entre 0 et 4 g m^{-3} . Les périodes humidifiantes et asséchantes, c'est-à-dire mai, juin et octobre (Figs. 5.9e, 5.9f, 5.9j) sont représentées avec une palette de couleur plus large, entre 0 et 15 g m^{-3} . La mousson (Figs. 5.9g, 5.9h, 5.9i) est représentée avec une palette entre 0 et 20 g m^{-3} . On peut voir que, pendant toute l'année, les séries temporelles montrent deux types de variation (ou modulation) : une variation diurne qui peut être assimilée à un cycle diurne, particulièrement manifeste pendant la saison sèche, et des variations plus longues. Occasionnellement, de telles structures peuvent être vues avec une intensité plus faible durant la saison sèche, par exemple entre le 16 et 23 février (événement B sur la figure 5.5).

Le mois de mars est particulièrement adapté pour illustrer les séries temporelles de la saison sèche : c'est le mois le plus sec de l'année 2006. La figure 5.9c1 pour mars montre distinctement un cycle diurne de M_v , allant de la sur-

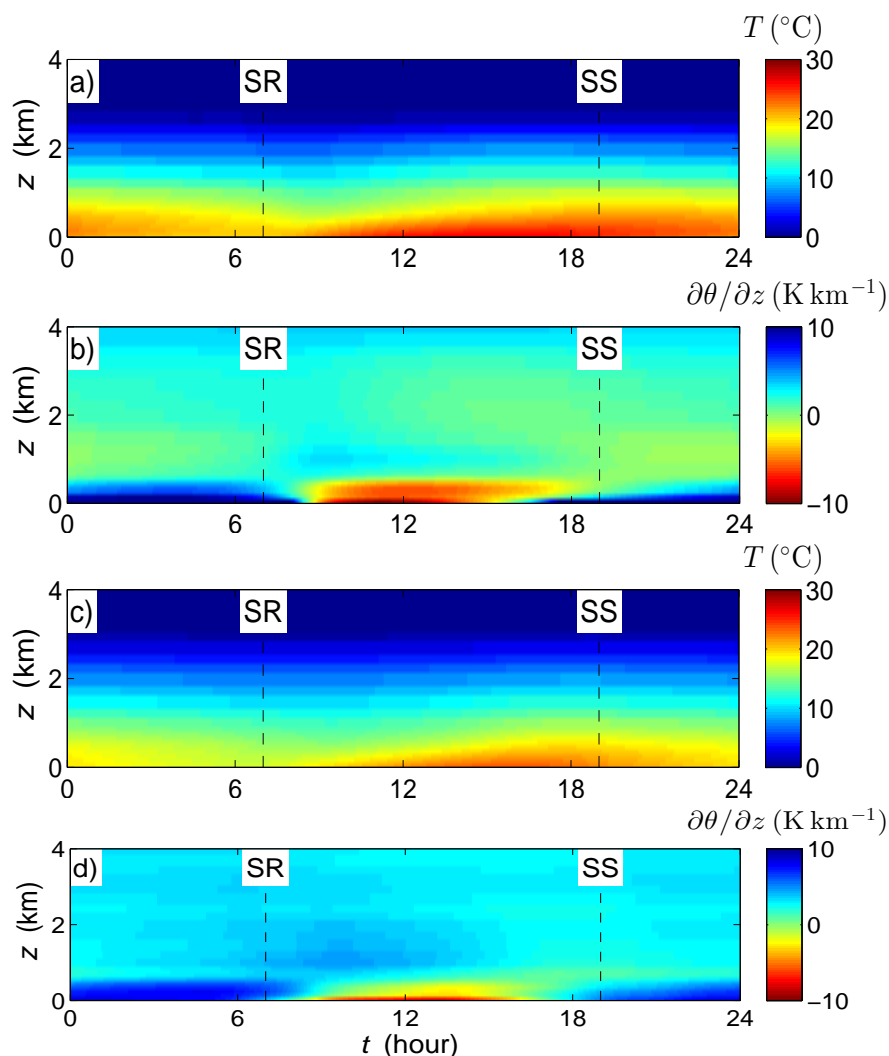


FIGURE 5.8 – Cycle diurne de la température de l'air T (a,c), et du gradient vertical de la température potentielle $\partial\theta/\partial z$ (b,d) en mars (a,b) et juillet (c,d) 2006 à Niamey.

face jusqu'à 6 km d'altitude. La figure 5.9c1 montre une transition claire, autour de 1.4 km de hauteur séparant deux couches : une couche supérieure (notée UL) avec des valeurs de M_v plus importantes la nuit que le jour ; entre le sol et UL on trouve une basse couche (notée LL) avec des valeurs de M_v plus importantes le jour que la nuit. La distribution de M_v à l'intérieure de ces deux couches montre clairement une anticorrélation temporelle, ou une opposition de phase avec un décalage d'environ une demi journée. De plus, la distribution de M_v est plutôt homogène le long de la coordonnée verticale à l'intérieure de chaque couche. Les maxima de vapeur d'eau sont plus importants dans la UL que dans la LL. Afin de souligner ces observations, la figure 5.9c.2 montre la série tem-

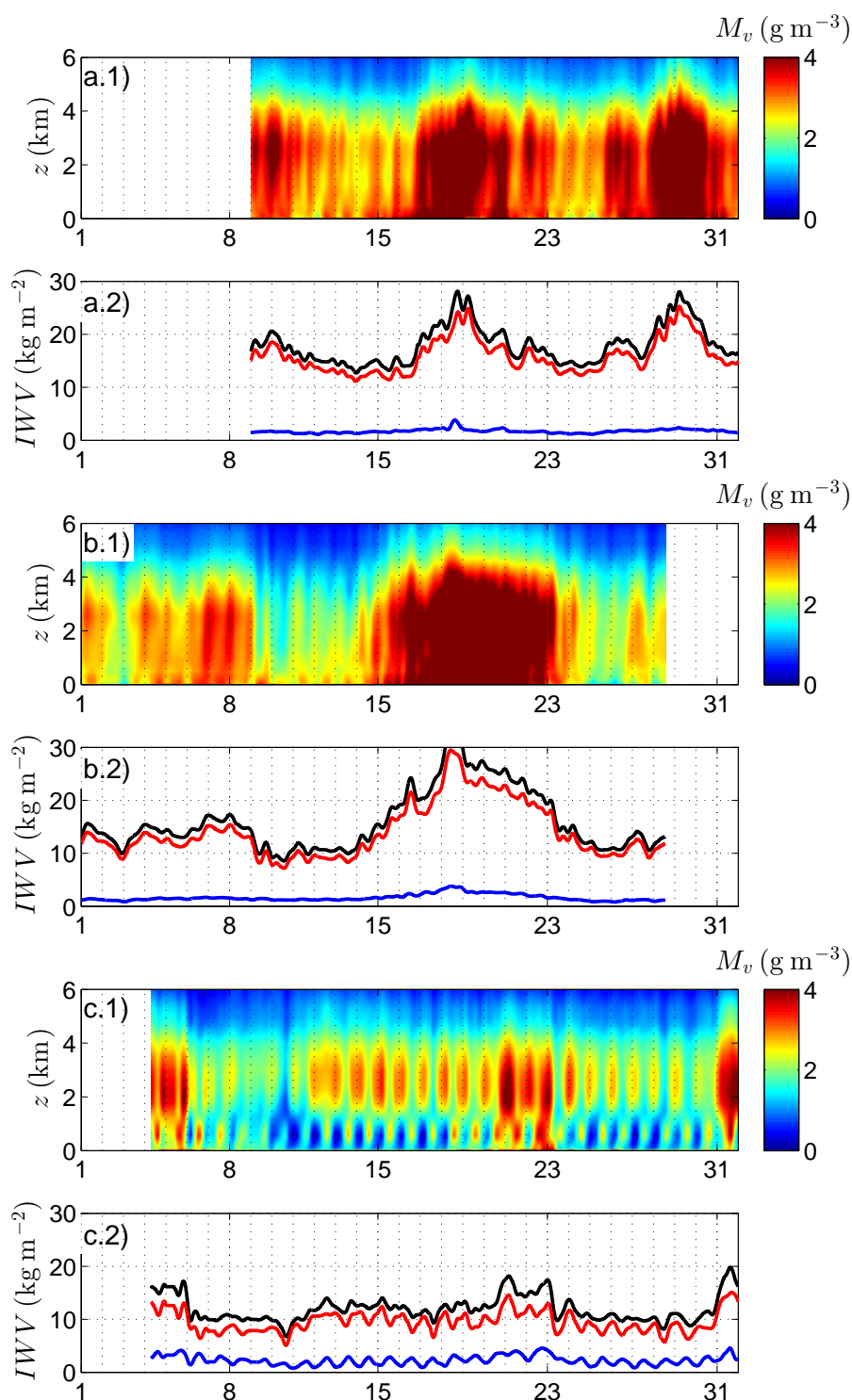


FIGURE 5.9 – Séries temporelles de (abc.1) M_v et (abc.2) IWV pour (a) janvier, (b) février, et (c) mars 2006. Les lignes pointillées verticales représentent la séparation journalière à minuit. Sur (abc.2), le contenu intégré en vapeur d'eau est en noir pour la colonne totale, en rouge pour la couche supérieure (notée UL, $z > 0.5$ km pour janvier et février, et $z > 1.4$ km pour mars), et en bleu pour la basse couche (LL).

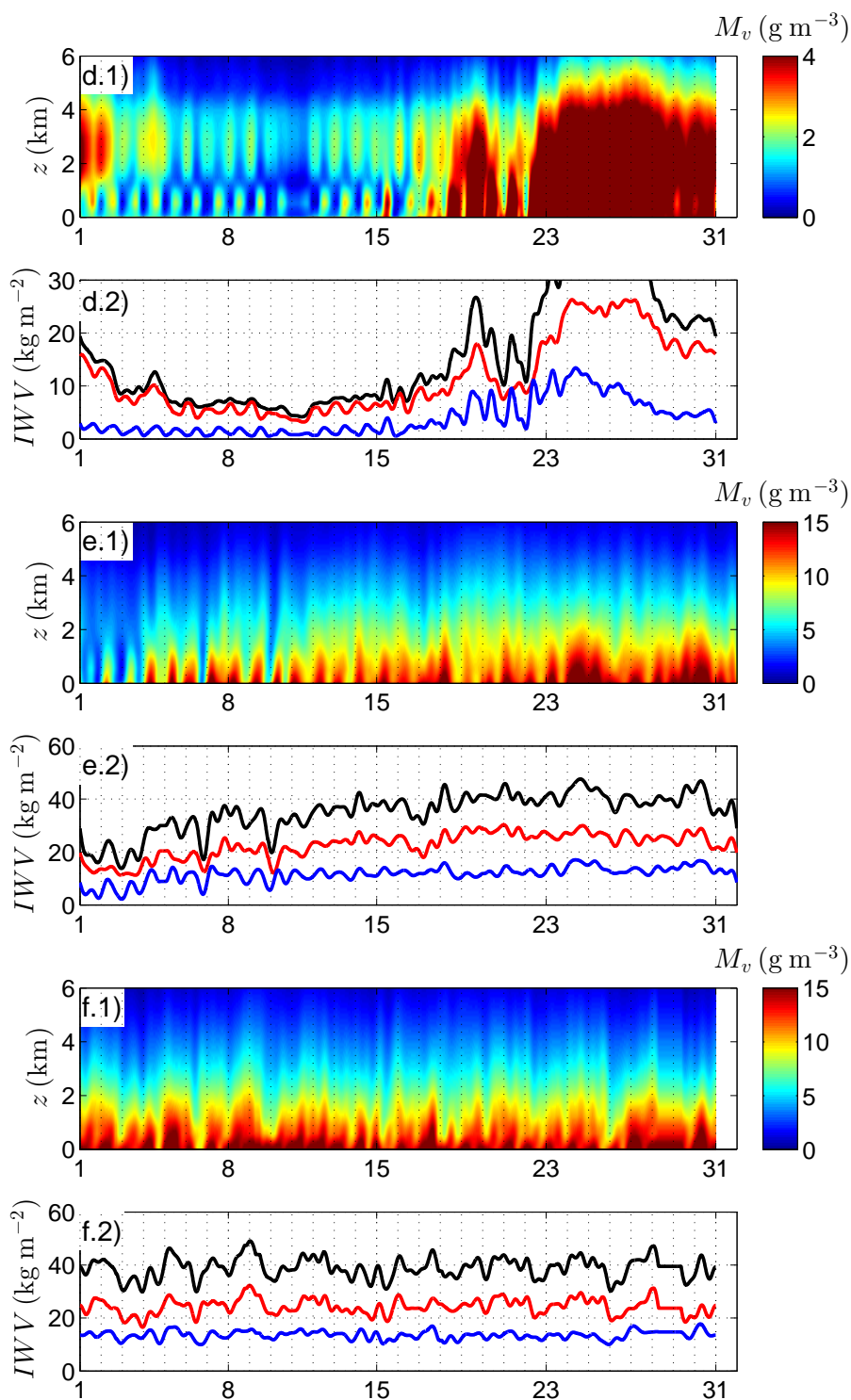


FIGURE 5.9 (suite) – (d) Avril, (e) Mai, et (f) Juin. La séparation entre la UL et la LL est située à 1.2 km pour ces trois mois.

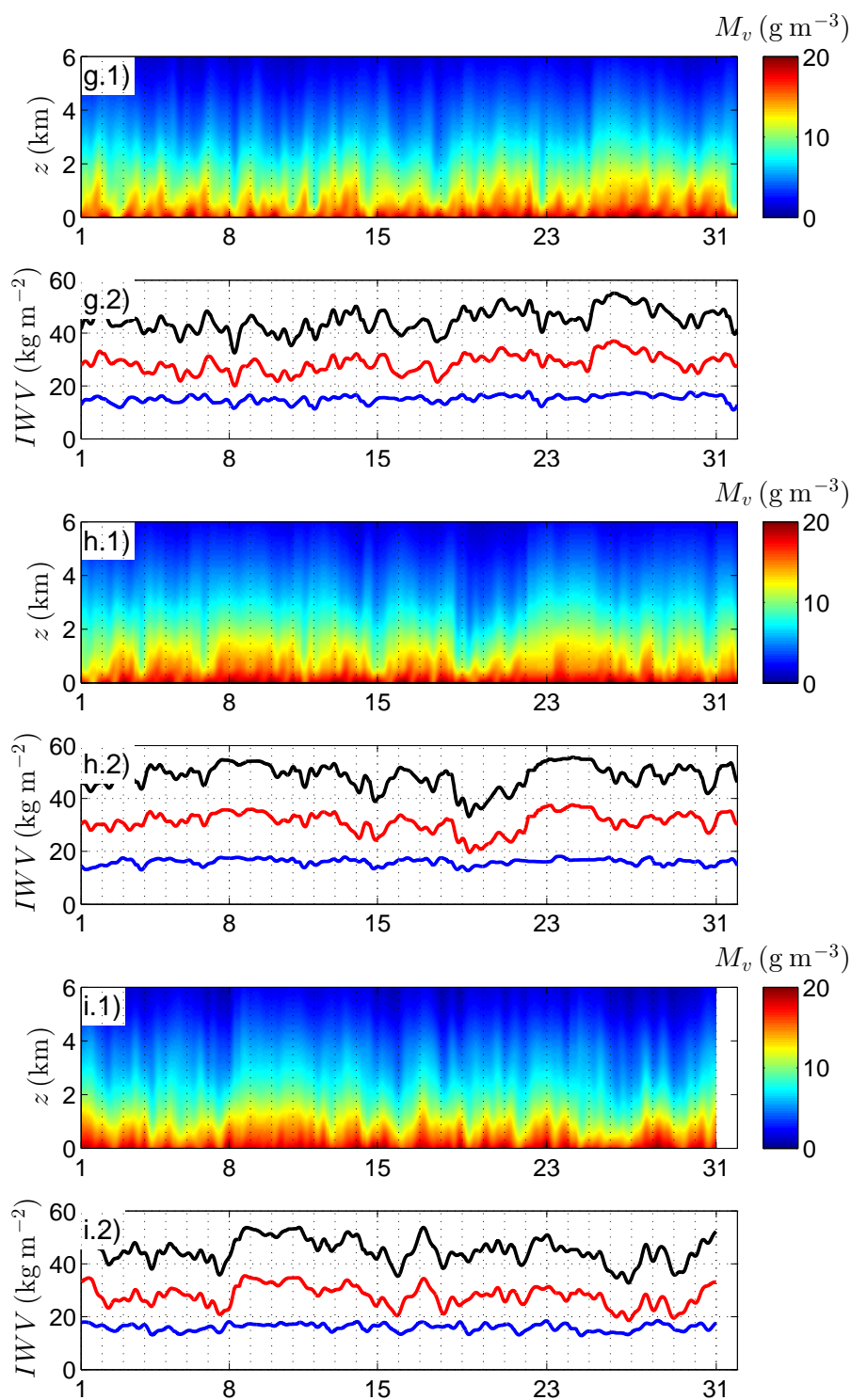


FIGURE 5.9 (suite) – (g) Juillet, (h) Août, et (i) Septembre. La séparation entre la UL et la LL est située à 1.2km pour ces trois mois.

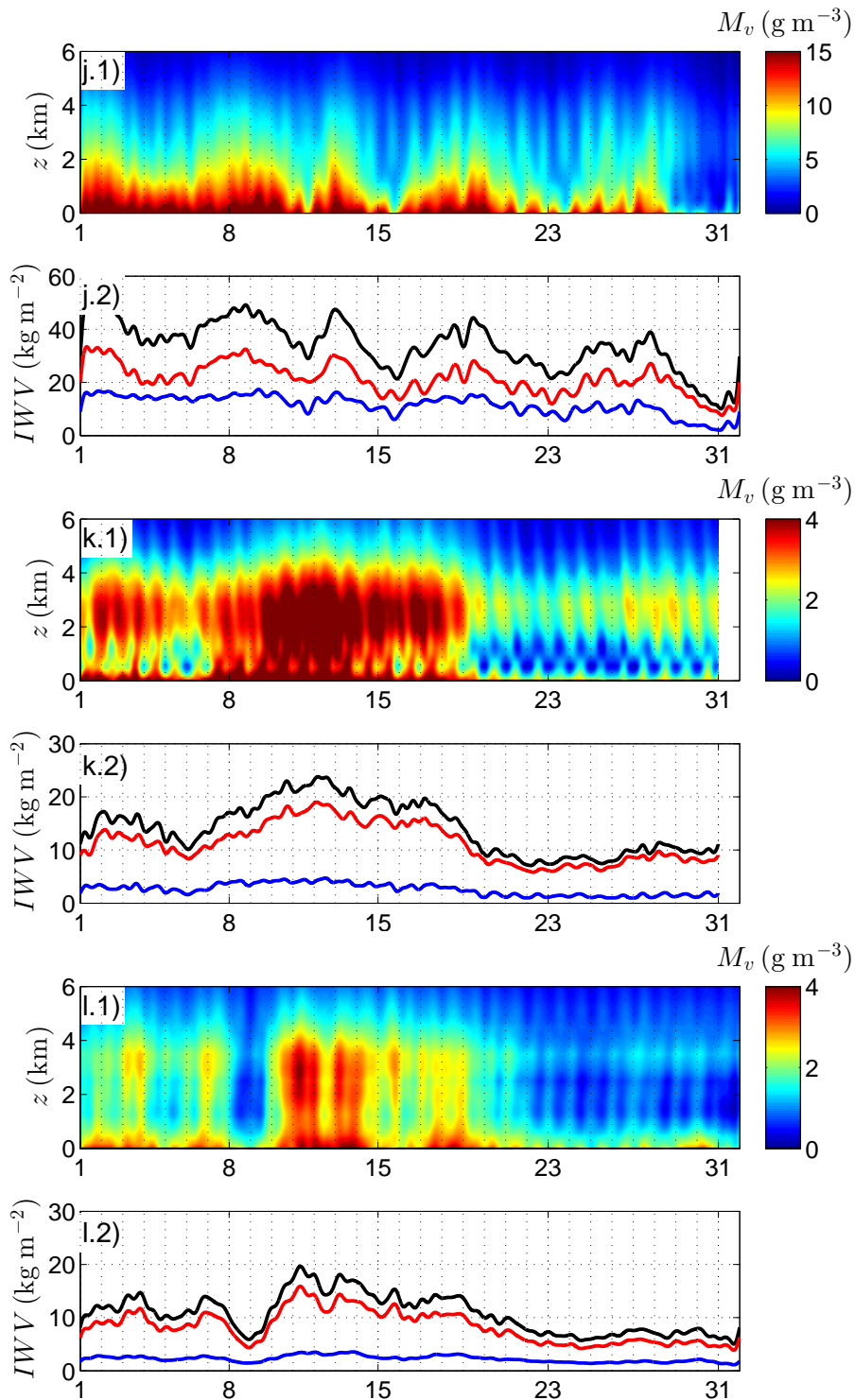


FIGURE 5.9 (suite) – (j) Octobre, (k) Novembre, and (l) Décembre. La séparation entre la UL et la LL est située à 1.2 km pour Octobre et 1 km pour Novembre et Décembre.

porielle du contenu intégré en vapeur d'eau pour la UL et la LL en mars. Une modulation quasi sinusoïdale, avec une périodicité d'un jour est observée pour les deux couches avec un décalage de 12 heures. Bien sûr, le contenu intégré total (IWV) qui est montré sur la figure. 5.9c.2 est aplati à cause de l'addition du décalage des deux courbes partielles. Le même genre de périodicité est observé sur les figures 5.9d.1 et 5.9d.2 pour avril, avec la perturbation due à l'entrée de la saison humide entre le 20 et 30 avril, approximativement. Le même comportement est encore une fois observé en novembre, mais avec un niveau de transition entre la LL et la UL à environ 1 km de hauteur (Fig. 5.9k.1 et 5.9k.2). Pour les autres mois de la saison sèche (janvier, février et décembre), cette structure périodique est présente, mais moins schématique que pour les trois mois cités ci-dessus. Cette structure en deux couches, avec un décalage d'une demi-journée, est manifestement liée aux NLLJ secs soufflant la nuit à Niamey pendant la saison sèche. En comparant les figures 5.8b et 5.9c, on peut clairement voir que la distribution de M_v dans la LL est en phase avec celle de la stabilité convective.

Pour les six mois de la saison humide (de fin avril à octobre), un cycle diurne de M_v est encore une fois observé comme on peut le voir sur les figures 5.9d à 5.9j. Toutefois, il n'y a pas de séparation entre deux couches et, *a fortiori*, de décalage d'une demi-journée, car pendant la saison humide, les NLLJ proviennent du sud-ouest et sont humides. De plus, pendant la mousson, les figures 5.9g à 5.9i ne montrent aucun décalage entre les courbes de contenus intégrés calculées de part et d'autre de 1 200 m d'altitude. Cette hauteur a été choisie car elle représente, approximativement, le haut des NLLJ. Les deux courbes partielles et la courbe totale de IWV sont en phase. Pour la mousson, la lisibilité est plus faible, à cause de la présence de quantité importante de vapeur d'eau, de nuages et de précipitations qui estompent le cycle diurne.

5.5.4 Cycle diurne moyen

La figure 5.10a montre le cycle diurne moyen de la vapeur d'eau en mars. Elle montre clairement la distribution en vapeur d'eau dans les deux couches de part et d'autre de 1.4 km d'altitude, avec des quantités en vapeur d'eau plus importantes le jour que la nuit dans la LL et inversement dans la UL. La figure 5.10b montre le cycle diurne de IWV correspondant. Sur la figure 5.10b, la courbe noir représente la variation diurne de IWV dans la colonne atmosphérique totale (c'est-à-dire de 0 à 10 km d'altitude), la courbe rouge est pour la UL et la bleu pour la LL. Alors que le cycle diurne de IWV total est plat, ceux

correspondants à la UL et la LL sont prononcés et en opposition de phase. Il y a clairement plus de vapeur d'eau dans la UL pendant la nuit que le jour. L'inverse est observé dans la LL. Le même cycle moyen est observé en novembre, où le contenu en vapeur d'eau est trois fois supérieur à celui de mars. Donc, les inversions radiométriques ne semblent pas être biaisées par les faible contenu de M_v pendant la saison sèche.

Puisque le contenu en vapeur d'eau a un comportement similaire en juillet, août et pendant les deux premières semaines de septembre, seul le mois de juillet est présenté ici (Fig. 5.10c et d). Bien que le cycle diurne de la vapeur d'eau présente quelques variations entre la mousson et le reste de la saison humide, ces différences sont mineurs et dues aux précipitations fréquentes qui perturbent le cycle diurne.

Sur la figure 5.10c, le cycle diurne moyen de M_v est représenté. Dans la basse couche ($z < 1200\text{m}$), M_v augmente après le couché du Soleil, à cause des NLLJ humide en provenance du sud-ouest, jusqu'au levé du Soleil. Durant le jour, la vapeur d'eau est mélangée par les instabilités convectives (cf. Fig. 5.8d). Pendant la nuit, dans la basse couche, $\overline{M_v} \approx 16\text{g m}^{-3}$, alors que le jour $\overline{M_v} \approx 13\text{g m}^{-3}$. La figure 5.10d montre les séries hauteur-temps de \overline{IWV} et leur cycle diurne respectif. \overline{IWV} est presque plat, parce que, comme montré par les figures 5.9e à 5.9j, les pics de IWV ne semblent pas suivre un motif particulier mais s'être distribués de manière aléatoire. L'écart-type de \overline{IWV} est de 5kg m^{-2} . Bien qu' IWV présente d'importantes fluctuations (Fig. 5.9g), entre 15% à 30% de la quantité totale en vapeur d'eau ($IWV \approx 50\text{kg m}^{-2}$) est quasiment constante, avec pourtant un pic journalier de \overline{IWV} , toutefois distribué de manière aléatoire (Fig 5.10d). Il peut donc être dit qu'il n'y a pas de cycle diurne de \overline{IWV} pendant la mousson, comme remarqué par Lothon et al. (2008) ou Bock et al. (2008), bien qu'il y ait un cycle diurne de M_v (Fig 5.10c).

5.5.5 Comparaison avec les radiosondages

Des radiosondages ont été effectués à Niamey en 2006 et sont disponible sur le site d'AMMA (www.amma-international.org). Lothon et al. (2008) ont présenté les résultats du rapport de mélange en vapeur d'eau r_w (en g kg^{-1}) mesuré par les radiosondes. Ils n'ont pas observé de cycle diurne de l'humidité pendant la saison sèche. Afin de comparer les mesures du radiomètre présentées dans notre étude avec celles des radiosondages, l'humidité doit être représentée avec le même quantité physique, c'est-à-dire r_w ou M_v . r_w est différent de M_v puisque le rapport de mélange dépend à la fois de M_v et de la température.

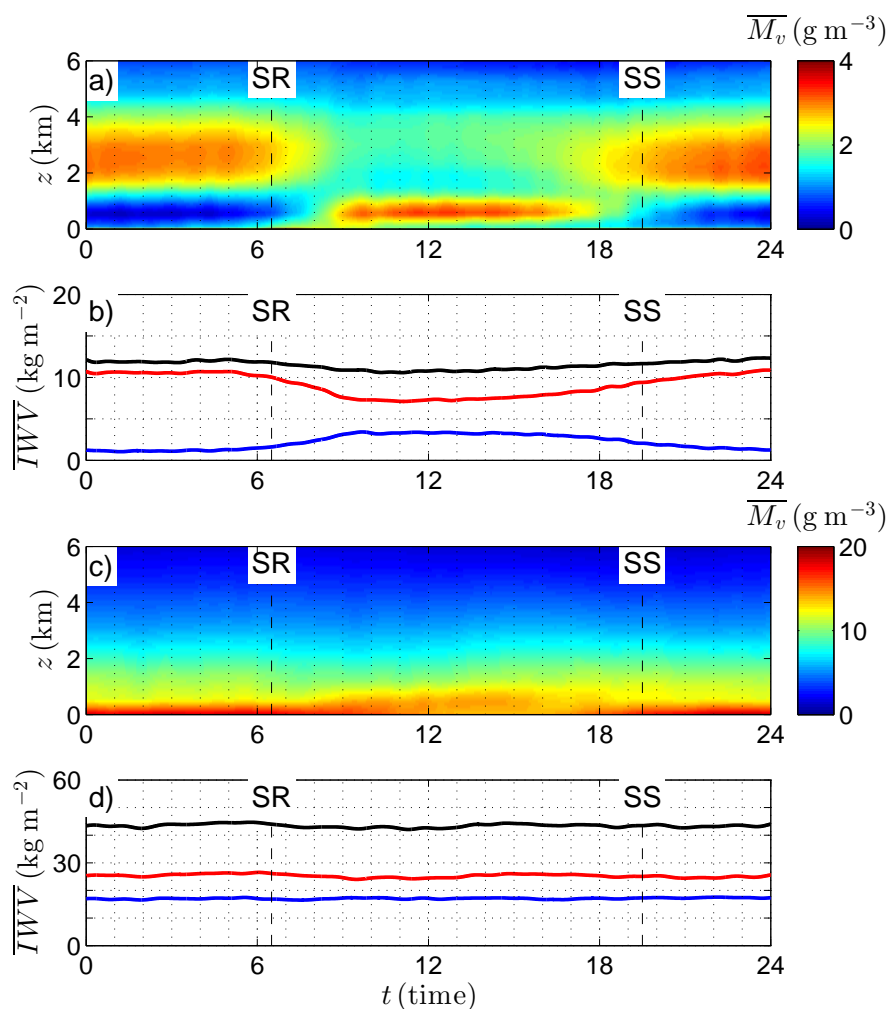


FIGURE 5.10 – (a,b) Mars (saison sèche) et (c,d) juillet (saison humide) 2006 : (a,c) évolution diurne de \overline{M}_v et (b,d) évolution diurne de $\overline{I_{WV}}$. Les courbes rouge, bleu et noir représentent, respectivement, la couche supérieure, la couche inférieure et la colonne totale (c'est-à-dire de 0 à 10 km de hauteur). Les lignes pointillées verticales représentent la séparation des heures. Le levé et le couché du Soleil sont notés, respectivement, SR et SS et sont représentés par des tirets verticales.

La Figure 5.11 montre le rapport de mélange en vapeur d'eau moyen ($\overline{r_w}$) depuis les mesures ARM en mars et en juillet 2006. Le rapport de mélange moyen intégré \overline{IMR} (en $\text{g kg}^{-1} \text{ km}$) est aussi montré. La Figure 5.11a montre clairement que (1) la séparation entre la basse couche et la couche supérieure est maintenant localisée autour de 2.1 km d'altitude et (2) que l'évolution diurne de $\overline{r_w}$ n'est pas aussi marquée que celle de \overline{M}_v (Fig. 5.10a). En effet, pour la basse couche, $\overline{r_w}$ varie de 1 g kg^{-1} durant la nuit à environ 2 g kg^{-1} le jour. Aux temps

approximatifs des radiosondages, indiqués par des flèches noires, ces variations sont encore plus faibles : $\Delta \bar{r}_w \approx 0.7 \text{ g kg}^{-1}$ entre 1200 et 0600 UTC, et entre 1800 et 2300 UTC. La haute couche présente les mêmes ordres de variations. Il en vient qu'il est difficile d'observer un cycle diurne de l'humidité quand on utilise \bar{r}_w . La raison est que la température présente une variation diurne importante qui "atténue" les variations diurnes de \bar{r}_w . La Figure 5.11b montre que \overline{IMR} a le même comportement que IWV (Fig. 5.10b) mais avec des variations plus faibles. En juillet, \bar{r}_w et \overline{IMR} (Fig. 5.11c,d) se comportent comme \overline{M}_v et \overline{IWV} (Fig. 5.10c,d).

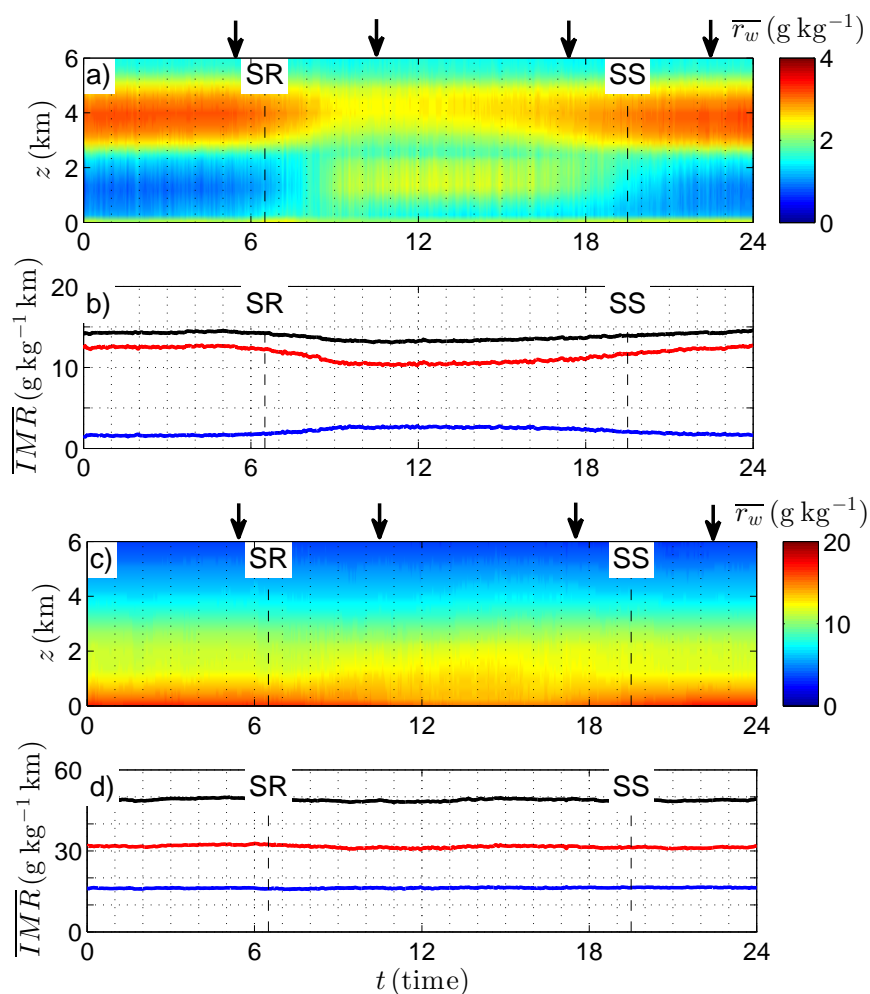


FIGURE 5.11 – (a,c) Rapport de mélange en vapeur d'eau moyen \bar{r}_w et (b,d) rapport de mélange en vapeur d'eau intégré \overline{IMR} pour (a,b) mars et (c,d) juillet. Les flèches noires indiquent approximativement les heures des radiosondages.

Les profils verticaux de r_w , à la période approximative des radiosondage, sont montrés sur la Fig. 5.12 pour la saison sèche et Fig. 5.13 pour la saison

humide. Les mesures radiométriques et les radiosondages sont en bon accord. Plus particulièrement, pour la saison sèche, les valeurs nocturnes de r_w sont proches des valeurs diurnes, même en-dessous de 0.5 km. Toutefois, on peut voir qu'il n'est pas approprié de comparer r_w à M_v . De ce fait, en regardant les mesures de r_w , on ne peut conclure à l'existence d'un cycle diurne de la vapeur d'eau pendant la saison sèche, comme l'ont déclaré Lothon et al. (2008).

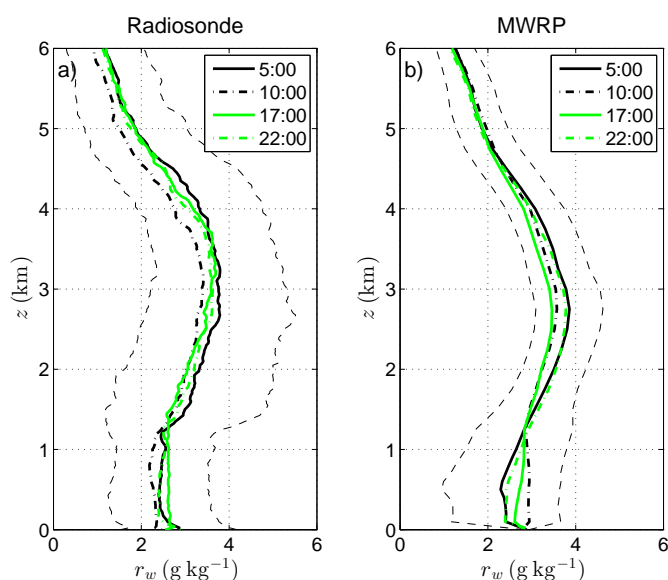


FIGURE 5.12 – Saison sèche : variation par rapport à l'altitude de r_w d'après (a) les radiosondages et (b) le radiomètre micro-onde. Les deux lignes extrêmes représentent l'écart-type.

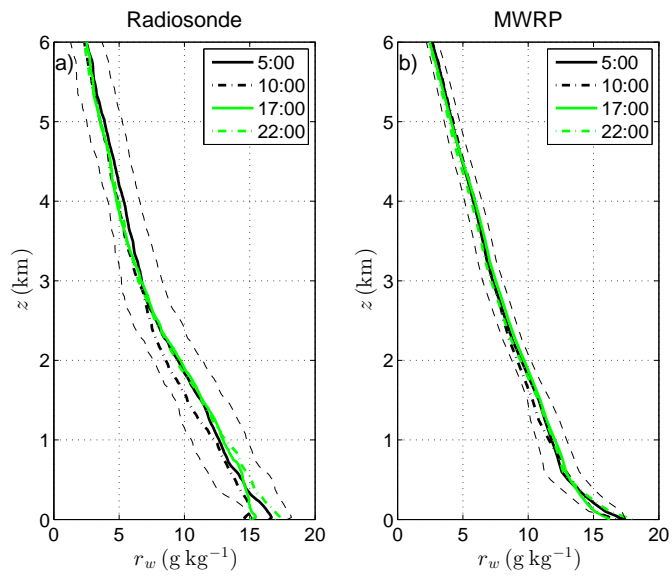


FIGURE 5.13 – Comme Fig. 5.12 mais pour la saison humide.

5.6 Densités de probabilités

La résolution spectrale importante du radiomètre micro-onde permet de réaliser une analyse quantitative du cycle diurne de la vapeur d'eau en calculant les fonctions de densité de probabilité (pdf). Brièvement, la probabilité $p(x)$ que la variable x soit inférieure à une valeur x_0 est (entre autres Forbes et al., 2011) :

$$p(0 < x < x_0) = \int_0^{x_0} f(x)dx. \quad (5.4)$$

où $f(x)$ est la pdf.

Les pdfs ont un intérêt pour connaître la distribution statistique de la vapeur d'eau. Un autre intérêt est de fournir aux modélisateurs un ensemble restreint de paramètres qui leur permet de représenter la quantité en vapeur d'eau simplement. Après avoir testé plusieurs formes de distribution analytique, deux ont été retenus, la distribution lognormale et la distribution de Weibull. Ces deux formes sont fréquemment utilisées pour représenter la distribution en vapeur d'eau.

La distribution lognormale est associée à des effets proportionnels des processus statistiques (par exemple, Aitchison et Brown, 1966 ; Crow et Shimizu, 1987) : la valeur d'une variable à n'importe quel moment d'un processus est proportionnelle à la valeur précédente de celle-ci. La distribution lognormale est adaptée pour caractériser des paramètres atmosphériques, tels que la distribution en taille des cellules de pluie (Mesnard et Sauvageot, 2003), la distribution du taux de précipitation de pluie (Atlas et al. 1990, Sauvageot 1994), la distribution en taille des gouttes de pluie (Sauvageot, 1995), l'eau précipitable (Foster et al., 2006) et l'humidité relative (Soden et Bretherton, 1993 ; Yang et Pierrehumbert, 1994).

La distribution de Weibull est associée aux distributions pour lesquelles la variable est limitée par des valeurs extrêmes, comme par exemple la vitesse du vent qui est limitée par la turbulence. Pour le contenu en vapeur d'eau, la limite est la valeur de saturation en vapeur d'eau (par exemple, Ettoumi et al., 2003 ; Zhang et al., 2003 ; Jeannin et al., 2008 ; Iassamen et al., 2009). Durant la saison humide, la condensation est fréquemment observée comme on peut le voir sur la Fig. 5.5b qui montre l'altitude de la base des nuages.

L'expression générale de la fonction lognormale est (avec $y = \log(x)$) :

$$f(x; \mu, \sigma) = \frac{1}{x\sigma(2\pi)^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y - \mu}{\sigma}\right)^2\right] \quad (5.5)$$

où la moyenne μ et la variance σ^2 de y sont définies par l'espérance mathématique et l'écart type de x (respectivement μ_x et σ_x) :

$$\mu = \ln \left\{ \mu_x \left[1 + \left(\frac{\sigma_x}{\mu_x} \right)^2 \right]^{1/2} \right\} \quad (5.6)$$

et

$$\sigma^2 = \ln \left[1 + \left(\frac{\sigma_x}{\mu_x} \right)^2 \right]. \quad (5.7)$$

La fonction Weibull est définie :

$$f(x; k, \lambda) = \frac{k}{\lambda} \left(\frac{x}{\lambda} \right)^{k-1} \exp \left[- \left(\frac{x}{\lambda} \right)^k \right] \quad (5.8)$$

où les deux paramètres de la distribution sont la forme k et l'échelle λ . La distribution de la moyenne μ_x et de la variance σ_x^2 est :

$$\mu_x = \lambda \Gamma \left(1 + \frac{1}{k} \right) \quad \text{et} \quad \sigma_x^2 = \lambda^2 \Gamma \left(1 + \frac{2}{k} \right) - \mu^2 \quad (5.9)$$

Γ étant la fonction Gamma.

5.6.1 La saison sèche

La Figure 5.14 représente les pdfs du contenu en vapeur d'eau pour le mois de janvier. Pour des raisons de clarté, seules les pdfs à quatre altitudes caractéristiques, suggérées par la Figure 5.7, sont montrées ($z = 100\text{m}$; $z = 500\text{m}$, $z = 2000\text{m}$, et $z > 2800\text{m}$). Pour la dernière, ($z > 2800\text{m}$), la pdf représente la moyenne du contenu en vapeur entre 2800m et 4000m .

Comme attendu, la valeur moyenne de M_v augmente avec l'altitude pour $z < 2800\text{m}$ (2.5g m^{-3} à 100m (Fig. 5.14a et b) jusque 3.4g m^{-3} à 2000m (Fig. 5.14e et f). Les variations par rapport à l'altitude des paramètres μ et σ de la distribution lognormale sont représentées sur la Figure 5.15. On peut voir que μ (Fig. 5.15a) diminue de $z \approx 100\text{m}$ jusque $z \approx 500\text{m}$, augmente au-dessus, jusque $z \approx 2500\text{m}$, plus particulièrement durant le jour, et diminue pour $z \approx 2500\text{m}$. Pour σ (Fig. 5.15b), cela diminue en dessous de 500m , puis cela augmente pour $z \approx 1500\text{m}$, et finalement c'est constant au-dessus de 1500m , à la fois nuit et jour.

5.6.2 La saison humide

Comme on peut le remarquer sur la Figure 5.7, le contenu en vapeur d'eau décroît exponentiellement avec l'altitude pendant la saison humide. Ce comportement s'observe aussi sur les pdfs correspondantes (Fig. 5.16). Durant la

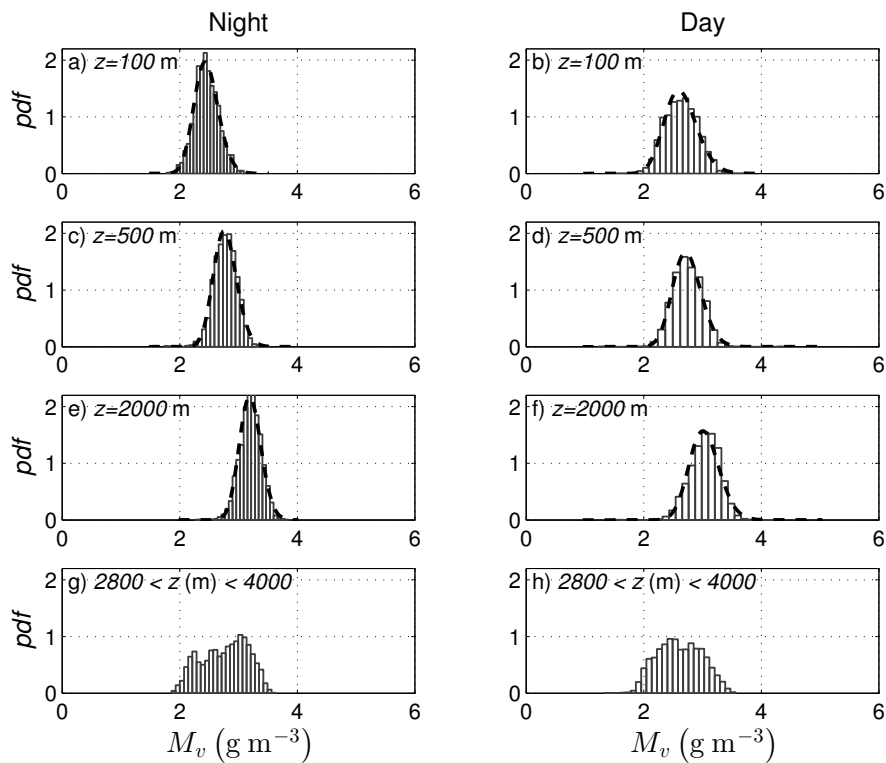


FIGURE 5.14 – Pdfs du contenu en vapeur d'eau pour la saison sèche à (a,b) $z = 100$ m, (c,d) $z = 500$ m, (e,f) $z = 2800$ m, et (g,h) $z > 2800$ m; (a,c,e,g) la nuit, et (b,d,f,h) le jour. La courbe en pointillée représente la distribution lognormale.

nuit, la moyenne des pdfs se situent à peu près à $M_v \approx 17.7 \text{ g m}^{-3}$ pour $z = 100$ m, alors que le jour la moyenne est de $M_v \approx 16.5 \text{ g m}^{-3}$ (Fig. 5.16a, b); pour $z = 500$ m, $M_v \approx 14 \text{ g m}^{-3}$ la nuit et $M_v \approx 13.6 \text{ g m}^{-3}$ le jour (Fig. 5.16c, d).

Les pdfs en vapeur d'eau peuvent atteindre des valeurs aussi important que 20 g m^{-3} , surtout pour $z < 500$ m. Le contenu maximum en vapeur d'eau est limitée par la valeur de 25 g m^{-3} qui correspond, approximativement, à la saturation pour une température de 300 K a une pression de 1013 hPa . Cette valeur de saturation peut être atteinte durant la mousson. Cette limitation par une valeur extrême rend la fonction de Weibull particulièrement bien adaptée pour modéliser de telles distributions. La variation par rapport à l'altitude des paramètres k et λ est montrée sur la Figure 5.17 pour la saison humide. Notons que λ est plus élevé la nuit que le jour pour $z < 500$ m, ce qui correspond à l'augmentation observée sur la Figure ??c, où le NLLJ augmente la nuit le contenu en vapeur d'eau alors que le jour, l'harmattan et le mélange turbulent, le diminue. Puisque λ est directement lié à M_v , cela corrobore la présence du NLLJ pendant la saison humide.

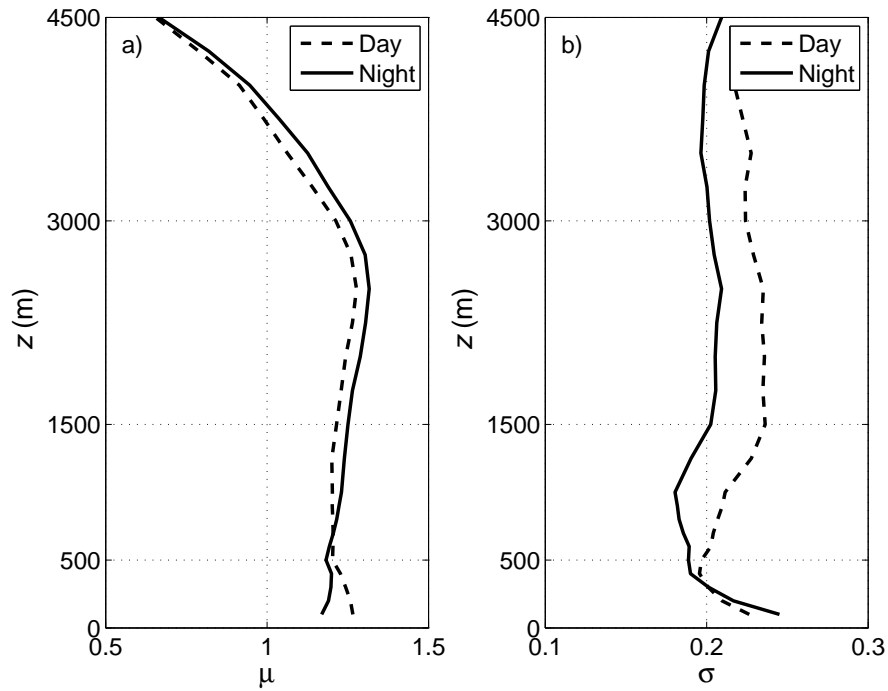


FIGURE 5.15 – Paramètres μ (a), et σ (b) de la distribution lognormale du contenu en vapeur d'eau pendant la saison sèche.

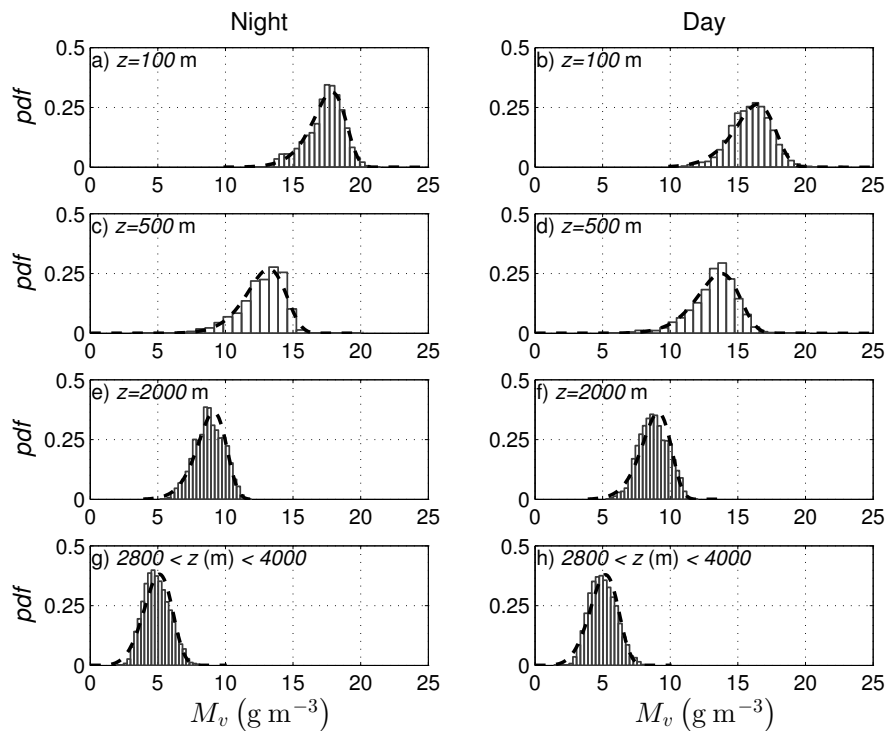


FIGURE 5.16 – Pdfs du contenu en vapeur d'eau pour (a,b) 100 m, (c,d) 500 m, (e,f) 2000 m, et (g,h) $z > 2800$ m; (a,c,e,g) la nuit et (b,d,f,h) le jour. La courbe en pointillées représente la fonction Weibull associée.

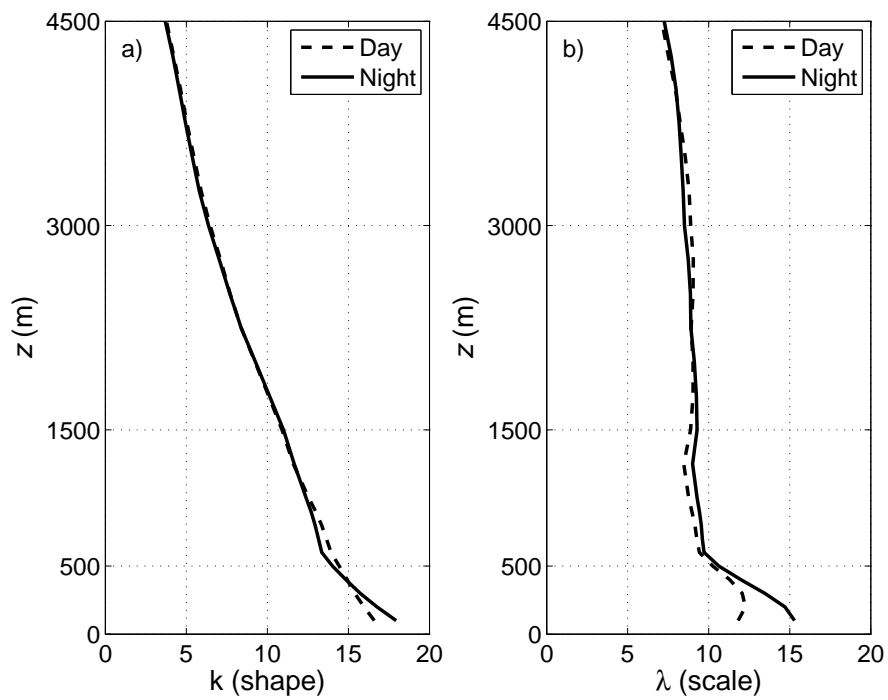


FIGURE 5.17 – Les paramètres (a) k et (b) λ de la fonction Weibull pour le contenu en vapeur d'eau pendant la saison humide.

5.7 Conclusion

En utilisant les observations faites par un profileur radiométrique micro-onde (MWRP), collectées par le programme ARM dans le cadre de la campagne AMMA pendant toute l'année 2006, les distributions saisonnières et diurnes de la vapeur d'eau ont été étudiées pour la zone sahélienne. Le site d'observation était localisé à Niamey (Sud-Ouest du Niger), une zone semi-désertique. Le Sahel est une zone particulièrement intéressante pour l'étude du cycle saisonnier et diurne à cause de la circulation atmosphérique caractéristique de cette zone. On observe l'alternance d'un courant d'air sec en provenance du Nord-Est, de la fin octobre jusque mi-avril (la saison sèche), et d'un courant humide de mousson en provenance du Sud-Ouest, de la fin avril jusqu'à la fin octobre (la saison humide), et aussi de la présence d'un courant nocturne de bas-niveau (le NLLJ) quasiment toute l'année. Les données de vapeur d'eau collectées par le MWRP ont été effectuée avec une haute résolution temporelle (14 s). Des radiosondages ont aussi été effectués sur le site de Niamey, permettant une comparaison des profils de MWRP avec des données *in situ*.

Les séries temporelles annuelles du contenu en vapeur d'eau M_v et des profils de températures, observées par le MWRP, montrent une segmentation de l'année entre une saison sèche et une saison humide. Les cycles diurnes de la température et de la stabilité convective dans la couche limite atmosphérique ont des formes similaires pour les deux saisons, pour $z < 5$ km, l'évolution diurne habituelle de la couche limite atmosphérique, c'est-à-dire un minimum 1 ou 2 heures avant le levé du Soleil et un maximum autour du couché du Soleil.

Le principal objectif de cette étude est la distribution fine de la vapeur d'eau atmosphérique. Les séries temporelles des profils du contenu en vapeur d'eau pour toute l'année sont présentées. Nous montrons que le cycle diurne existe pendant toute l'année, c'est-à-dire pendant les saisons sèches et humides. Ce cycle est observé pour les premiers 5 à 6 km de la troposphère car, comme le montre les mesures radiométriques, M_v décroît rapidement avec l'altitude. Pendant la saison sèche, nous trouvons que la distribution verticale de la vapeur d'eau est organisée en deux couches, nommées, ici, la basse couche (ou *Lower Layer* – LL) et la couche supérieure (ou *Upper Layer* – UL), séparées par un "niveau de transition" localisé entre 0.6 et 1.4 km de hauteur. Des cycles diurnes sont clairement observés à la fois dans la LL et la UL. Le cycle diurne de la LL présente des contenus en vapeur d'eau plus faible la nuit, à cause des NLLJ sec provenant du Nord-Est, que le jour. L'inverse est observé pour la UL. Les séries

temporelles du contenu intégré verticalement en vapeur d'eau (IWV), intégré séparément entre la LL et la UL, donnent des courbes ayant une forme sinusoïdale avec une périodicité de un jour est un décalage temporelle d'une demi journée entre les courbes. De ce fait, le contenu intégré en vapeur pour toute la colonne troposphérique est plat, à cause de l'addition de deux cycles anti-corrélés. Avec la saison humide, le NLLJ provient cette fois-ci du Sud-Ouest et est humide. Ainsi, le décalage observé entre les deux couches n'est plus présent dans la distribution en vapeur d'eau dans la basse troposphère. Un cycle diurne de la vapeur d'eau est encore une fois clairement observé, notamment au début de la saison, mais estompé par les structures précipitantes de la saison des pluies au Sahel. Des cycles diurnes moyens caractéristiques sont montrés.

Pendant la saison sèche, le contenu en vapeur d'eau atmosphérique est faible. Les profils de vapeur d'eau du radiomètre ont été comparé avec des radiosondages effectués à Niamey quatre fois par jour. Les résultats sont satisfaisants mais ils soulignent le fait que l'utilisation du rapport de mélange en vapeur d'eau pour représenter les profils d'humidités moyen réduit la séparation des cycles jour/nuit en comparaison avec la séparation observée en utilisant le contenu en vapeur d'eau. Cela vient du fait que le rapport de mélange dépend de la température qui varie de manière significative entre le jour et la nuit au Sahel.

Les fonctions de densité de probabilités de M_v ont aussi été calculées pour toute l'année 2006 à toutes les altitudes. Elles sont plutôt monomodales à la fois pour la saison sèche et la saison humide. Pendant la saison sèche, les fonctions de densité de probabilités sont bien représentées par une distribution lognormale, là où pendant la saison humide il s'agit d'une distribution de Weibull. La différence est due à l'effet limitant de la condensation de la vapeur d'eau pendant la saison humide. En l'absence de cette limitation, la distribution du contenu en vapeur d'eau est lognormale.

Cette étude montre aussi que le radiomètre micro-onde est un instrument très efficace pour faire des analyses quantitatives et qualitatives de la distribution du contenu en vapeur d'eau troposphérique sur de longues périodes temporelles, toutefois au niveau de la basse troposphère, dans la zone tropicale.

5.8 Bibliographie

Li Li, J. Vivekanandan, C. H. Chan, and Leung Tsang. Microwave radiometric technique to retrieve vapor, liquid and ice, part I – development of a neural

network-based inversion method. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 35(2) : 224–236, 1997.

J. Liljegren, S. Boukabara, K. Cady-Pereira, and S. Clough. The Effect of the Half-Width of the 22-GHz Water Vapor Line on Retrievals of Temperature and Water Vapor Profiles With a 12-Channel Microwave Radiometer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 43 :1102–1108, May 2005.

Fredrick Solheim, John R. Gowin, E. R. Westwater, Yong Han, Stephen J. Keihm, Kenneth Marsh, and Randolph Ware. Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liquide water using various inversion methods. *Radio Sci.*, 23(2) :393–404, 1998.



Seasonal and diurnal water vapour distribution in the Sahelian area from microwave radiometric profiling observations

Valentin Louf,^a Olivier Pujol,^{a*} Henri Sauvageot,^b and Jérôme Riédi^a

^aLaboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille 1, Villeneuve d'Ascq, France.

^bLaboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse, Toulouse, France

*Correspondence to: Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille 1, 59650 Villeneuve d'Ascq, France.
E-mail: olivier.pujol@univ-lille1.fr

This paper deals with the tropospheric water vapour distribution at Niamey (Niger) observed with a high-temporal resolution (14 s) microwave radiometric profiler. Data were collected during the whole year 2006 in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) campaign. Two seasonal periods are considered: the dry season, when the northeasterly Harmattan is flowing at low tropospheric level, and the wet season associated with the southwesterly monsoon circulation. The fine vertical structure of temperature, convective air stability, and water vapour for each seasonal periods is described in details and differences are emphasized. Typical temporal series and monthly averaged diurnal cycles are presented. It is shown that a diurnal cycle of the water vapour is present all along the year, including the dry season. The diurnal cycle of the water vapour is mainly controlled by the nocturnal low level jet (NLLJ). During the dry season, the diurnal cycle of water vapour is organized into two layers: a Lower Layer (LL) from the surface up to 0.6 – 1.4 km above ground level (agl) and an Upper Layer (UL) from 1.4 up to 5 – 6 km agl. The water vapour distribution in the LL and in the UL are anticorrelated with a half-a-day temporal shift. As a result, the vertically integrated water vapour (IWV), which displays a quasi sinusoidal diurnal cycle, when computed separately for the LL and the UL, appears almost flat for the total tropospheric height due to the half-a-day period shift. This organization is no more observed during the wet season. Probability density functions (pdf) of the water vapour content are presented. In dry conditions, pdfs are well fitted with a lognormal distribution while the Weibull distribution fits better the pdfs for wet conditions.

Key Words: Sahelian Water Vapour, Diurnal and seasonal cycle, Microwave radiometer, AMMA, ARM network.

Received ...

1. Introduction

Water vapour is one of the most important gases in the atmosphere. It is the main contributor to greenhouse effect (IPCC 2013); in the context of passive and active remote sensing, it is a cause of microwave absorption (e.g. Skolnik 2008); it plays a dominant role in the hydrological cycle and climate (Chahine 1992), and is thus of importance for society. An example of this last point is the Sahelian Zone in West Africa. This region is characterized by an alternation between a dry season (from November to April) and a wet season (from May to October) provoked by the succession of the dry northeasterly Harmattan flow and the wet southwesterly monsoon flow in the low troposphere.

Atmospheric circulation in West Africa, and notably in the Sahelian area, is described and discussed in several papers (e.g. Hastenrath 1985; Sultan and Janicot 2003; Slingo *et al.* 2008, among others). At the beginning of the wet season, the

intertropical convergence zone (ITCZ), which corresponds at the global scale to the ascending part of the Hadley cell and where water vapour concentration is maximum (Glickman 2000), moves northward. Over West Africa, the ITCZ reaches its highest latitude (around 20° N) in July–August (Fig. 1). Also, in Fig. 1, in January, the ITCZ lies at the equator and the north coast (around 5° N) of the Gulf of Guinea. The ITCZ is also the area where the most intense precipitation is found. ITCZ differs from the intertropical front (ITF) which is located about 300 km north to the ITCZ. During the dry season, the ITF lies in the coastal areas (Lamb 1978). The ITF separates the monsoon flow (warm and moist), which comes southwesterly from the Gulf of Guinea, and the Harmattan (hot, dry, and dusty) which comes northeasterly from the Sahara. The interface between these two air masses is located at altitudes lower than 9 km (i.e. 300 hPa in terms of pressure) (Hastenrath and Lamb 1977). The dynamics of the ITF is important in the West African climatology, especially for the West African Monsoon (WAM) establishment. The monsoon

establishment corresponds to a northward progression of the ITF. The ITF displacement starts slowly on mid-April and continues northward until mid-August. Monsoon retreat takes place in the end of August till October (Slingo *et al.* 2008). Monsoon retreat is thus two times faster than its rise. More recently, Pospichal *et al.* (2010) have studied in details the April 2006 ITF-diurnal cycle in Djougou (Benin) using Meteosat infrared observations, radiometric remote sensing measurements and the mesoscale model Meso-NH (Lafore *et al.* 1997). They highlighted the large variation of the water vapour concentration during the ITF-diurnal cycle. Recently, Nicholson (2009) has proposed to revise the concept of ITCZ over West Africa, arguing that most of the rainfall over West Africa is independent of the surface ITCZ. The main results of the present paper do not depend on the detailed nature of ITCZ in the Sahel.

The West African climate system, especially the WAM, has been the center of attention of the atmospheric community over the last years, thanks to the international field campaign AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) launched in 2005 (Redelsperger *et al.* 2006). This campaign, which provided a lot of data, was dedicated to document and quantify the tropospheric mesoscale processes in the Sahelian region. In particular, one of the primary objective of AMMA was to describe the mechanisms controlling the WAM. Before AMMA, there were relatively few studies about the diurnal variability of the WAM, as underlined by Parker *et al.* (2005) which noted a lack of measurements with a high temporal resolution. However, by mainly using numerical analyses, Parker *et al.* (2005) showed the existence, at the synoptic scale and at the mesoscale, of a diurnal cycle of the winds during the WAM. The main features of the WAM diurnal cycle circulation, on a seasonal time scale, has also been analysed and documented using reanalysis by Sultan *et al.* (2007), with a special attention to the monsoon onset period.

These studies have been continued by Lothon *et al.* (2008), which have given an overview of the 2006 diurnal cycle in the low troposphere at Niamey (Niger) and Nangatchori (Benin), by means of radiosondes, UHF wind profilers, and ground station measurements. These observational studies have emphasized the role of the northward nocturnal low-level jet (NLLJ) on the water vapour diurnal cycle in West Africa. This nocturnal jet is present the whole year with occurrences of 80% during the dry season and 60% during the wet season. Its annual cycle follows the ITF cycle. During the wet season, NLLJ comes from the south-west and brings wet air masses. During the dry season, NLLJ comes from the north-east and is dry. So, during the wet season, the NLLJ increases the water vapour content of the lowest layers of the troposphere, and vice versa during the dry season. Lothon *et al.* (2008) have underlined that NLLJ is particularly important during the moistening period which precede the African monsoon. Bock *et al.* (2008) have made the same observations using ground-based GPS (Global Positioning System) stations which measure integrated water vapour content. Both have observed a diurnal cycle only for the months of May and June. In addition, they point out that under the Harmattan regime (i.e. during the dry season) radiosounding and GPS data display no water vapour diurnal cycle. Schuster *et al.* (2013) have also underlined the importance of NLLJ in the formation and maintenance of stratiform clouds over the southern West African monsoon region.

Two other jets are involved in the regulation of the tropospheric water vapour content: the subtropical westerly jet (STJ) and the African Easterly Jet (AEJ). Over the Niamey area, the STJ is blowing in the mid and upper troposphere during the dry season. At the beginning of the wet season, with the northward progression of the ITF, the STJ migrates northward and the AEJ, located in the midtroposphere around 5° , north of the ITCZ, settles over the Niamey area where it is observed from

early May till the end of October (Thornicroft and Blackburn 1999; Parker *et al.* 2005; Lothon *et al.* 2008). Because of its thermodynamic instabilities, the AEJ is considered to play a role in the West African precipitation dynamics (Cook 1999).

Meynadier *et al.* (2010a,b) indicate that the meteorological models have difficulties to represent humidity in the Sahelian region. Previous studies have mainly focused on the monsoon period and its onset, using both observational data and numerical analyses. As emphasized by Parker *et al.* (2005), observations of high temporal resolution are necessary to analyse in details the evolution of the tropospheric water vapour content.

The work presented herein is devoted to describe as completely as possible the fine temporal distribution of the vertical structure of the tropospheric water vapour content in the region of Niamey (Niger) for the whole year of 2006. We are particularly interested to revisit the diurnal cycle of water vapour during the dry season. For that purpose, data from a microwave profiler of the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) program have been used. A detailed description of ARM can be found in Cadeddu *et al.* (2013). The instrument performs vertical profiles of temperature and water vapour with high temporal resolution (14 s). To our knowledge, such a study has never been yet performed for a whole year and for the whole troposphere in the Sahelian area.

This paper is divided into four Sections. Section 2 describes the radiometric instrument and the methods of data processing. A general and brief overview of the annual water vapour distribution in West Africa is given in Section 3. Section 4 details the tropospheric diurnal water vapour variability in the lower part of the troposphere. These results are completed in Section 5 by a statistical analysis of the water vapour distribution through the concept of probability density function. Section 6 is a summary.

2. Data

Data were collected over one year from 9 January 2006 to 31 December 2006 by the ARM program in the framework of the AMMA campaign. The measurements were made with a microwave radiometric profiler (MWRP), TP/WVP-3000, manufactured by Radiometrics, set up on the Diori Hamani airport of Niamey, southwest of Niger ($13^{\circ}29' N$, $2^{\circ}10' E$, 223 m of altitude) (Fig. 1). The MWRP is described in details by Ware *et al.* (2003) which, moreover, have shown through various examples that the radiometer has proven its reliability in locations including the Arctic, midlatitudes, and the tropics. Briefly, it measures the atmospheric brightness temperatures at twelve frequencies. Five of these frequencies are in the *K*-band (22 – 30 GHz), on the upper wing of the 22 GHz water vapour absorption line. Seven other frequencies are situated in the *V*-band (51 – 59 GHz), on the lower wing of the 60 GHz oxygen absorption line. The radiometer observes within an inverted cone of 5-6 degrees beamwidth at *K*-band and 2-3 degrees at *V*-band. Zenith and off-zenith pointing are allowed.

The radiometer is also equipped with *in situ* sensors for ground-level measurement of temperature, water vapour, and pressure. Radiances are inverted essentially through statistical algorithms based on neural network training (Cadeddu *et al.* 2013). Details on neural network retrievals for radiometric inversions can be found in Solheim *et al.* (1998). That permits to retrieve, up to a height of 10 km above ground level (agl), the vertical profiles of water vapour content (M_v in g m^{-3}) and temperature (T in $^{\circ}\text{C}$), as well as the vertically integrated liquid water (ILW in kg m^{-2}) and water vapour contents (IWV in kg m^{-2}) (Liljegren *et al.* 2005). Herein, IWV has been obtained by integrating M_v over the vertical. It has been verified that it corresponds very well to the MWRP direct IWV

retrieval. The neural network of the radiometer has been trained using the radiosoundings made at Niamey during AMMA, in 2006. For information, it is worth saying that, according to the Data Quality Report D060619.1 available on the ARM website (<http://www.archive.arm.gov/DQR/ALL/D060619.1>), some invalid radiosonde data of the spring season have been removed in order to improve temperature and humidity profiles retrievals. A zenith-looking infrared ceilometer provides, together with the temperature profile retrieved from the MWRP, an estimate of the cloud base height (z_b). In the present paper, all heights (z) are given above ground level (if not specified otherwise).

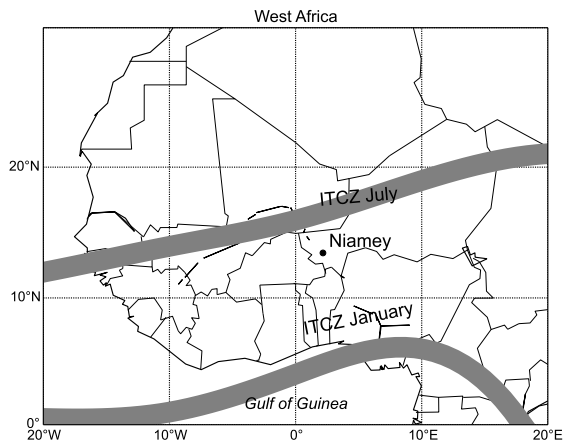


Figure 1. Map of West Africa with Niamey location ($13^{\circ}29' \text{ N}$, $2^{\circ}10' \text{ E}$). Thick lines indicate the approximate position of the ITCZ in January and in July.

The main advantage of a profiling radiometer with respect to radiosoundings is that data can be collected with a high temporal resolution all along the vertical of the radiometer. Herein, measurements were performed every 14 seconds approximately, which gave about 6 000 measurements each day. Comparatively, there were only four radiosoundings each day in 2006 during AMMA campaign (Lothon *et al.* 2008). Such amount of radiometric data gives a better insight into mesoscale tropospheric processes, such as diurnal cycles, than that which can be reached with radiosoundings. Knupp *et al.* (2009) have illustrated advantages of the high temporal resolution to investigate various rapidly changing weather phenomena. According to the ARM documentation (www.arm.gov/instruments/mwrp), vertical resolution of MWRP is 100 m in the first 1 km and 250 m from 1 km up to 10 km of height agl, leading to a vertical profile composed of 47 data values, including the data of temperature, water vapour, and pressure at ground level given by *in situ* sensors. However, the actual vertical resolution of the retrievals is much coarser and, although it is improved by off-zenith pointing, the highest one is achieved in the first kilometer of the troposphere (Cadeddu *et al.* 2013; Liljegren *et al.* 2005). The degree of freedom is about 2–4 for both temperature and water vapor retrievals (Cadeddu *et al.* 2013). Above 2 km agl, information on the layers is derived primarily from the statistical ensemble used to train the neural-network of the MWRP. Nonetheless, as clearly stated by Ware *et al.* (2003), the MWRP used herein is reliable for various conditions (Arctics, midlatitudes, Tropics). Moreover, other studies have shown the capabilities and potential benefits of the MWRP to investigate tropospheric processes at the lowest heights (below 3 km agl), such as Cimini *et al.* (2006) who evaluated thermodynamic profiles retrievals during the Swiss Campaign TUC (Temperature, hUmidity and Cloud), or Knupp *et al.* (2009) who illustrated radiometric retrievals from

various dynamic weather phenomena like rapid variations in low-level water vapour and temperature.

Uncertainties on M_v and T measurements are respectively $0.5 - 1 \text{ g m}^{-3}$ and $1 - 2 \text{ K}$ below an height of 2 km. These uncertainties reach respectively $0.01 - 0.05 \text{ g m}^{-3}$ and $3 - 4 \text{ K}$ at 10 km of height. Integrated water vapour uncertainty is $5 - 7 \text{ kg m}^{-2}$. In the presence of rain and liquid water on the radiometer, measurements were less accurate and/or degraded (Ware *et al.* 2003). Indeed, some methods have been developed recently to provide accurate measurements during rain (Cimini *et al.* 2011; Ware *et al.* 2013; Xu *et al.* 2014). However, the corresponding profiles were not taken into account (8% of the total data). Furthermore, some artefacts appear on radiometer-derived quantities between about 11:30* and 12:30 each day from 15 April to 5 May and from 5 August to 25 August. These artefacts are not present on ground data measured by *in situ* sensors. This period of an hour had to be removed from the dataset. In the data quality report of the radiometer it is noted that these artefacts are due to microwave components of the solar radiation picked up when the Sun is close to zenith at Niamey. Once these artefacts removed (0.5% of the total data), a five minutes running average has been applied, on the whole dataset, in order to smooth noisy data fluctuations.

During the AMMA campaign, in 2006, radiosoundings were performed four times a day (approximately 00:00, 06:00, 12:00, and 18:00) from Niamey. These radiosounding data and their discussion can be found in Lothon *et al.* (2008). In this paper, the vertical profiles of wind speed, wind direction, temperature, and water vapour mixing ratio, monthly averaged, are available for six months (January, March, May, June, August, and October) with, in addition, many informations about the wind distribution in the low troposphere of the Niamey area observed by an UHF profiler. That is why no wind data are reproduced in the present paper.

3. Overview of the 2006 water vapour distribution

In order to visualize the annual cycle over Niamey, temporal series of various atmospheric variables over the whole year of 2006 in Niamey are displayed on Fig. 2: (a) water vapour content M_v , (b) integrated water vapour content IWV , (c) cloud base height z_b , (d) integrated cloud liquid water content ILW , (e) binary occurrence of rain, and (f) temperature (T) with the 0°C -isoline. Moist conditions prevail between the end of April and the last decade of October, indicating the wet season. It corresponds to $M_v > 10 \text{ g m}^{-3}$ (maximum is around 20 g m^{-3} close to ground) for $z < 2.5 \text{ km}$ (Fig. 2a), and to an integrated water vapour IWV between 30 and 60 kg m^{-2} (Fig. 2b). The rest of the year is characterized by low humidity, indicating the dry season: $M_v < 5 \text{ g m}^{-3}$ and $IWV < 20 \text{ kg m}^{-2}$. Cloud base height evolves oppositely to M_v and IWV : during the wet season, it is significantly lower (around 5 km) than the rest of the year (Fig. 2c). In addition, ILW is much more important during the monsoon (Fig. 2d). Fig. 2e gives the binary detection of rainfall occurrences. It shows that the first precipitation events occurred in May. Their frequencies increase, reach a maximum in August, and then decrease rapidly in September. From the end of October to the end of April, there is no more precipitation over the Niamey area. Temperature is displayed on Fig. 2f. The hottest period is March–April, while the coldest one occurs during the monsoon. The 0°C -isoline is quite steady throughout the year around 4.5 km of height.

Several important events must be recalled and situated throughout 2006 (labelled black arrows on Fig. 2). According to the literature (Lothon *et al.* 2008; Slingo *et al.* 2008; Pospichal *et al.*

*Herein, time is given in UTC (Universal Time Coordinate)

2010), a synoptic exceptional event (A) associated with mid-latitude disturbances occurred from 15 to 22 February which provoked the advection from the west and the north-west of wet air over Niamey and thus increased the tropospheric vapour content ($M_v \sim 8 \text{ g m}^{-3}$; $IWV > 30 \text{ kg m}^{-2}$). It was followed by the passage of a major dust storm on 5 March (B). The first arrival of the ITF with considerably higher water vapour content over Niamey ($M_v \sim 12.5 \text{ g m}^{-3}$; $IWV > 40 \text{ kg m}^{-2}$) occurred on 17 April. The ITF retreated a few days later. Slingo *et al.* (2008) have named this event the "false" onset of the monsoon (C). 5 May is considered to be the "true" monsoon onset (D). The ITCZ arrival over Niamey occurred on the first decade of July. The ITCZ approximate position (E) is sketched on Fig. 1. It carries convective systems associated with intense precipitation and marks the beginning of the monsoon. It is noteworthy that the beginning of the monsoon does not coincide with a particular peak of water vapour in the troposphere. Monsoon starts to retreat on mid-August when the ITF presents its maximum northward extension (F); precipitation in Niamey stopped mid-October. The end of the wet season, which is associated with a complete ITF retreat, occurred at the end of October (G).

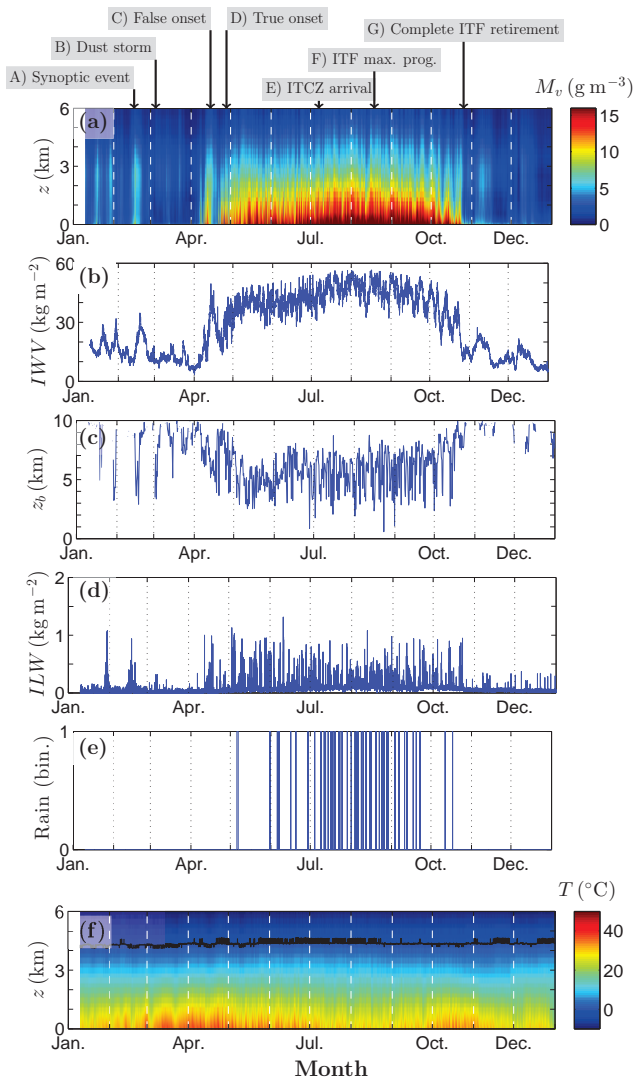


Figure 2. (a) Temporal series of water vapour content M_v in g m^{-3} , (b) vertically integrated water vapour content (IWV) in kg m^{-2} , (c) cloud base height (z_0) in km from ceilometer data, (d) vertically integrated liquid water content (ILW) in kg m^{-2} , (e) rain detection (binary), and (f) temperature in $^\circ\text{C}$, the black line represent the 0°C -isoline, in Niamey (Niger) in 2006. Vertical black and white dashed lines represent month separations. Arrows indicate some important synoptic meteorological events.

4. Tropospheric temperature and water vapour diurnal distribution

In order to describe the tropospheric temperature and water vapour diurnal distribution, the annual cycle of 2006 has been segmented in two periods, the dry season and the wet season. For these two periods, the troposphere temperature and water vapour diurnal distributions can be considered as homogeneous. As shown in Fig. 2, the change from dry to wet seasons, and inversely from wet to dry seasons, took place through short duration transitional moistening and drying periods respectively. These two periods are not explicitly discussed in the present work.

4.1. Mean vertical profiles

By computing the average of the water vapour vertical profile, it can be observed, during the wet season, an exponential decreasing of the form $a \exp(-z/b)$, with $a \approx 17.9 \text{ g m}^{-3}$ and $b \approx 2.5 \text{ km}$ (Fig. 3). During the dry season, above a height of about 3 km, the vertical profile displays again an exponential decrease, but this time $a \approx 12.5 \text{ g m}^{-3}$ and $b \approx 2.5 \text{ km}$. Below about 3 km, M_v is almost constant (around 3.2 g m^{-3}) and present a slight increase during night-time up to a maximum value close to 2.5 – 2.8 km (Fig. 3). The absence of vertical gradient below 3 km suggests a well-mixed lower troposphere.

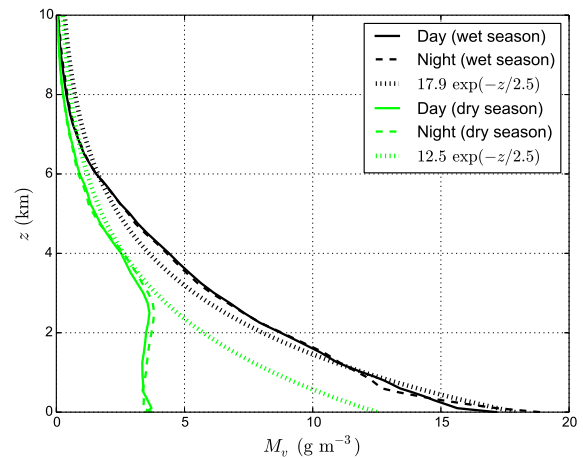


Figure 3. Averaged day (plain curves) and night (dashed curves) M_v vertical profile for the wet season (in black) and the dry season (in green). The dotted curves represent the M_v fitting following an exponentially decreasing function.

4.2. Diurnal cycle of temperature and convective stability

Two months were considered to show the different behaviours of temperature and convective stability during the dry and wet seasons. Figures 4a and 4b show the diurnal cycle of the air temperature (T) and of the potential temperature vertical gradient $\partial\theta/\partial z$ for March (dry season). Figures 4c and 4d are the same but for July (wet season). The potential temperature vertical gradient $\partial\theta/\partial z$ has been calculated using the radiometric data of pressure and temperature through the well-known definition:

$$\frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ T(z) \left[\frac{p_0}{p(z)} \right]^{0.286} \right\}. \quad (1)$$

It expresses the convective stability of a dry air parcel. Let recall that a dry air parcel is convectively unstable (stable) if $\partial\theta/\partial z < 0$ ($\partial\theta/\partial z > 0$) (e.g. Byers 1974).

What can be seen on Fig. 4a and 4c is that the diurnal cycle of T displays a same shape for the two months. This shape is

similar to what is observed in other places above flat areas, in the absence of particular atmospheric cloudy perturbations. It is the usual diurnal evolution of the atmospheric boundary layer (ABL): there is a minimum of temperature 1 – 2 hours after sunrise (SR). Then ABL deepens and thus isotherms rise up to a maximum reached around sunset (SS). Next, a regular decrease during the night brings back T to its minimum value after SR. The warmer months in Niamey are March, April, and May before the arrival of the wet season (Fig. 2f). In July, August, and September, during the wet season, with the monsoon, there is a neat decrease of the amplitude of the diurnal cycle of temperature.

Convective stability follows a similar evolution. Fig. 4b and 4d shows that below about 0.5 km, air is convectively unstable ($\partial\theta/\partial z < 0$) when ABL is rising, i.e. between 08:00-09:00 and 16:00-18:00, and neutral or stable elsewhere when ABL is receding. At about 18:00, convective stability starts to increase, reaching its maximum at around 06:00. The spread of the diurnal cycle of convective stability is maximum in amplitude in May and June and minimum in August. Above 0.5 km and up to 4 – 5 km, $\partial\theta/\partial z$ is close to zero with positive values in July and negative values in March: air is thus always neutral to stable with respect to dry air, with almost no diurnal variation. The amplitude of the diurnal variations of temperature and convective stability decreases with height. During the dry season, ABL, above Niamey area, reaches 4 – 5 km of altitude.

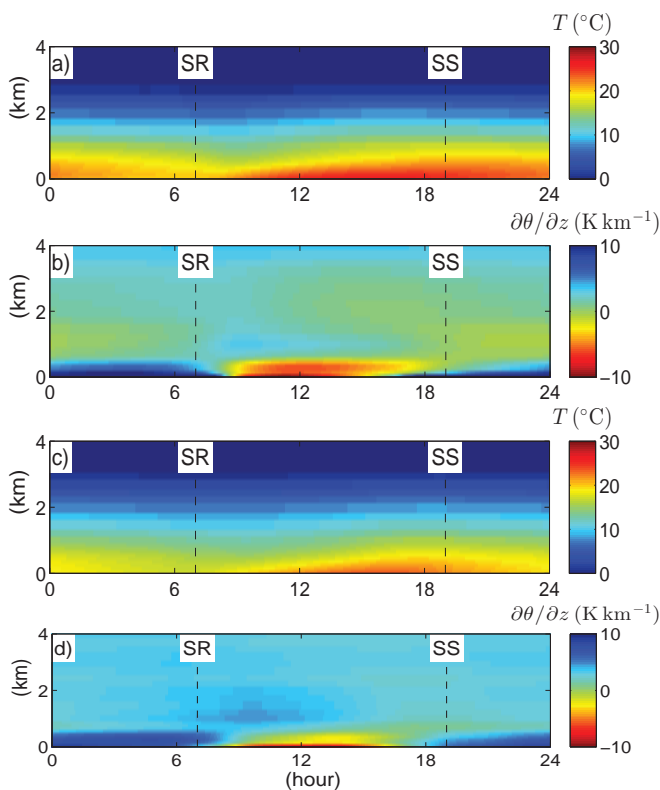


Figure 4. Diurnal cycle of the air temperature T (a,c), and of the potential temperature vertical gradient $\partial\theta/\partial z$ (b,d) on March (a,b), and July (c,d) 2006 in Niamey.

4.3. Water vapour temporal series

On Figs. 5, the temporal series of M_v for the twelve months of 2006 are presented. The dry season lasts approximately six months, from the end of October up to the mid-April. For this period, M_v is represented on Figs. 5a, 5b, 5c, 5d, 5k, and 5l. It varies between 0 and 4 g m^{-3} . The moistening and drying periods, i.e. May, June and October (Figs. 5e, 5f, 5j), are represented with a wider color palette, between 0 and 15 g m^{-3} , while the monsoon (Figs. 5g, 5h, 5i) is represented between 0 and 20 g m^{-3} .

What can be seen is that during the whole year, the temporal M_v series display two kinds of variation (or modulation): a diurnal variation which can be assimilated to a diurnal cycle, particularly obvious during the dry season, and longer duration variations. Occasionally, such structure can be seen with low intensity during the dry season, for example between 16 and 23 February (event B on Fig. 2).

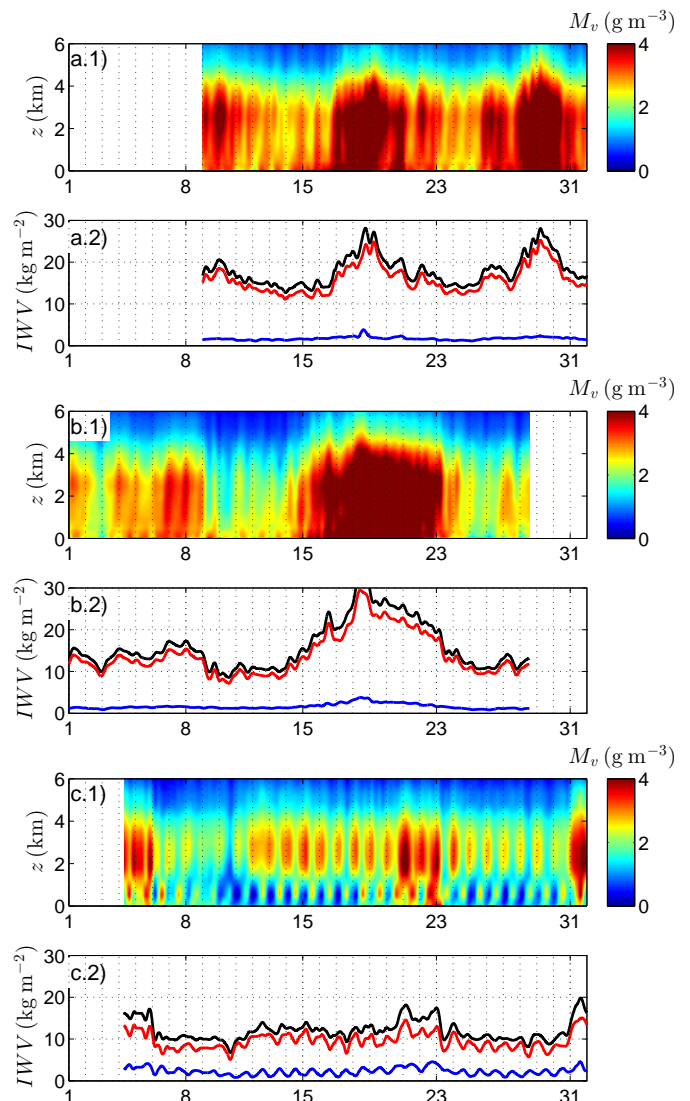


Figure 5. Temporal series of (abc.1) M_v , and (abc.2) IWV for (a) January, (b) February, and (c) March 2006. The vertical dotted lines denote the day separation at midnight. On (abc.2), the integrated water vapour is in black for the total column, red for the upper layer (UL, $z > 0.5 \text{ km}$ for January and February, and $z > 1.4 \text{ km}$ for March), and in blue for the lower layer (LL).

March is suitable to illustrate the dry season temporal series because it is one of the driest month of the year. The time series for March (Fig. 5c1) distinctly shows a diurnal cycle of M_v stretching from the surface up to about 6 km. Figure 5c1 exhibits a clear "transition" around 1.4 km separating two layers: above a layer (named hereafter upper layer – or UL) with high values of M_v by night and low M_v -values daytime; between the surface and the UL, there is a layer (lower layer hereafter – or LL) with high M_v -values by day and low ones at night. The M_v distributions inside the two layers are clearly anticorrelated in time, or in phase opposition with a shift of about half a day. In addition, the distribution of M_v is rather homogeneous along the vertical coordinate inside each layer. Maximum of M_v are much higher in UL than in LL. In order to emphasize these observations, Fig. 5c.2 shows the temporal series of the vertically integrated water vapour for UL and LL in March. A quasi sinusoidal modulation, with a periodicity of one day is observed for the two layers here

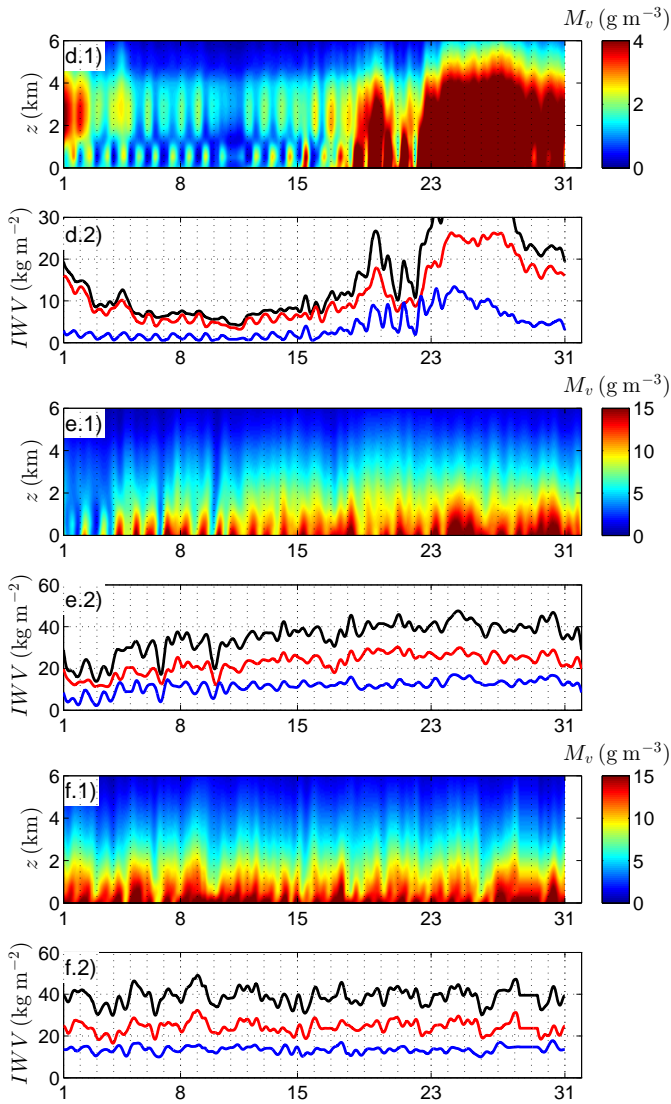


Figure 5 (continued). (d) April, (e) May, and (f) June. The separation between the UL and the LL is set at 1.2 km for these three months.

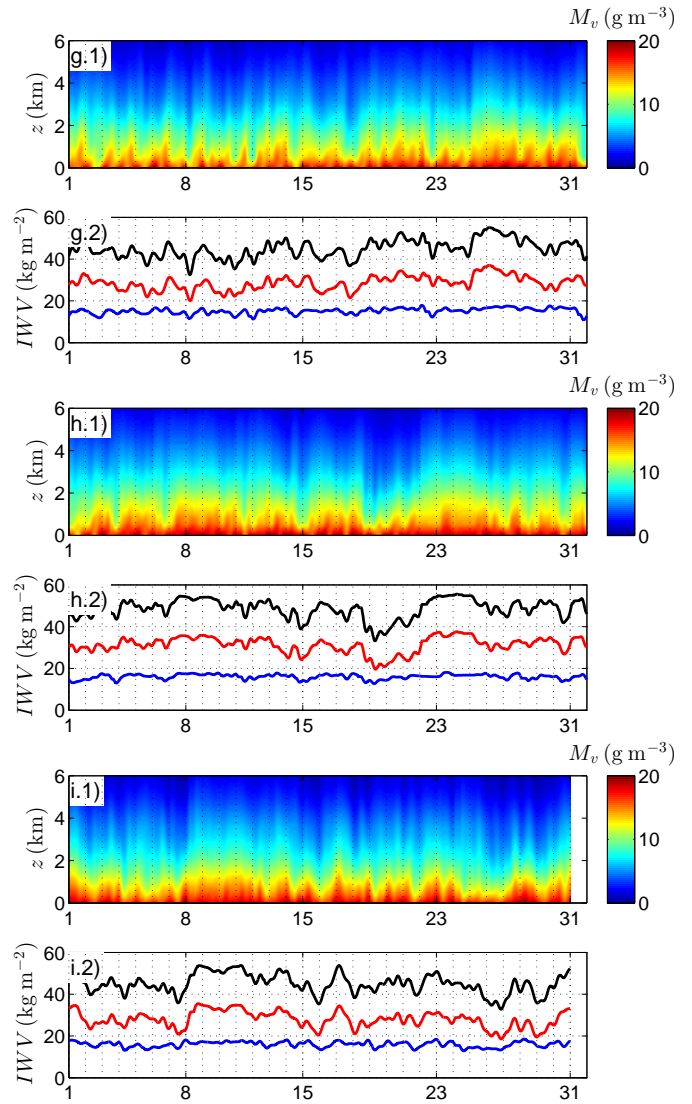


Figure 5 (continued). (g) July, (h) August, and (i) September. The separation between the UL and the LL is set at 1.2 km for these three months.

and there of 1.4 km agl with a shift of about 12 hours. Of course, the total IWV curve also shown in Fig. 5c.2 is flattened due to the summation of the two shifted partial curves. The same kind of periodicity is observed in Fig 5d.1 and 5d.2 for April, with a perturbation due to precipitation approximately between 20 and 30 April. The same behaviour is observed again in November, but with a transitional level between LL and UL at about 1 km (Fig. 5k.1 and 5k.2). For the other months of the dry season (January, February, and December), this periodic structure is present but less schematic than for the three months quoted above. This structure in two layers with a half day shift is obviously linked to the dry easterly NLLJ flowing by night at Niamey during the dry season. By comparing Figs. 4b and 5c one can clearly see that the distribution of M_v in LL is in phase with the convective stability.

For the six months of the wet season (end-April to October), a diurnal cycle of M_v is again observed as it can be seen on Figs. 5d to 5j. However there is not a two layers separation and *a fortiori* a half-a-day shift, because with the wet season the NLLJ turns to southwesterly and wet. Besides, during the monsoon, Fig. 5g to 5i shows no shift for the IWV curves calculated here and there of 1.2 km. This height has been chosen as representing approximately the top of the NLLJ. The two partial curves and the total IWV are in phase. For the monsoon, the visibility is poorer due to the presence of large quantities of water vapour, clouds and precipitation which are blurring the diurnal cycle.

4.4. Averaged diurnal cycle

Because of the rather homogeneous conditions, we have determined the monthly averaged diurnal cycle of water vapour content:

$$\overline{M_v}(z, t) = \frac{1}{D} \sum_{d=0}^D M_{v,d}(z, t) \quad (2)$$

where, for the month considered, D is the total number of day taken into account in the month, and d a given day in this month.

Figure 6a presents the diurnal cycle of water vapour averaged over March. It emphasizes the water vapour distribution in two layers here and there of a level of about 1.4 km with high values of water vapour daytime and night-time for LL and UL respectively. Fig. 6b shows the corresponding averaged diurnal cycle of IWV . On Fig. 6b, the black curve represents the diurnal variation of the IWV in the total atmospheric column (i.e. from 0 to 10 km), the red curve is for the UL and the blue one is for the LL. While the IWV diurnal cycle for the total atmospheric column is flat, the ones corresponding of the UL and the LL are pronounced and in phase opposition. There is clearly more water vapour in the UL during the night and less during the day. The reverse is observed in the LL. The same averaged cycle is observed in November (not shown) where water vapour values are three times higher than those of March. It follows that the radiometric retrievals do not seem to be biased by low values of M_v during the dry

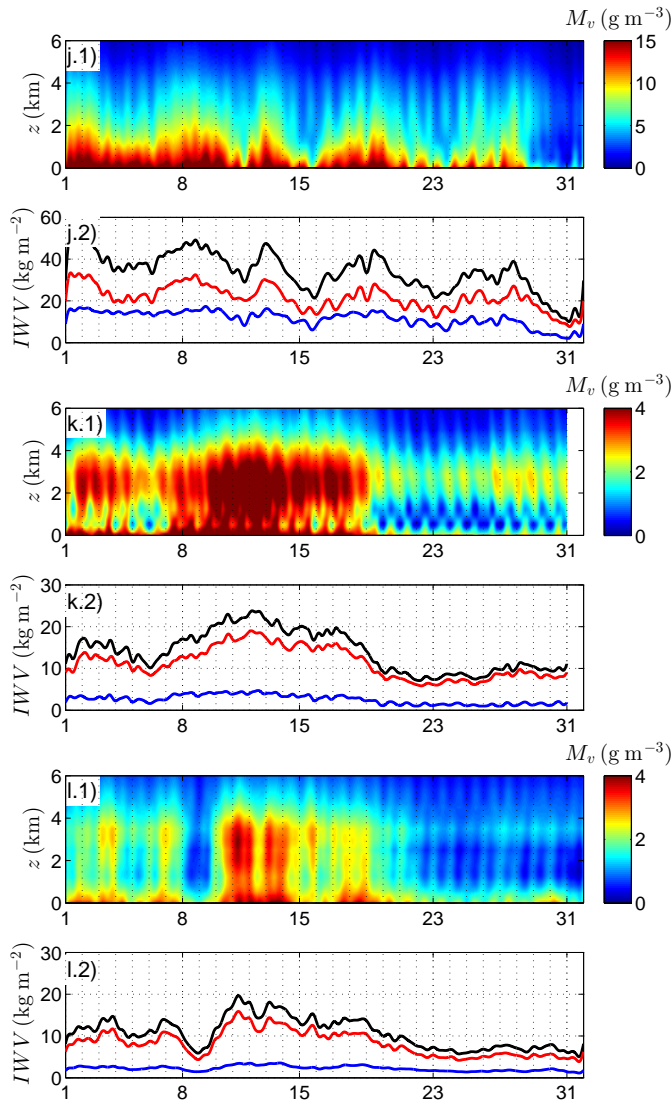


Figure 5 (continued). (j) October, (k) November, and (l) December. The separation between the UL and the LL is set at 1.2 km for October and 1 km for November and December.

season. Because the water vapour content behaves similarly in July, August, and during the two first decades of September, only the month of July is presented herein (Fig. 6c and d).

On Fig. 6c the averaged diurnal cycle of M_v is shown. In the LL ($z < 1.2$ km), M_v increases after sunset, due to the wet southwesterly NLLJ, up to sunrise. During the day, water vapour is mixed by convective instabilities (cf. Fig. 4d). During the night, in the LL, $\overline{M}_v \approx 16 \text{ g m}^{-3}$, while daytime $\overline{M}_v \approx 13 \text{ g m}^{-3}$. Figure 6d displays the diurnal cycle of \overline{IWV} . The \overline{IWV} is nearly flat, because, as showed by Fig. 5e to 5j, the peaks of \overline{IWV} do not seem to follow a pattern and are randomly distributed. Standard deviation of \overline{IWV} is 5 kg m^{-2} . While the \overline{IWV} shows important fluctuations (Fig. 5g), between 15% to 30% of the total amount of water vapour ($\overline{IWV} \approx 50 \text{ kg m}^{-2}$) with almost a daily peak (however randomly distributed), \overline{IWV} is nearly kept constant (Fig. 6d). It can thus be said that there is no diurnal cycle of \overline{IWV} during the monsoon, as said by Lothon *et al.* (2008) or Bock *et al.* (2008), although there is a diurnal cycle of M_v (Fig. 6c).

4.5. Comparisons with radiosondes

Radiosonde data (in 2006) were gathered in Niamey and are available at the AMMA website (www.amma-international.org). Lothon *et al.* (2008) have presented results about the water vapour mixing ratio r_w (in g kg^{-1}) coming from the radiosonde data. They have not observed

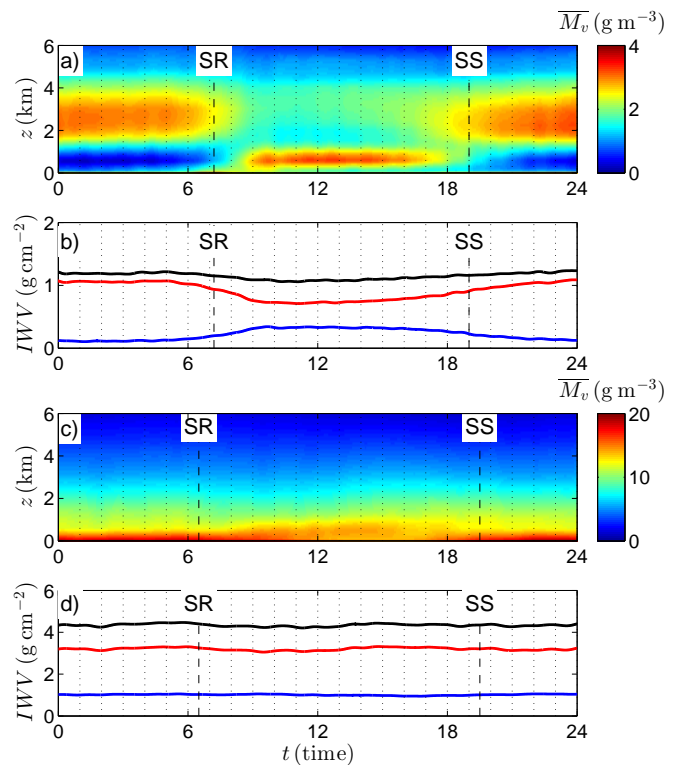


Figure 6. (a,b) March and (c,d) July 2006 (dry season): (a,c) \overline{M}_v diurnal evolution. (b,d) \overline{IWV} diurnal evolution. The red, blue, and black curves represent respectively the upper layer, the lower layer, and the total column (i.e. from 0 to 10 km agl). The vertical dotted lines represent hour separations. SR and SS denotes respectively sunrise and sunset and are represented by vertical dashed lines.

a clear diurnal cycle of humidity. To compare the radiometric measurements presented herein and the radiosoundings, humidity must be represented by the same physical quantity (i.e. M_v or r_w). Obviously, r_w differs from M_v since it depends on both M_v and temperature.

Firstly, an interesting comparison can be made by displaying, equivalently to Fig. 6, the continuous evolution of the averaged water vapour mixing ratio, $\overline{r_w}$, derived from M_v and T radiometric measurements. Figure 7 displays $\overline{r_w}$ from the ARM measurements over March and July 2006. The averaged integrated mixing ratio \overline{IMR} (in $\text{g kg}^{-1} \text{ km}$) is also displayed. Figure 7a shows clearly that (1) LL and UL separation is now located around 2.1 km and (2) the diurnal evolution of $\overline{r_w}$ is not as well marked as the diurnal evolution of \overline{M}_v (Fig. 6a). Indeed, for LL, $\overline{r_w}$ varies from about 1 g kg^{-1} night-time to 2 g kg^{-1} daytime. At the approximate time of radiosoundings, indicated by the black arrows, $\overline{r_w}$ -variations are even smaller: $\Delta \overline{r_w} \approx 0.7 \text{ g kg}^{-1}$ between around 12:00 and 06:00, and between around 18:00 and 24:00. The UL presents the same orders of magnitude. It ensues that a distinct diurnal cycle of humidity is difficult to identify when working with $\overline{r_w}$. That is because temperature presents a significant diurnal variation that "attenuates" the diurnal variations of $\overline{r_w}$. Figure 7b shows that \overline{IMR} has the same diurnal behaviour that \overline{IWV} (Fig. 6b) but with smaller variations. In July, $\overline{r_w}$ and \overline{IMR} (Fig. 7c,d) behave as \overline{M}_v and \overline{IWV} (Fig. 6c,d).

The vertical profiles of M_v obtained from radiosonde measurements are displayed in Fig. 8 for the dry season and Fig. 9 for the wet season. The M_v MWRP measurements are also displayed at the approximate time (5:00, 11:00, 17:00, and 23:00) of radiosoundings. Radiometric measurements and radiosonde data are quite in agreement for both the dry season and the wet season: vertical profiles (forms and M_v -values) are very similar and, furthermore, during the dry season, the M_v nocturnal values are lower than the diurnal ones, as revealed by Fig. 6.

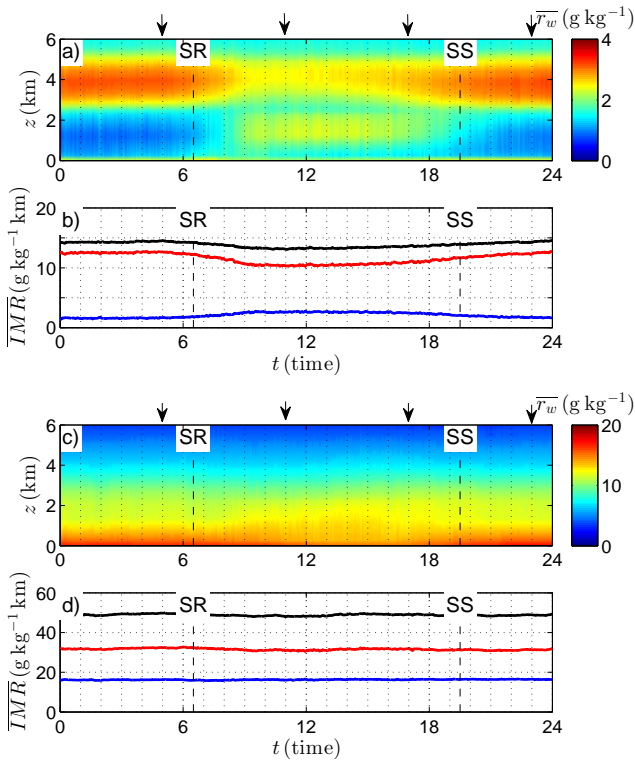


Figure 7. Same as Fig. 6 but for averaged water vapour mixing ratio \bar{r}_w and averaged integrated mixing ratio TMR . The vertical black arrows indicate the approximate times of the radiosoundings.

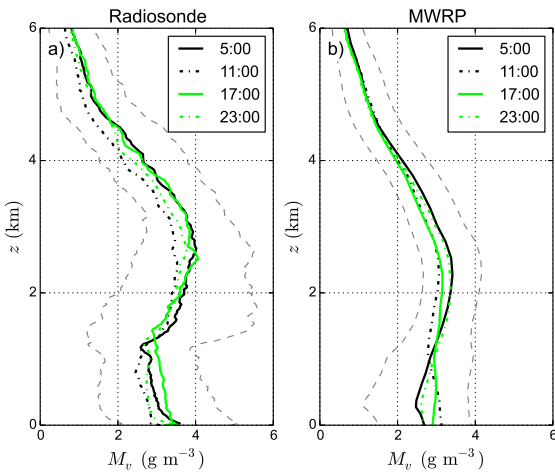


Figure 8. Dry season: variation with height of M_v from radiosoundings (a) and radiometric measurements (b). The two extreme lines represent standard deviations.

5. Water vapour content probability density functions

In this Section, a quantitative analysis of the water vapour diurnal cycle is made by computing the probability density function (pdf) of the water vapour content. Briefly, the pdf $f(x)$ is such that the probability $p(x)$ for the variable x to be lower than the value x_0 is (e.g. Forbes *et al.* 2011):

$$p(0 < x < x_0) = \int_0^{x_0} f(x) dx. \quad (3)$$

It is of interest to know the statistical distribution of the water vapour (Soden and Bretherton 1993; Yang and Pierrehumbert 1994; Iassamen *et al.* 2009). After testing of different analytical distribution functions, the lognormal and Weibull distributions turned out to be the most suitable ones. Indeed, they are frequently used to describe precipitation and water vapour distributions. The lognormal distribution is associated with the statistical

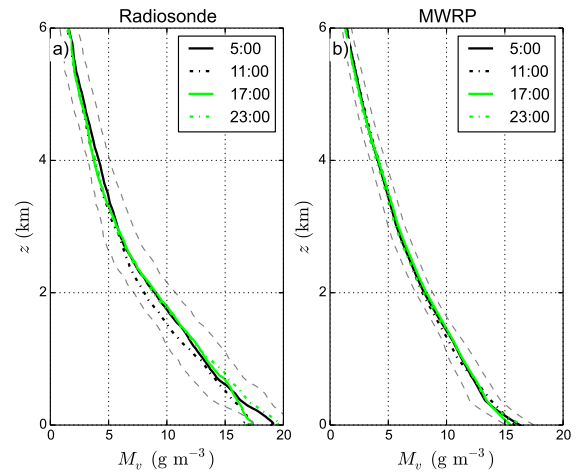


Figure 9. Same as Fig. 8 but for the wet season.

process of proportionate effects (e.g. Aitchison and Brown 1966; Crow and Shimizu 1987): the change in the variate at any step of the process is a random proportion of the previous value of the variate. The lognormal distribution is found convenient for many cloud characteristics such as rain cell size distributions (Mesnard and Sauvageot 2003), rain-rate distribution (Atlas *et al.* 1990; Sauvageot 1994), raindrop size distributions (Sauvageot and Lacaux 1995), precipitable water (Foster *et al.* 2006), and relative humidity (Soden and Bretherton 1993; Yang and Pierrehumbert 1994). The Weibull distribution is found to be convenient for variables whose distribution is limited by extreme values, for example wind when the velocity is limited by turbulence. For the water vapour content, the upper limit is the vapour density at saturation (e.g. Youcef-Ettoumi *et al.* 2003; Zhang *et al.* 2003; Jeannin *et al.* 2008; Iassamen *et al.* 2009). During the wet season, condensation is frequently observed (as indicated by Fig. 2b). The general expression of the lognormal function is, with $y = \ln x$:

$$f(x; \mu, \sigma) = \frac{1}{x\sigma(2\pi)^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y - \mu}{\sigma}\right)^2\right] \quad (4)$$

where μ and σ^2 are respectively the expected value and the variance of y . These quantities are defined through the expected value and the standard deviation of x (μ_x and σ_x respectively):

$$\mu = \ln \left\{ \mu_x \left[1 + \left(\frac{\sigma_x}{\mu_x}\right)^2 \right]^{1/2} \right\} \quad (5)$$

and

$$\sigma^2 = \ln \left[1 + \left(\frac{\sigma_x}{\mu_x}\right)^2 \right]. \quad (6)$$

The Weibull function is expressed as:

$$f(x; k, \lambda) = \frac{k}{\lambda} \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^k\right] \quad (7)$$

where the two positive parameters of the distribution are the shape k and the scale λ . The distribution of mean μ_x and variance σ_x^2 is:

$$\mu_x = \lambda \Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \quad \text{and} \quad \sigma_x^2 = \lambda^2 \Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \mu_x^2 \quad (8)$$

Γ being the gamma function.

In order to determine the mono- or multimodality of the pdfs, a test method has been used. Among the numerous statistical algorithms for testing distribution multimodality, the

“dip” test (Hartigan 1985) has been chosen because it is a non-parametric method that does not involve any *a priori* guess about the distribution considered. Also, it has already been used by other authors working on water vapour distribution (e.g. Zhang *et al.* 2003). Briefly, it estimates the departure of a sample from monomodality and the maximum difference between the empirical distribution and a monomodal distribution. Note that this method does not determine the number of mode of a distribution, but only tests if it is monomodal or multimodal.

5.1. Dry season

Figure 10 represent the pdf of water vapour for the dry season. To obtain this figure, the particular events of high M_v (e.g. 9, 17 to 21, and 28 to 30 January, etc.) have been removed. For the sake of clarity (not multiplying figures), only the pdf at the four characteristic heights suggested by Fig. 3 ($z = 100$ m, $z = 500$ m, $z = 2000$ m, and $z > 2800$ m) are shown. For the last one ($z > 2800$ m), the pdf represents an average of the pdfs between heights of 2800 m and 4000 m.

As expected, the mean value of M_v increases with z (for $z < 2800$ m) – from 2.5 g m^{-3} at 100 m (Fig. 10a and b) to 3.4 g m^{-3} at 2000 m (Fig. 10e and f). For $z > 2800$ m, the mean value of M_v is 2.8 g m^{-3} . The low values of M_v during night-time, for $z < 500$ m, are clearly compatible with the presence of NLLJ which dries the low troposphere in the dry season. The pdfs appear monomodal and well fitted by the lognormal distribution for $z < 2800$ m and multimodal for $z \geq 2800$ m (Fig. 10g and h). The z variations of the lognormal parameters μ and σ are displayed on Figure 11. As indicated by Eq. 4, which gives the lognormal distribution of M_v , or equivalently the normal distribution of $\ln M_v$, μ and σ represent respectively the mean value and the root mean square of $\ln M_v$. It can be seen that μ (Fig. 11a) decreases from ground to $z \approx 500$ m, increases above, until $z \approx 2500$ m, especially during the day, and decreases above $z \approx 2500$ m. For σ (Fig. 11b), it decreases below 500 m, then increases till $z \approx 1500$ m, and finally keeps constants above $z > 1500$ m, both day and night.

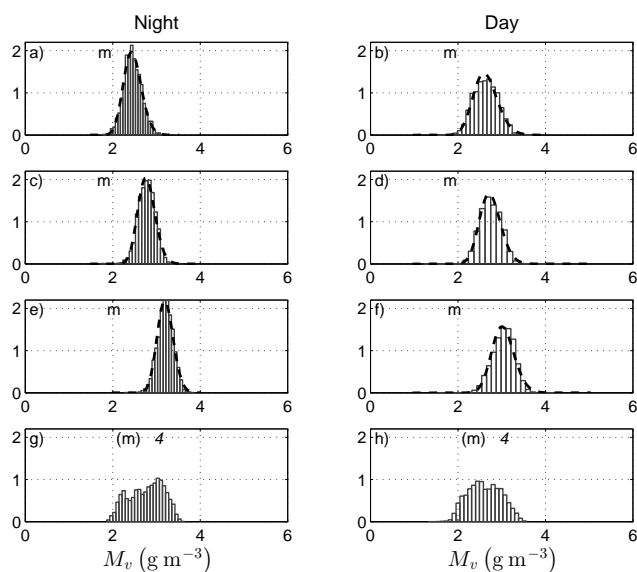


Figure 10. Pdfs of water vapour content for the dry season at (a,b) $z = 100$ m, (c,d) $z = 500$ m, (e,f) $z = 2800$ m, and (g,h) $z > 2800$ m; (a,c,e,g) during the night, and (b,d,f,h) during the day. The dashed curves represent the lognormal fitting.

If the exceptional periods of high M_v -values of the dry season are considered, the pdfs present a multimodality whatever the altitude, and the pdf mean value tends to increase ($\overline{M_v} \approx 4 \text{ g m}^{-3}$).

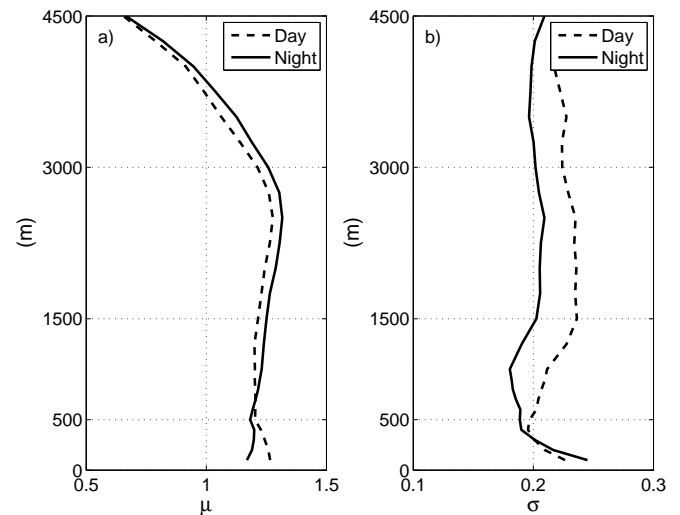


Figure 11. Parameters μ (a) and σ (b) of the lognormal distribution of the water vapour content pdfs during the dry season. Parameters μ and σ represent respectively the mean value and the root mean square of $\ln M_v$.

5.2. Wet season

As seen on Fig. 3, water vapour content is decreasing exponentially with height during the wet season. This behaviour can be observed as well on the corresponding pdfs (Fig. 12). Although for $z < 2$ km the pdfs seem to exhibit two modes, they can be approximated as being monomodal both day and night. This monomodality tendency is confirmed by the dip test. During the night (day), the pdfs mode is found roughly at $M_v \approx 17.7 \text{ g m}^{-3}$ (16.5 g m^{-3}) for $z = 100$ m (Fig. 12a, b); for $z = 500$ m, $M_v \approx 14 \text{ g m}^{-3}$ (13.6 g m^{-3}) (Fig. 12c, d).

The water vapour pdfs present values as high as 20 g m^{-3} , especially at $z < 500$ m. The maximum value of M_v is limited by the extreme value of 25 g m^{-3} which corresponds approximately to the saturation at a temperature of 300 K under a pressure of 1000 hPa. This last value of M_v can be reached during the monsoon. The Weibull distribution fits well such pdfs. The variations with z of the parameters k and λ are displayed on Figure 13 for the wet season. Note that λ is found higher during night-time than daytime for $z < 500$ m. Since λ is directly linked to M_v , that corroborates the presence of NLLJ in the wet season. Note also that the pdfs narrow and evolve toward lower values of M_v as z increases.

Are the pdfs of wet season (Weibull) significantly different of that of dry season (lognormal)? To emphasize this point, Fisher’s coefficient of skewness and kurtosis has been calculated (cf. Iassamen *et al.* 2009). The skewness and the excess kurtosis (simply denoted as kurtosis hereafter) are parameters which permit to objectively describe the shape of a probability distribution. They correspond respectively to the third and fourth standardized central moments of a distribution (e.g. Forbes *et al.* 2011). The skewness is a measure of the asymmetry of a distribution about its mean value. A negative value means that the left tail is longer or fatter than the right one, and vice versa for a positive value. In other words, the values of the random variable represented by the probability distribution are rather concentrated to the left of the mean value for a negative skewness, and to the right for a positive one. The kurtosis quantifies the flatness of a distribution. If negative, the distribution is platykurtic, i.e. it has a wide peak around the mean and thin tails. If positive, the distribution is leptokurtic: peak is acute and tails are rather fat.

On Fig. 14, the skewness and the kurtosis of the water vapour distributions have been represented for the months of the dry season and the wet season with day and night differentiation.

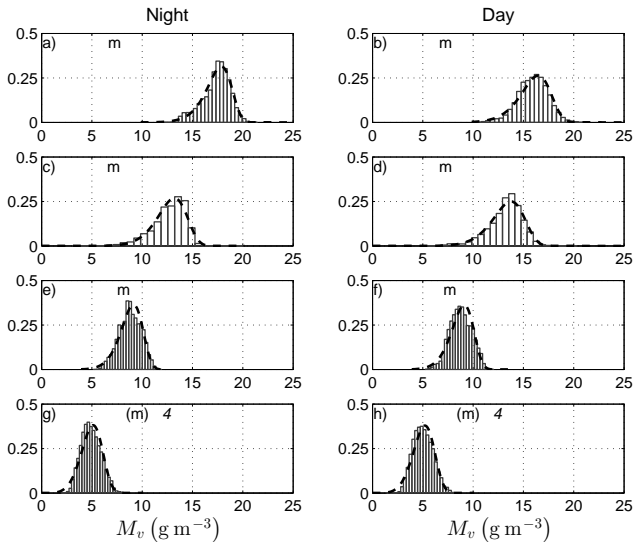


Figure 12. Pdfs of water vapour content for the wet season at (a,b) 100 m, (c,d) 500 m, (e,f) 2000 m, and (g,h) mean pdf for $z > 2800$ m; (a,c,e,g) during the night, and (b,d,f,h) during the day. The dashed curves represent the Weibull fitting.

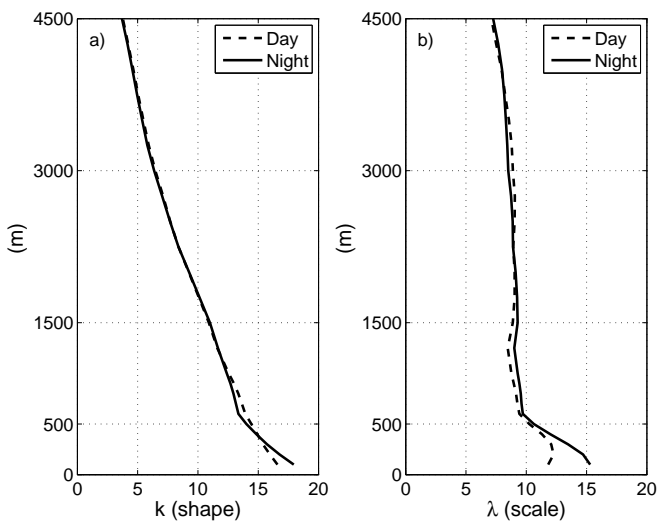


Figure 13. Parameters k (a) and λ (b) of the Weibull distribution of the water vapour content pdfs during the wet season.

Figure 14a shows that in the wet season, both day and night, the distributions are negatively skewed whatever the height z , with a minimum value of -1 around $z \approx 500$ m. Since the median is lower than the mean whatever z , the low values (respect to the mean value) of the water vapour content are the more probable. For $z > 2000$ m, the skewness is close to zero (pdfs are approximately symmetric). In the dry season, the daytime skewness is negative and close to zero. Positive values are observed for $100 < z$ (m) < 800 .

The kurtosis, displayed on Fig. 14b, indicates that, in the wet season, the pdfs are leptokurtic (platykurtic) for $z < 1200$ m ($z > 1200$ m). The maximum departure from zero is found at $z \approx 600$ m. The pdfs in the dry season have a more pronounced kurtosis than those of the wet season; they are leptokurtic for $200 < z$ (m) < 2800 . It is worth noting that the day and night skewness and kurtosis, in the wet season, present very similar z -variations from each other, which is not the case in the dry season.

6. Summary

Using microwave radiometric profiling (MWRP) observations, collected by the ARM program performed in the framework of

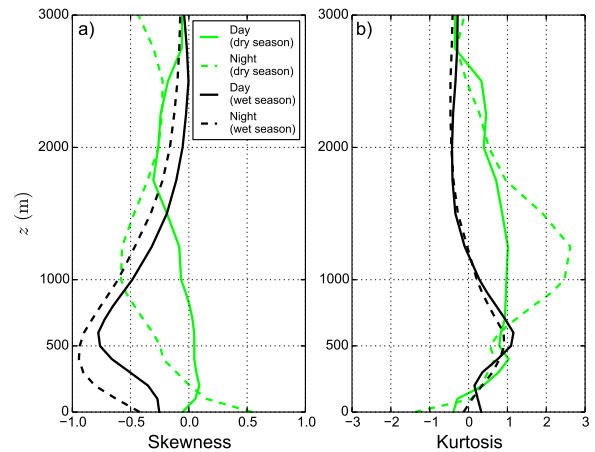


Figure 14. Pdfs skewness (a), and kurtosis (b) of the water vapour content pdfs in the wet season (black) and the dry season (green) for day and night.

AMMA during the whole year 2006, the seasonal and diurnal water vapour distributions in the Sahelian area have been studied. The observational site was located at Niamey (Southwest of Niger), a semi-desertic area. The Sahel is of particular interest for the seasonal and diurnal cycle study because of the characteristic atmospheric circulation over this area: an alternation of a northeasterly dry air flow, from end of October to mid April (the dry season), and a southwesterly monsoonal wet air flow, from mid April to end of October (the wet season), in the presence of a nocturnal low level jet (NLLJ) almost all over the year. Water vapour data were gathered with the MWRP at a high temporal resolution (14 s). Radiosoundings were also performed from the site of Niamey enabling comparison of MWRP profiles with *in situ* data.

The annual temporal series of water vapour content M_v and temperature T profiles, observed with the MWRP, are presented to show the segmentation of the year in a dry and a wet season. The diurnal cycle of temperature and convective stability in the atmospheric boundary layer displays a similar shape for the two seasons with, for $z < 5$ km, the usual diurnal evolution of an atmospheric boundary layer, i.e. a minimum 1-2 hours after sunrise and a maximum around sunset.

Fine scale water vapour distribution is the main focus of the paper. The temporal series of the water vapour content vertical profiles for the whole year are presented. It is shown that a diurnal cycle exists during the whole year, i.e. during the dry and the wet seasons. This cycle is observed only in the first 5–6 km of the troposphere because, as shown by the radiometric measurements, M_v decreases rapidly with altitude. During the dry season, we found that the vertical distribution of water vapour is organized into two layers, named, in the present paper, Lower Layer (LL) and Upper Layer (UL), separated by a "transition level" located around 0.6–1.4 km agl. Clear diurnal cycles are observed in both LL and UL. Diurnal cycle in LL displays lower water vapour content night-time, in relation with the dry northeasterly NLLJ, and higher water vapour content daytime. The reverse is observed for UL. The temporal series of the vertically integrated water vapour (IWV), integrated separately over LL and over UL, result in curves displaying a sinusoidal shape with one-day periodicity and half-a-day temporal phase shift between the two curves. As a result, IWV for the whole troposphere height is found flat, due to the addition of the two anticorrelated cycles. With the wet season, the NLLJ turns to southwesterly and wet, in such a way that a shift between two layers is no more present in the water vapour distribution of the low troposphere. Diurnal cycle of water vapour is again clearly observed, notably at the beginning of the season,

but blurred by the precipitating structures of the Sahelian rainy season. Typical averaged water vapour diurnal cycle are shown.

During the dry season, atmospheric water vapour content is low. The MWRP water vapour vertical profiles have been compared with radiosounding ones performed from Niamey four times a day. Results are satisfactory but lead to emphasize that using the water vapour mixing ratio to represent humidity averaged profiles reduces the day-night diurnal cycle separation in comparison with the separation obtained when using the water vapour content. This is because the water vapour mixing ratio depends on temperature which varies significantly between day and night in the Sahelian area.

Probability density functions of M_v have also been computed for the whole year 2006 at all altitudes. They are rather monomodal for both the dry and the wet seasons. During the first one, they are well fitted by a lognormal function, while during the wet season, the fitting function is clearly a Weibull distribution. This difference is due to the limiting effect of condensation on the water vapour content during the wet season. In the absence of such limiting effect, water vapour content distribution is lognormal.

This paper also illustrates that the microwave radiometer is a very effective instrument to make high resolution quantitative and qualitative analysis of the tropospheric water vapour content distribution over long periods of time, at least for the low tropospheric levels, in the tropical area.

Acknowledgements

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, the United Kingdom, the United States, and Africa. We want to give special thanks to the cooperation of the U.S. Department of Energy as part of the Atmospheric Radiation Measurement Program for operating the microwave radiometric profiler in Niamey and providing freely the data. The authors wish to thank the anonymous reviewers whose comments and suggestions contributed to improve the present paper.

References

- Aitchison J, Brown A. 1966. *The lognormal distribution*. Cambridge University Press.
- Atlas D, Rosenfeld D, Short DA. 1990. The estimation of convective rainfall by area integrals: 1. the theoretical and empirical basis. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **95**(D3): 2153–2160.
- Bock O, Bouin MN, Doerflinger E, Collard P, Masson F, Meynadier R, Nahmani S, Koite M, Balawan KGL, Dide F, Ouedraogo D, Pokperlaar S, Ngamini JB, Lafore JP, Janicot S, Guichard F, Nuret M. 2008. West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). *J. Geophys. Res.-Atmos.* **113**(D21105), doi:10.1029/2008JD010327.
- Byers HR. 1974. *General meteorology*. McGraw-Hill.
- Cadeddu MP, Liljegren JC, Turner DD. 2013. The atmospheric radiation measurement (arm) program network of microwave radiometers: instrumentation, data, and retrievals. *Atmos. Meas. Tech.* **6**: 2359–2372.
- Chahine MT. 1992. The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature* **359**: 373–380.
- Cimini D, Campos E, Ware R, Albers S, Graziano G, Oreamuno J, Joe P, Koch S, Cober S, E W. 2011. Thermodynamic atmospheric profiling during the 2010 Winter Olympics using ground-based microwave radiometry. *IEEE TGRS* **49**: 4959–4969.
- Cimini D, Hewison TJ, Martin L, Güldner J, Gaffard C, Marzano FS. 2006. Temperature and humidity profile retrievals from ground-based microwave radiometers during TUC. *Meteor. Zeit.* **15**: 45–56.
- Cook KH. 1999. Generation of the African Easterly Jet and its role in determining West African precipitation. *J. Climate* **12**: 1165–1184.
- Crow EL, Shimizu K. 1987. *Lognormal Distributions: Theory and Applications*. Statistics: A Series of Textbooks and Monographs, Taylor & Francis, ISBN 9780824778033.
- Forbes C, Evans M, Hastings N, Peacock B. 2011. *Statistical Distributions*. Wiley, ISBN 9781118097823.
- Foster J, Bevis M, Raymond W. 2006. Precipitable water and the lognormal distribution. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **111**(D15102), doi:10.1029/2005JD006731.
- Glickman T. 2000. *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society.
- Hartigan P. 1985. Computation of the DIP Statistic to Test for Unimodality. *J. R. Stat. Soc. Series C* **34**: 320–325.
- Hastenrath S. 1985. *Climate and circulation of the tropics*. D. Reidel Publishing Company.
- Hastenrath S, Lamb P. 1977. Some aspects of circulation and climate over the Eastern Equatorial Atlantic. *Mon. Wea. Rev.* **105**: 1019–1023.
- Iassamen A, Sauvageot H, Jeannin N, Ameer S. 2009. Distribution of Tropospheric Water Vapor in Clear and Cloudy Conditions from Microwave Radiometric Profiling. *J. Appl. Meteor. Climatol.* **48**: 600–615.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Jeannin N, Feral L, Sauvageot H, Castanet L. 2008. Statistical Distribution of Integrated Liquid Water and Water Vapor Content From Meteorological Reanalysis. *IEEE Trans. Antennas Propagat.* **56**(10): 3350–3355, doi:10.1109/TAP.2008.929509.
- Knupp KR, Ware R, Cimini D, Vandenberghe F, Vivekanandan J, Westwater E, Coleman T, Phillips D. 2009. Ground-based passive microwave profiling during dynamic weather conditions. *J. Atmos. Oceanic. Tech.* **26**: 1057–1073.
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer C, Hérelil P, Mascart P, Masson V, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, de Arellano JVG. 1997. The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geo.* **16**: 90–109.
- Lamb PJ. 1978. Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Saharan anomalies. *Tellus* **30**: 240–251.
- Liljegren J, Boukabara S, Cady-Pereira K, Clough S. 2005. The Effect of the Half-Width of the 22-GHz Water Vapor Line on Retrievals of Temperature and Water Vapor Profiles With a 12-Channel Microwave Radiometer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **43**: 1102–1108.
- Lothou M, Saïd F, Lohou F, Campistron B. 2008. Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of West Africa. *Mon. Wea. Rev.* **136**: 3477–3500.
- Mesnard F, Sauvageot H. 2003. Structural characteristics of rain fields. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **108**(4835), doi:10.1029/2002JD002808.
- Meynadier R, Bock O, Gervois S, Guichard F, Redelsperger JL, Agustí-Panareda A, Beljaars A. 2010a. West African Monsoon water cycle: 2. Assessment of numerical weather prediction water budgets. *J. Geophys.*

- Res.-Atmos.* **115**: D19 107, doi:10.1029/2010JD013919.
- Meynadier R, Bock O, Guichard F, Boone A, Roucou P, Redelsperger JL. 2010b. West African Monsoon water cycle: 1. A hybrid water budget data set. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **115**: D19 106, doi:10.1029/2010JD013917.
- Nicholson S. 2009. A revised picture of the structure of the "monsoon" and land ITCZ over West Africa. *Clim. Dyn.* **32**: 1155–1171, doi:10.1007/s00382-008-0514-3.
- Parker DJ, Burton RR, Diongue-Niang A, Ellis RJ, Felton M, Taylor CM, Thorncroft CD, Bessemoulin P, Tompkins AM. 2005. The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **131**: 2839–2860.
- Pospichal B, Karam D, Crewell S, Flamant C, Hünerbein A, Bock O, Saïd F. 2010. Diurnal cycle of the intertropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modelling. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **136**: 92–106.
- Redelsperger JL, Thorncroft C, Diedhiou A, Lebel T, Parker D, Polcher J. 2006. African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **87**: 1739–1746.
- Sauvageot H. 1994. The probability density function of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals. *J. Appl. Meteor.* (33): 1255–1262, doi:10.1175/1520-0450(1994)033<1255:TPDFOR>2.0.CO;2.
- Sauvageot H, Lacaux JP. 1995. The shape of averaged drop size distributions. *J. Atmos. Sci.* **52**(8): 1070–1083.
- Schuster R, Fink AH, Knippertz P. 2013. Formation and maintenance of nocturnal low-level stratus over the Southern West African Monsoon region during AMMA 2006. *J. Atmos. Sci.* **70**: 2337–2355.
- Skolnik M. 2008. *Radar Handbook*. Electrical Engineering Series, McGraw-Hill Science.
- Slingo A, Bharmal NA, Robinson GJ, Settle JJ, Allan RP, White HE, Lamb PJ, Lélé MI, Turner DD, McFarlane S, Kassianov E, Barnard J, Flynn C, Miller M. 2008. Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: Meteorology and thermodynamic variables. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **113**(D00E01), doi:10.1029/2008JD009909.
- Soden BJ, Bretherton FP. 1993. Upper Tropospheric Relative Humidity from the GOES 6.7 μm Channel: Method and Climatology for July 1987. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **98**: 16 669–16 688, doi:10.1029/93JD01283.
- Solheim F, Godwin J, Westwater E, Han Y, Keihm S, Marsh K, Ware R. 1998. Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liquid water using various inversion methods. *Radio Sci.* **33**: 393–404.
- Sultan B, Janicot S. 2003. The West African monsoon dynamics. Part II: The preonset and onset of the summer monsoon. *J. Climate* **16**: 3407–3427.
- Sultan B, Janicot S, Drobinski P. 2007. Characterization of the diurnal cycle of the West African Monsoon around the monsoon onset. *J. Climate* **20**: 4014–4032.
- Thorncroft CD, Blackburn M. 1999. Maintenance of the African Easterly Jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **125**: 763–786.
- Ware R, Carpenter R, Güldner J, Liljegren J, Nehr Korn T, Solheim F, Vandenberghe F. 2003. A multichannel radiometric profiler of temperature, humidity, and cloud liquid. *Radio Sci.* **38**(4).
- Ware R, Cimini D, Campos E, Giuliani G, Albers S, Nelson M, Koch S, Joe P, Cober S. 2013. Thermodynamic and liquid profiling during the 2010 Winter Olympics. *Atmos. Res.* **132-133**: 278–290.
- Xu G, Ware R, Zhang W, Feng G, Liao K, Liu Y. 2014. Effect of off-zenith observation on reducing the impact of precipitation on ground-based microwave radiometer measurement accuracy in Wuhan. *Atmos. Res.* **140-141**: 85–94.
- Yang H, Pierrehumbert RT. 1994. Production of Dry Air by Isentropic Mixing. *J. Atmos. Sci.* **51**(23): 3437–3454.
- Youcef-Ettoumi F, Sauvageot H, Adane AEH. 2003. Statistical bivariate modelling of wind using first-order Markov chain and Weibull distribution. *Renew. Energ.* **28**(11): 1787–1802.
- Zhang C, Mapes B, Soden B. 2003. Bimodality in tropical water vapour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **129**: 2847–2866.

Chapitre 6

Réfractivité troposphérique. Propagation anormale des micro-ondes

On présente ici l'objectif scientifique et les principaux résultats de l'article suivant :

Valentin Louf, Olivier Pujol et Henri Sauvageot : *The Seasonal and Diurnal Cycles of Refractivity and Anomalous Propagation in the Sahelian Area*, soumis au *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2014. Il sera désigné, par la suite, de manière abrégé D1 : il suit immédiatement cette présentation. Toutes les références de ce chapitre sont dans D1.

6.1 Introduction et motivation

La propagation des micro-ondes dépend des conditions météorologiques locales, et plus précisément, pour les observations radars au sol, de la distribution verticale de la vapeur d'eau et de la température qui interviennent dans l'indice de réfraction de l'air. La courbure des faisceaux micro-ondes suit le gradient de l'indice de réfraction et, sous certaines conditions, la réfraction atmosphérique peut conduire à des propagations dites anormales, ou ANAPROP (entre autres Ulaby et al., 1982 ; Steiner et al., 2002). Un exemple d'anaprops est le guide d'onde, ou ducting, analogue à une fibre optique, qui est responsable de la détection d'échos de sol bien au-delà de l'horizon géométrique des radars. Ces échos de sol anormalement propagés créent un faux signal dans de multiples contextes où les micro-ondes sont utilisées (Skolnik, 2008) :

- Les observations par radars météorologiques, principalement les estimations des quantités de précipitations.

- Les communications micro-ondes sol-sol ou sol-air.
- Les observations terrestres depuis l'espace avec des radiomètres micro-ondes.

Afin de contrôler les conséquences des anaprops sur les mesures micro-ondes, il est important de documenter les processus météorologiques qui affectent la distribution de l'indice de réfraction de l'air. Comme l'ont fort justement signalés Ozturk et al. (2014), si ces phénomènes sont suffisamment bien compris, la prévision et la correction de ces échos d'anaprops deviennent envisageables dans les données radars et radiométriques.

La plupart des études sur les anaprops ont été réalisées jusqu'à présent sur les surfaces maritimes pour deux raisons : la présence de forts gradients de vapeur d'eau, nécessaires à la formation d'importants gradients de réfractivité ; la platitude des surfaces maritimes est propice au guidage d'onde sur des distances significatives. Les guides d'onde sont aussi très fréquemment observés sur les zones côtières (Brooks et al. 1999 ; Bech et al. 2000 ; Atkinson et Zhu 2006 ; Mesnard et al. 2010 ; Chang et al 2011). Récemment, Ding et al. (2013) ont observé des guides en périphérie d'un cyclone tropical qui est pourtant un environnement généralement reconnu hostile à ce type d'anaprops. Concernant les zones continentales, il n'y a que très peu d'études ; citons Steiner et Smith (2002).

La zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest présente d'intérêt certain en raison des conditions très spécifiques de la circulation atmosphérique locale et des variations de la vapeur d'eau et de la température. Ces paramètres suivent un cycle journalier et des variations saisonnières. Le Sahel est une zone semi-aride plutôt plate où l'on peut observer une transition entre la partie sud équatoriale et le désert du Sahara au nord (entre 13° et 18° de latitude nord pour l'Afrique de l'Ouest). La circulation atmosphérique saisonnière, dans les parties basses de la troposphère au Sahel, dépend de la présence et de l'activité de la zone de convergence intertropicale (ITCZ).

Le but de cette étude est de documenter le cycle journalier et saisonnier de l'indice de réfraction de l'air atmosphérique et des propagations anormales dans une zone continentale de transition, incluant le mouvement septentrional et austral de l'ITCZ et l'intervention des courants nocturnes de bas niveau (NLLJ). L'étude est effectuée à Niamey (Niger) avec les données d'un radiomètre micro-onde et d'un radar fonctionnant en bande C. À notre connaissance, une telle étude n'a jamais été effectuée.

6.2 Réfractivité

6.2.1 Rappels théoriques

L'indice de réfraction n de l'air atmosphérique a été largement étudié (entre autres, Bean et Dutton, 1968 ; Fabry et al., 1997 ; Steiner et Smith, 2002 ; Atkinson et Zhu, 2006 ; Mesnard et al., 2010). Brièvement, pour la troposphère, $1.000250 < n < 1.000400$. Aussi est-il préférable de travailler avec la quantité suivante appelée réfractivité, N , qui, pour les fréquences micro-ondes $1 < f$ (GHz) < 100 , s'écrit :

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 \approx \frac{77.6p}{T} + \frac{3.73 \cdot 10^5 e}{T^2} \quad (6.1)$$

où p est la pression atmosphérique (hPa), T la température (K) et e la pression partielle de vapeur d'eau (hPa). La courbure du faisceau radar dépend de dN/dz , z étant la coordonnée verticale ; le rayon de courbure ρ s'écrit (Bean et Dutton, 1968) :

$$\frac{1}{\rho} = \frac{-1}{n} \frac{dN}{dz} \cos \alpha \times 10^{-3}. \quad (6.2)$$

En général, comme les propagations anormales impliquent de grandes distances, on doit tenir compte du rayon de courbure terrestre R_e (~ 6400 km) ; on travaille alors avec la quantité :

$$M = N + \frac{z}{R_e} \times 10^3 \quad (6.3)$$

d'où

$$\frac{dM}{dz} = \frac{dN}{dz} + 157. \quad (6.4)$$

Si $dN/dz > 0$ ($\rho < 0$), le faisceau est courbé vers le haut ; c'est la subréfraction. Trois modes de propagation peuvent être distingués si $dN/dz < 0$ ($\rho > 0$) :

- la réfraction normale, si $0 > dN/dz (\text{km}^{-1}) > -79$;
- la superréfraction, si $-79 > dN/dz (\text{km}^{-1}) > -157$;
- le guidage (ou piégeage) si $dN/dz < -157 \text{ km}^{-1}$.

Tous ces modes sont récapitulés sur la Fig. 6.1.

Le guidage d'onde est le cas le plus sévère de propagation anormale. Les ondes atteignent le sol et sont réfléchies vers le radar sous la forme de forts échos de sol. Indiquons qu'un guide d'onde apparaît quand $dT/dz > 0$ et/ou $de/dz < 0$. Les inversions de dT/dz ne produiront que de la superréfraction (Fabry et al., 1997). Seuls les faisceaux radars émis avec un angle inférieur à 1° sont piégés par un guide, ce qui signifie que seules les images de basses altitudes sont affectées.

6. Propagation anormale

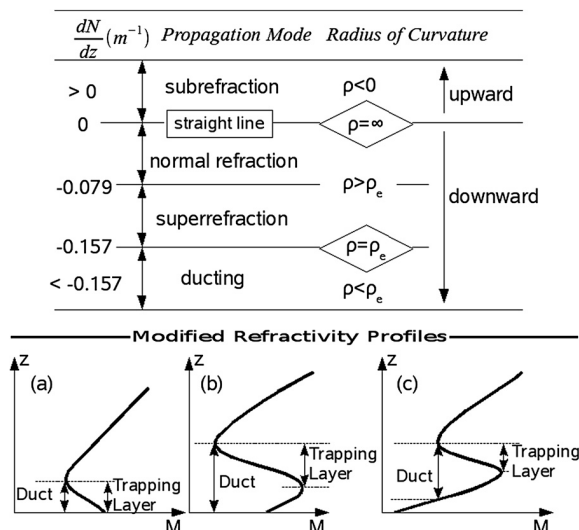


FIGURE 6.1 – Les différents modes de propagation par rapport au rayon de courbure du faisceau radar et au profil de réfractivité. Issu de Mesnard et al. (2010).

6.2.2 Ordres de grandeur

Afin de comprendre l'importance relative des différents paramètres dans le calcul de la réfractivité, quelques ordres de grandeur sont nécessaires. Pour cela, une étude de cas a été effectuée sur la journée du 16 mars 2006 avec les données du radiomètre installé à Niamey. Cette journée a été choisie car elle présente du guidage malgré un contenu en vapeur d'eau très faible (saison sèche).

L'équation 6.1 que l'on développe donne (Bean et Dutton, 1968; Pratte et al., 1995) :

$$\frac{dN}{dz} = \frac{77.6}{T} \frac{dp}{dz} - \frac{77.6p}{T^2} \frac{dT}{dz} + \frac{3.73 \times 10^5}{T^2} \frac{de}{dz} - \frac{7.46 \times 10^5 e}{T^3} \frac{dT}{dz}. \quad (6.5)$$

Pour le premier terme du membre de droite de l'équation, bien que le profil de température à Niamey ne puisse que rarement être approximé comme celui de l'atmosphère standard, la pression quant à elle est presque toujours de la forme $p(z) \approx p_0 \exp(-z/8)$, d'après les données du radiomètre. De cette façon, le premier terme vaut environ -30 km^{-1} , pour les 100 premiers mètres d'une atmosphère avec une pression standard, soit 13% de la contribution totale. Une variation de la température de $\pm 10^\circ \text{C}$ provoque une variation absolue inférieure à $\pm 1 \text{ km}^{-1}$ de la valeur de ce terme. Concernant le second terme, si la température de la troposphère augmente avec l'altitude (inversion du gradient de température) ou décroît rapidement, alors ce terme a une contribution non négligeable. Par exemple, si la température décroît de 3K dans les premiers 100 m de la

troposphère, ce qui est une valeur probable, alors il vaut -25 km^{-1} , soit 11% de la contribution totale. Afin de donner un ordre de grandeur du troisième terme de l'équation 6.5, un profil moyen de la pression partielle en vapeur d'eau a été utilisé : $e(z) = 11 \exp(-3z)$; ce qui correspond au profil observé lors de la journée du 16 mars. Le troisième terme est donc égal à -167 km^{-1} , soit 74% de la contribution totale. Comme le quatrième terme de l'équation est divisé par la température au cube, il peut raisonnablement être négligé (il faut une variation, irréaliste, de $-65^\circ \text{ C km}^{-1}$ pour avoir une contribution de seulement 1 km^{-1} , si $T = 25^\circ \text{ C}$ au sol). En résumé, seul le gradient en vapeur d'eau a une importance majeure sur le calcul de dN/dz .

6.3 Résultats

6.3.1 Saison sèche

Le cycle journalier de la vapeur d'eau et du gradient de réfractivité ont de grande similarité sur toute la saison sèche. De ce fait, seul le mois de mars sera présenté ici. La figure 6.2 montre, pour mars 2006, les séries temporelles de dN/dz et le cycle journalier mensuel moyen. Clairement, seuls les 200 premiers mètres de la troposphère sont sujets à des propagations anormales (Fig 6.2a et b). Le guidage est assez rare alors que la superréfraction est fréquente bien plus que la propagation normale au niveau du sol. La figure 6.2b montre que dN/dz est maximum autour de 1200 UTC et décroît jusqu'à sa valeur minimale vers 0100 UTC. Au niveau du sol, la superréfraction est présente de 1800 jusqu'à 0800 UTC, alors que la réfraction est normale de 0800 à 1800 UTC. Pour la couche $100 < z(\text{m}) < 200$, la superréfraction apparaît de 2100 à 0500 UTC et est aussi plus faible qu'au niveau du sol : -85 km^{-1} minimum. Au-dessus de $z > 200 \text{ m}$, la réfraction est toujours normale.

Basha et al. (2013) ont étudié les conditions de propagations anormales en utilisant des radiosondages au-dessus de Gadanki en Inde, une région tropicale qui a un cycle météorologique annuel similaire à celui de Niamey, une saison aride en hiver et la mousson en été. Basha et al. (2013) ont trouvé que le guidage est plus fréquent et plus puissant pendant la saison sèche; ce n'est pas le cas pour Niamey. À Gadanki la topographie est importante, alors que l'on est en présence de vastes plaines désertiques à Niamey, la région de Gadanki en Inde est montagneuse.

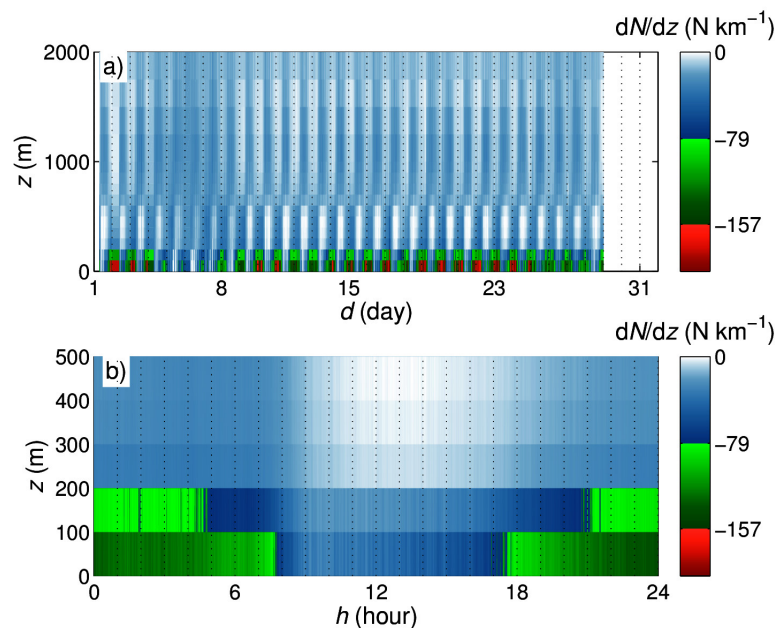


FIGURE 6.2 – (a) Série temporelle de dN/dz (b) cycle journalier moyen de dN/dz , en mars 2006 à Niamey. Les lignes verticales représentent la séparation des jours à minuit en (a), et en (b) séparation des heures. La réfractivité normale est en bleu, la superréfractivité en vert et le guidage en rouge.

Dans notre étude précédente (Section 5 – article C1), nous avons vu que le maximum du contenu en vapeur d’eau en mars, et plus généralement pour toute la saison sèche, pour la couche entre 100 m et 1.5 km, se situe autour de 13h00 et décroît pour atteindre sa valeur minimale autour de 01h00. Au sol, la vapeur d’eau est en plus grande quantité durant la nuit que durant le jour. **Aussi le cycle journalier du gradient vertical de la réfractivité proche du sol suit-il le cycle de la vapeur d’eau durant la saison sèche.**

6.3.2 Saison humide

Durant la mousson, la vapeur d’eau se trouve en grande quantité dans la troposphère. Au sol, elle peut atteindre des valeurs de $25\ g\ m^{-3}$, ce qui est proche de la valeur de saturation pour les mêmes conditions de pression et température. Les propagations anormales peuvent atteindre jusqu’à 600 m d’extension verticale (Fig. 6.3a). Des périodes importantes de guidage se rencontrent au niveau du sol, notamment une période de guidage quasi continue du 15 au 22 août. Le ducting est présent beaucoup plus souvent pendant la mousson que pendant la saison sèche.

Le mois d'octobre est la période d'assèchement de la saison humide. Le contenu en vapeur décroît de 20 g m^{-3} à 6 g m^{-3} en un mois. La figure 6.3 montre pour octobre 2006 les séries temporelles de dN/dz et le cycle journalier mensuel moyen. On peut voir sur la série temporelle (Fig. 6.3a) que les propagations anormales atteignent occasionnellement les 500m d'altitude. Le guidage est très souvent présent pour $h < 200 \text{ m}$, à peu près un tiers du temps (Fig. 6.3a). C'est aussi ce que montre les cycles journaliers de dN/dz (Fig. 6.3b), les propagations anormales ont des valeurs très élevées. Ce guidage est associé à un assèchement très efficace de la troposphère durant le jour, alors que le contenu en vapeur d'eau reste élevé durant la nuit en raison du NLLJ qui crée un important gradient de vapeur d'eau entre le sol et les couches les plus élevées.

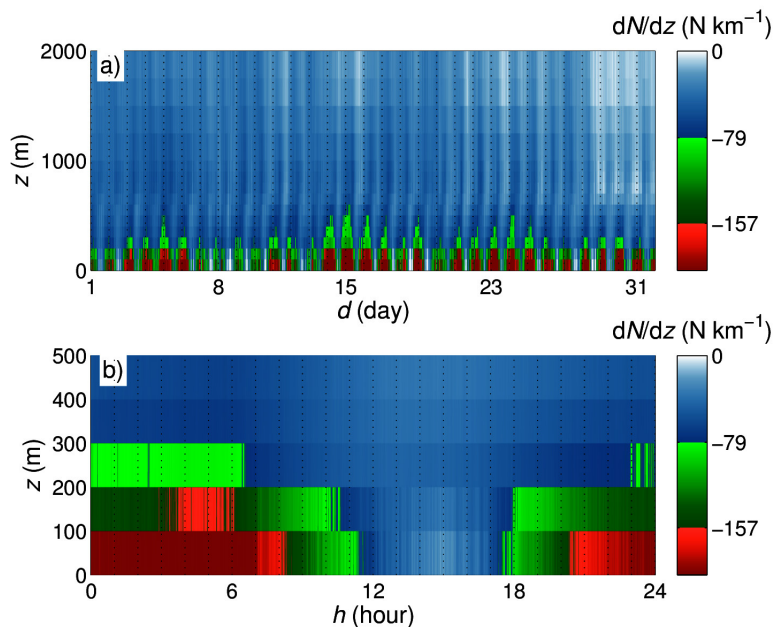


FIGURE 6.3 – Identique à Figure 6.3 mais pour octobre 2006.

6.3.3 Distributions des anaprops

Les distributions de probabilité de la réfractivité varient en suivant les variations du gradient de la vapeur d'eau troposphérique. Sur la figure 6.4, la probabilité de trouver du guidage, de la superréfraction, de la réfraction normale ou de la sous-réfraction est représentée pour toute l'année, en différenciant le jour de la nuit et pour $z < 100 \text{ m}$ et $100 < z(\text{m}) < 200$. Durant la nuit (Fig. 6.4a) et plus particulièrement au niveau du sol, les micro-ondes sont constamment sujettes à des anaprops. Durant le jour (Fig. 6.4c), elles sont principalement sous-réfractées en janvier et février, en raison du gradient inversé de vapeur d'eau

6. Propagation anormale

(en faibles quantités) et de température, alors que les micro-ondes sont normalement réfractées de mars à juin et de septembre à décembre (mais avec des anaprops très fréquentes). Pendant la mousson, en juillet et août, on constate de la superréfraction en raison des quantités importantes de vapeur d'eau. Toujours en journée, pour la couche $100 < z(\text{m}) < 200$ (Fig. 6.4 d), le principal mode de propagation est la réfraction normale. Pendant la nuit (Fig. 6.4 b), la super-réfraction est présente de mai à décembre.

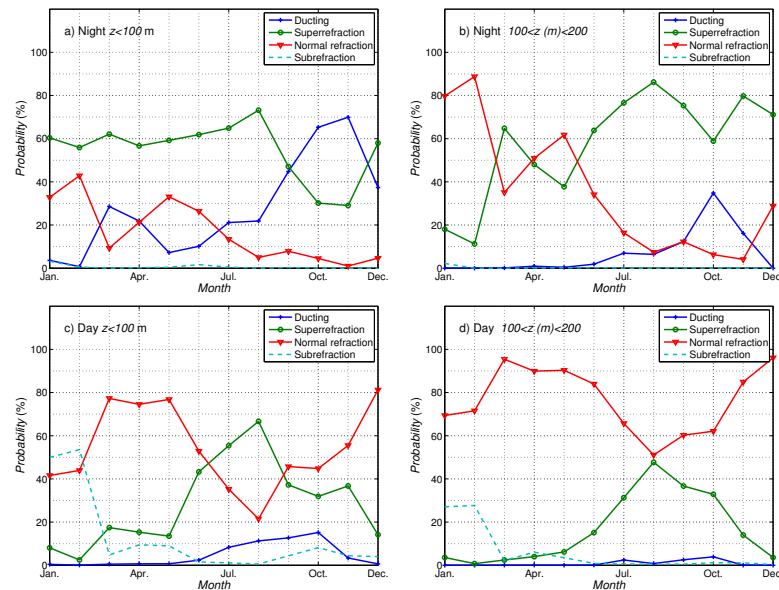


FIGURE 6.4 – Probabilité de trouver du guidage (courbe bleue), de la superréfraction (vert), de la réfraction normale (rouge), et sous-réfraction (cyan) pour toute l'année 2006. Pendant la nuit (a,b), le jour (c,d). Au sol (a,c) et pour $100 < z(\text{m}) < 200$ (b,d).

La distribution statistique des quatre régimes de propagations peut aussi être calculée en utilisant les fonctions de densité de probabilité du gradient de réfractivité. La théorie concernant les pdfs est disponible dans le chapitre précédent. Afin de limiter le nombre de figures, seuls quatre mois représentatifs sont montrés sur la Figure 6.5.

Cette dernière représente les pdfs de dN/dz en dessous de 200 m de hauteur pour mars, juin, août et septembre, nuit et jour. Des différences notables sont visibles entre la nuit (Fig. 6.5a, c, e, et g) et le jour (Fig. 6.5b, d, f, et h). La nuit, les pdfs confirment que le régime de superréfraction ($-157 < dN/dz < -79$) est le régime de propagation dominant. Le ducting présente une importante probabilité d'occurrence tout le temps.

Le jour, la réfraction normale est le régime de propagation dominant en mars (Fig. 6.5b), mais ce régime évolue progressivement jusqu'en août vers la superréfraction (Fig. 6.5d, et f). Le ducting est plutôt rare, à l'exception du mois d'août. En octobre, les pdfs sont plus étendues et indiquent que, durant la nuit, le régime de propagation dominant est le ducting (Fig. 6.5g). Le jour, toujours en octobre, les micro-ondes se propagent selon un régime de propagation normale (Fig. 6.5h). Notons que la sous-réfraction n'est jamais significativement observée.

De plus, les pdfs semblent dans l'ensemble monomodale et plutôt bien représentée par une distribution lognormale (la ligne verte sur Fig. 6.5), à l'exception du mois d'août durant la nuit, en raison d'un écart à la monomodalité de la distribution.

La valeur moyenne (μ_x) et l'écart-type (σ_x) sont montrés sur les figures 6.6 et 6.7 respectivement. μ_x varie de manière identique toute l'année : il est à son minimum au sol, nuit et jour, et augmente lentement jusque 800 m de hauteur où il atteint une valeur constante (entre $-30 < \mu_x < -20$). σ_x quant à lui décroît du sol jusque 200 m de hauteur et ensuite évolue progressivement vers zéro (Fig. 6.7). Ceci indique que les pdfs sont plus étalées au sol et s'amincissent rapidement avec la hauteur. On remarque aussi qu'elles sont plus étalées la nuit que le jour (Fig. 6.7a et b).

En résumé, le jour, la réfraction normale est le mode dominant de propagation durant la majeure partie de la saison sèche ; la superréfraction et le ducting le sont durant la saison humide. La nuit, la superréfraction est le mode dominant de propagation et le ducting a une importante occurrence de probabilité pendant la saison sèche et à la fin de la saison humide (période d'assèchement).

6.3.4 Discussion sur les échos radars

La Figure 6.8a montre la moyenne arithmétique des échos de réflectivité radar calculé sur les données disponibles du 6 juillet au 31 août 2006, c'est-à-dire pendant la mousson. Ces données proviennent du radar du MIT fonctionnant en bande C installé sur l'aéroport de Niamey (Niger) durant la campagne AMMA **présent uniquement de juillet à septembre. Du fait qu'un écho de propagation anormale est un signal qui a une forte réflectivité mais pour lequel il n'y a pas de vitesse Doppler, les échos dus aux nuages ou aux précipitations ont pu être supprimés (vitesse Doppler nulle) et la moyenne arithmétique a été calculée sur les échos de sols uniquement.** Chaque pixel de la figure 6.8a est la somme de tous les échos observés divisés par le nombre total

6. Propagation anormale

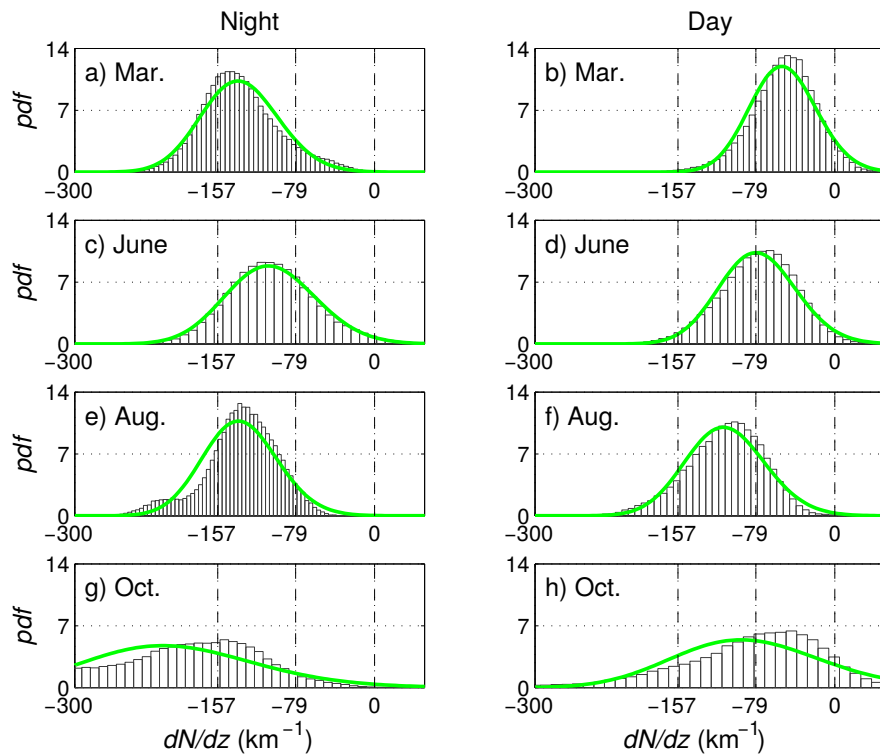


FIGURE 6.5 – Pdfs du gradient de réfractivité (a,b) mars, (c,d) juin, (e,f) août, et (g,h) octobre. (a,c,e,g) la nuit, et (b,d,f,h) le jour. La ligne verte est la fonction lognormale modifiée. L'axe des y est à l'échelle 1000.

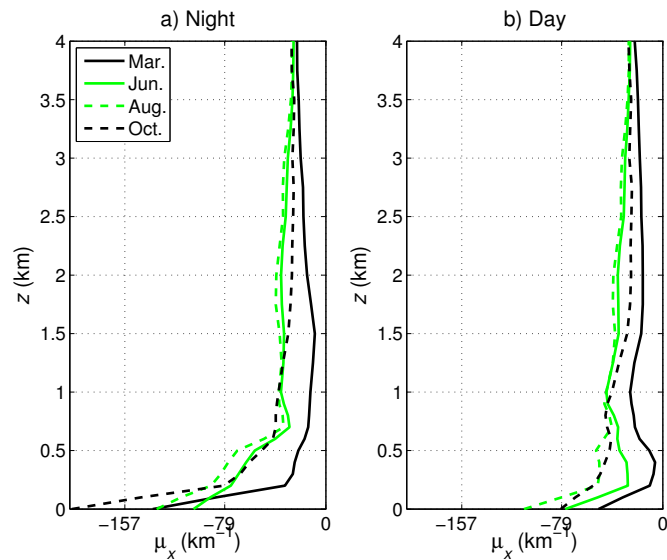


FIGURE 6.6 – Variation de la valeur moyenne (μ_x) du gradient de réfractivité des pdfs par rapport à l'altitude en mars, juin, août et octobre pour (a) le jour et (b) la nuit.

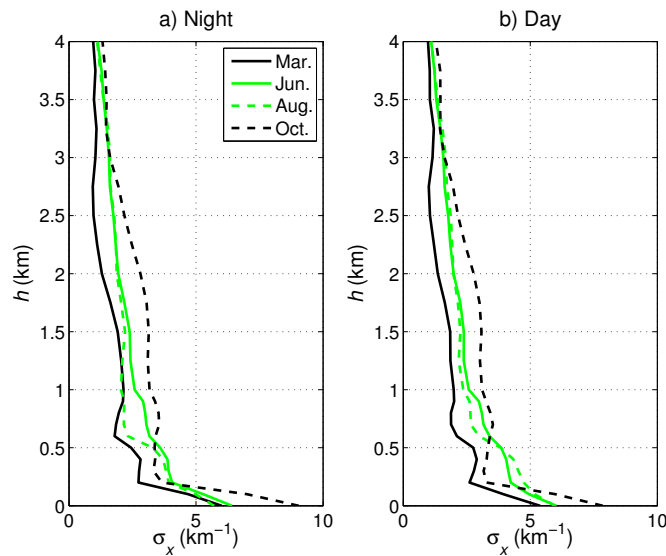


FIGURE 6.7 – Variation de l'écart-type (σ_x) du gradient de réfractivité des pdfs par rapport à l'altitude en mars, juin, août et octobre pour (a) le jour et (b) la nuit.

d'échos représenté sur la figure 6.9. Le nombre maximum d'échos observé pour un pixel durant la mousson est d'environ 10 000. Le nombre d'échos décroît avec la distance par rapport au radar.

En comparant la moyenne arithmétique des échos de réflectivité radar (Fig. 6.8a) avec le relief de la zone observée (Fig. 6.8b), on peut observer des similarités, notamment l'ancien lit de la rivière Dallol Bosso, aujourd'hui asséchée, qui est à environ à 80 km à l'est du radar (Fig. 6.8a,b). Le Dallol Bosso est aussi visible sur la figure 6.9 comme une zone où le nombre d'échos diminue. Les collines au nord de la position du radar sont visibles et la rivière Niger qui traverse le radar du nord-ouest au sud-est est aussi appréciable. Ce qui apparaît clairement en comparant les figures 6.8a et 6.8b est que le cumul des propagations anormales est corrélé à l'orographie des zones observées. Les structures topographiques contribuent grandement à la moyenne des échos de réflectivité radar (lits de rivières, lignes de crêtes, vallées et collines). En effet pour que le faisceau retourne vers le radar lorsqu'il est réfléchi par un relief, la réflexion doit se faire à incidence nulle par rapport à la normale au relief ; on comprend donc que ce dernier joue un rôle dans la cartographie des propagations anormales (cf. Mesnard et Sauvageot 2003). **Une animation montrant la relation avec les échos de sol dû au ducting et le cycle mensuel (mois de septembre) de cette dernière anaprop est donnée sur le site http://youtu.be/P8_7MQSzydc.**

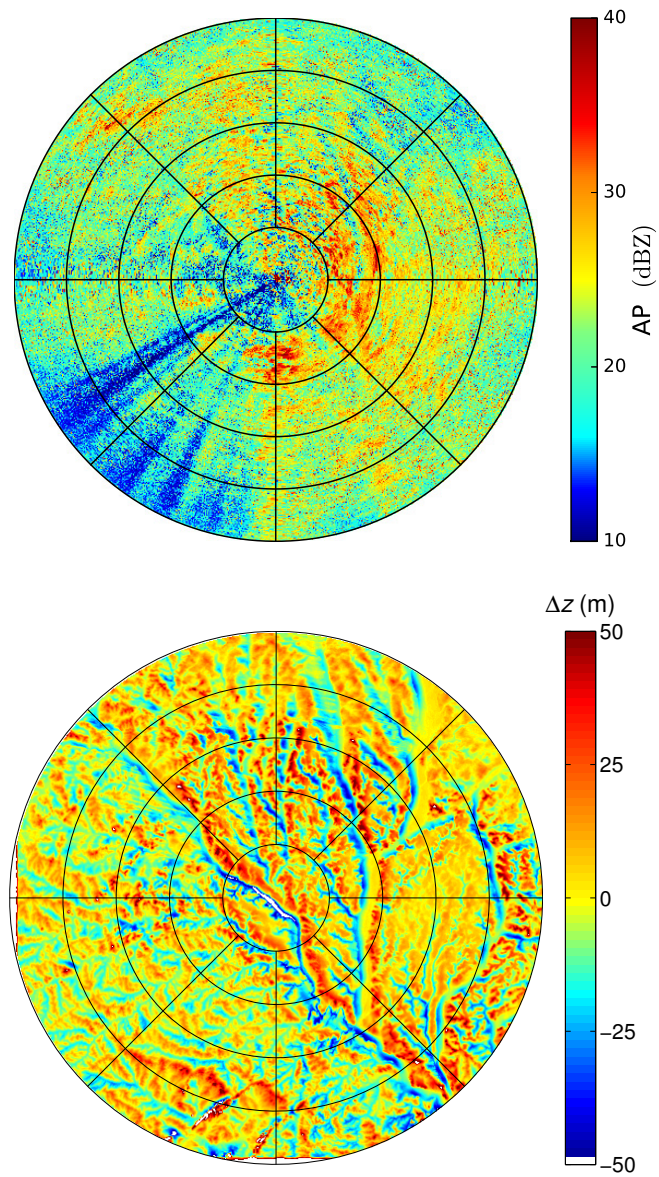


FIGURE 6.8 – (a) Distribution du facteur de réflectivité moyen des échos des propagations anormales (AP) sur la période de juillet et août. (b) Variation de la topographie de la région de Niamey. Les isoradiales sont placées tous les 50 km.

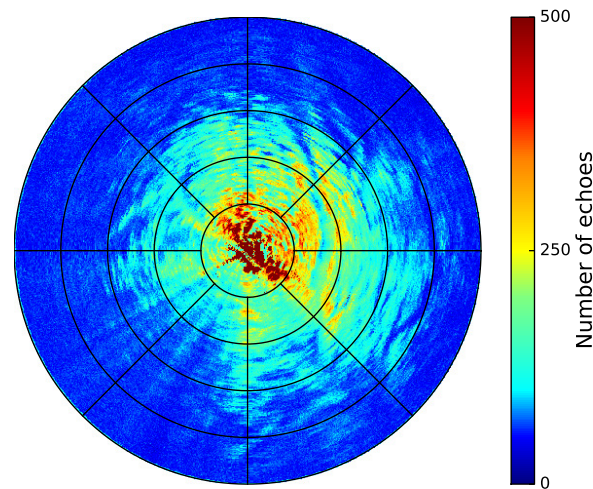


FIGURE 6.9 – Nombre d'échos de propagations anormales en juillet et août à Niamey (Niger). Les isoradiales sont placées tous les 50 km.

6.4 Conclusion

Cette étude a permis de documenter l'occurrence et l'étalement spatial des propagations anormales des micro-ondes sur une surface continentale en utilisant à la fois un radiomètre et un radar en bande C. C'est la première fois qu'un radiomètre micro-onde est utilisé pour cela.

Un an de données radiométriques et trois mois de mesures radar ont été analysées afin de déterminer la possibilité de trouver des propagations anormales des signaux électromagnétiques micro-ondes au-dessus de la zone sahélienne. Il a été trouvé que les propagations anormales apparaissent toute l'année et sont notablement fréquentes, même dans des conditions sèches et particulièrement durant la nuit. La mousson, et plus généralement les mois avec beaucoup de vapeur d'eau, montrent une importante extension verticale des propagations anormales (jusque 600 à 700 m d'altitude). Les périodes d'assèchement, comme en octobre 2006, montrent des extensions verticales plus petites des anaprops, mais le guidage a une très grande intensité et peut atteindre des valeurs remarquablement basses (-440 km^{-1}). **Bien que les échos de sols dus au ducting soient facilement identifiables (vitesse Doppler nulle), ces derniers, comme tous les autres modes de propagations anormales, affectent la propagation des micro-ondes et peuvent créer un signal erroné (cf. 6.1 et Skolnik, 2008 §26.5).**

6. Propagation anormale

Une telle étude qui utilise en synergie un radiomètre micro-onde et un radar pour documenter la propagation des micro-ondes sur des surfaces continentales n'a jamais été faite auparavant à notre connaissance. C'est aussi une démonstration robuste qu'un radiomètre micro-onde puisse être utilisé pour la prévision de la propagation des signaux micro-ondes.

The Seasonal and Diurnal Cycles of Refractivity and Anomalous Propagation in the Sahelian Area from Microwave Radiometric Profiling

Valentin Louf, Olivier Pujol, and Henri Sauvageot

ABSTRACT

The Sahelian zone of West Africa is a semi-arid area where a strong amplitude of the seasonal and diurnal cycles of water vapor and temperature is observed. The seasonal cycle is due to an alternation of northeasterly dry air from Sahara and monsoonal southwesterly wet air from the Guinea Gulf in the presence of a nocturnal low level jet. One year of continuous observation of vertical profiles of water vapor and temperature gathered with a profiling microwave radiometer is used to analyze the climatology of refractivity and microwave propagation regimes in the low troposphere. Seasonal and diurnal cycles of refractivity and ground-based radar anomalous propagation are emphasized. It is shown that the combined effect of water vapor and temperature vertical gradients is responsible for strong seasonal and diurnal cycle of ducting propagation regime. Statistics of propagation regimes are given. The probability density functions of the refractivity gradient are found lognormally distributed. The reproducibility of the diurnal cycles of the propagation regimes enable a propagation

forecast.

Keywords: Seasonal and diurnal cycles, Atmospheric refractivity, Anomalous microwave propagation, Microwave radiometer, AMMA, ARM network, Sahelian water vapour.

1. Introduction

Microwave propagation depends on local meteorological conditions and more precisely for ground-based radar observations, on the vertical distribution of water vapor and temperature through the refractive index vertical profile above the surface. Microwave rays curvature follows the refractivity gradient, and, under certain conditions, nonstandard atmospheric refraction can result in anomalous propagation (AP), sometimes termed ANAPROP (e.g. Ulaby et al. 1982; Steiner and Smith 2002). AP can lead to ducting and detection of ground echoes (ground clutter) beyond the geometrical horizon. These anomalous ground echoes create a spurious signal in various contexts: meteorological radar observations and notably quantitative precipitation estimates, ground to ground or ground-air communications, Earth radiometric observations from space, etc.

In order to control the consequences of AP on microwave applications, it is useful to better document the meteorological climatology that affect the atmospheric refractivity distribution in low atmospheric levels. If such climatology is sufficiently understood, forecast and management of AP echoes in radar data and other problems, are potentially conceivable (e.g. Ozturk et al. 2014).

Most studies about AP concern large areas above water surfaces for two reasons: (1) high

occurrence of strong water vapor gradient, necessary to create strong refractivity gradient and (2) flatness of the surface which is compatible with the development of ducting over significant observable distances. Ducting is thus frequently observed with coastal radars (Brooks et al. 1999; Bech et al. 2000; Atkinson and Zhu 2006; Mesnard and Sauvageot 2010; Haack et al. 2010; Chang and Lin 2011). Recently, Ding et al. (2013) have observed ducting at the periphery of a tropical cyclone over the western North Pacific Ocean. Concerning continental areas, there are few AP studies. Using a 16-yr record of operational sounding data, Steiner and Smith (2002) present a seasonal climatology of the various regimes of anomalous radar propagation and discuss the resulting contamination of quantitative precipitation estimates by radar across the continental United States. Global climatology of AP for ground-based weather radars have been documented using refractivity computations from ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) temperature, moisture, and pressure analyses at 40 km horizontal resolution by Lopez (2009). Using the ECMWF climatology of refractivity derived of Lopez (2009) and two years of radiosonde observations in Dakar (Senegal), Douala (Cameroon), and Niamey (Niger), Kaissassou et al. (2014) perform a seasonal climatology of AP over West Africa.

The Sahelian Area of West Africa is of special interest in relation with this topic because, due to the specificity of the local water vapor and temperature variations at low levels, the refractivity is expected to display strong diurnal and seasonal variations. The Sahel is a semi-arid and flat strip of land which separates the southern part of the Sahara Desert and Equatorial Africa, approximately between latitudes of 13°N and 18°N for the West part of Africa. The seasonal atmospheric circulation in the low tropospheric levels of the Sahelian strip depends on the latitudinal location and activity of the intertropical convergence zone

(ITCZ). The Sahel is thus characterized by an alternation of the Harmattan, a warm and dry wind coming from the Sahara desert and blowing northeasterly, toward the ITCZ, and a humid flux, the West African monsoon (WAM), coming from the Gulf of Guinea and blowing southwesterly, toward the ITCZ (Nicholson 2013).

The goal of the present paper is to document the seasonal and diurnal cycles of refractivity and associated anomalous propagation around Niamey, south west of Niger, inside the west-central part of the Sahelian strip. Data are provided by a microwave radiometric profiler (MWRP) from ARM and C -band radar from MIT. To our knowledge, such study has never been performed previously.

Section 2 describes the meteorological and instrumental context, the data and data processing, and briefly recalls the anomalous propagation phenomenon. The seasonal and diurnal AP cycles are discussed in Section 3. In Section 4 a statistical analysis of the refractivity distribution through probability density functions is presented. Section 5 about the spatial distribution. Conclusion is given in Section 6.

2. Meteorological and instrumental context

a. Experimental site and meteorological context

The experimental site is located at Niamey, Diori Hamani airport ($13^{\circ}29'N$, $2^{\circ}10'E$, 205 m of altitude), southwest of Niger (Fig. 1). Radiometric data were collected by the ARM (Atmospheric Radiation Measurement) program in the framework of the AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) campaign, continuously from 9 January 2006 up to

31 December 2006. The main objective of the AMMA campaign was the study of the dynamical and physical processes that control the WAM at different space and time scales (e.g. Redelsperger et al. 2006).

Atmospheric circulation in the Sahelian area is discussed in several papers (Hastenrath 1985; Sultan and Janicot 2003; Slingo et al. 2008; Nicholson 2013, among others). Briefly, the WAM is associated with the northward progression of the intertropical front (ITF) that separates the monsoon flow (warm and moist), which comes southwesterly from the Gulf of Guinea, and the Harmattan (hot, dry) which comes northeasterly from the Sahara. The interface between the two air masses is located below 9 km of altitudes (about 300 hPa in terms of pressure). The northward progression of the ITF and the ITCZ (Intertropical Convergence Zone) bring important precipitation. The ITF displacement starts slowly on mid-April and continues northward until mid-August. Then, monsoon retreat takes place end of August till October. In Addition, the diurnal variations of humidity in the Sahelian area are strongly affected by the nocturnal low level jet, or NLLJ (Lothon et al. 2008; Louf et al. 2014).

The MWRP is described in detail by Solheim et al. (1998) and Ware et al. (2003). Briefly, it measures the brightness temperature of the atmosphere at twelve frequencies, five in the K -band (22-30 GHz), on the upper wing of the 22 GHz water vapor absorption line and seven others in the V -band (51-59 GHz), on the lower wing of the 60 GHz oxygen absorption line. The radiometer is also equipped of *in situ* sensors for ground-level measurements of temperature, water vapor, and pressure. Radiances are inverted using statistical algorithms that permit to retrieve, up to 10 km, vertical profiles of water vapor content (M_v), pressure (p), and temperature (T) (Liljegren et al. 2005, among others). According to the ARM

documentation (www.arm.gov/instruments/mwrp), vertical resolution of MRWP is 100 m in the first 1 km and 250 m from 1 km up to 10 km of height agl, leading to a vertical profile composed of 47 data values, including the data of temperature, water vapor, and pressure at ground level given by the *in situ* sensors. Measurements were performed every 14 seconds approximately, which gave about 6 000 measurements each day. Uncertainties on M_v and T measurements are respectively $0.5 - 1 \text{ g m}^{-3}$ and $1 - 2 \text{ K}$ below an height of 2 km. These uncertainties reach respectively $0.01 - 0.05 \text{ g m}^{-3}$ and $3 - 4 \text{ K}$ at 10 km of height. Integrated water vapor uncertainty is $0.5 - 0.7 \text{ g cm}^{-2}$ for the total column (10 km). In the presence of rain and liquid water on the radiometer, measurements are less accurate and/or are degraded (Ware et al. 2003). Consequently, the corresponding profiles were not taken into account (8% of the total data). Once these data removed, a five minutes running average has been applied, on the whole dataset, in order to smooth noisy data fluctuations.

Radar data are those of the MIT (Massachusetts Institute of Technology) C -band Doppler radar located at the Diori Hamani airport in Niamey. They have been collected from 24 June 2006 to 27 September 2006. This radar has two modes of operation (Rickenbach et al. 2009): a volumic scanning with a maximum range of 150 km (pulse repetition frequency, $\text{prf} = 950 \text{ Hz}$), and a survey scanning mode with a single elevation angle of 0.7° , a bin spacing of 125 m, and a maximum range of 250 km for a $\text{prf} = 250 \text{ Hz}$. Data were collected with a time resolution of ten minutes. Measurements procedure is the followings: a long range survey scan was performed at one elevation, and then was followed by a volume scan composed of 15 elevation angles. In this paper, the survey scan has been used because of its maximum range of 250 km.

b. Refractivity index

The index of refraction n of the atmosphere is documented in several papers (e.g. Bean and Dutton 1968; Fabry et al. 1997; Steiner and Smith 2002; Atkinson and Zhu 2006; Mesnard and Sauvageot 2010; Chang and Lin 2011). Close to the ground, $1.000250 < n < 1.000400$. That is why, it is preferred to work with the refractivity, a scaled index, which can be approximated for microwave frequencies [$1 < f$ (GHz) < 100] as:

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 \approx \frac{77.6p}{T} + \frac{3.73 \cdot 10^5 e}{T^2} \quad (1)$$

where p is in hPa, T in K, and e is the partial pressure of water vapor (in hPa).

Radar beam curvature depends on the vertical gradient of N that is dN/dz — where z is the height agl (above ground level) in km and dN/dz is in km^{-1} — (e.g. Bean and Dutton 1968; Pratte et al. 1995). If $dN/dz > 0$, radar beams are bended upward; this is subrefraction. If $dN/dz < 0$, three modes of microwave propagation can be distinguished: (1) normal refraction for $0 > dN/dz > -79$, (2) superrefraction if $-79 > dN/dz > -157$, and (3) ducting (or trapping) for $dN/dz < -157$. Subrefraction, superrefraction and ducting are AP. They mainly occur in the first hundred meters above the ground where strongest water vapor gradients are usually observed. Ducting is the most severe case of AP. In this case, the lowest troposphere acts like a waveguide so that ground echoes can be measured far from the horizon. Only radar rays launched with an angle inferior to 1° are trapped, which means that only the lowest elevation scans are affected.

The influence of the different parameters of Eq. 1 on the refractivity vertical gradient has been discussed in the literature, notably by Bean and Dutton (1968). This vertical gradient

is:

$$\frac{dN}{dz} = \frac{77.6}{T} \frac{dp}{dz} - \frac{77.6p}{T^2} \frac{dT}{dz} + \frac{3.73 \times 10^5}{T^2} \frac{de}{dz} - \frac{7.46 \times 10^5 e}{T^3} \frac{dT}{dz}. \quad (2)$$

Thus, dN/dz depends on the pressure, temperature, and water vapor vertical gradients. The fourth term on the right of Eq. 2, proportional to T^{-3} , is negligible. The first term, proportional to T^{-1} and to dp/dz , is almost constant in the shallow, low level, horizontal layer concerned by AP. Refractivity vertical gradient in the AP layer is thus mainly dependent on the second and third term on the right side of Eq. 2, i.e. on the water vapor pressure and temperature vertical gradient. High negative values of dN/dz (i.e. favorable to AP) are reached in the presence of strong negative values of de/dz and strong positive values of dT/dz (temperature inversion) such as those observed above the ground during the clear night.

3. Seasonal and diurnal cycles of the refractivity gradient

Recently, Louf et al. (2014) have performed an extensive study of the water vapour seasonal and diurnal variations at Niamey, from the same data set of MWRP that the one used in the present study. Two seasonal periods have been considered: the dry season, from end of October to end of April, when the northeasterly Harmattan is flowing at low tropospheric level, and the wet season, from end of April to end of October, which is associated with the southwesterly monsoon flux. In particular, Louf et al. (2014) have shown that a water vapor diurnal cycle exists during the whole year, for the first 5 – 6 km of the troposphere. Since

refractivity gradient is partly controlled by the water vapor gradient, seasonal and diurnal cycles of refractivity gradient are expected.

a. Seasonal cycle

Figure 2 displays the evolution, during the whole year 2006, of the tropospheric water vapor content M_v (g m^{-3}) (Fig. 2a), the refractivity vertical gradient dN/dz (km^{-1}) (Fig. 2b), the integrated water vapor content IWV (g cm^{-2}) (Fig. 2c), the vertical gradient of water vapor pressure de/dz (hPa km^{-1}) (Fig. 2d), the vertical gradient of temperature dT/dz (K km^{-1}) (Fig. 2e), and the temperature (Fig. 2f). On Fig. 2b, the modes of propagation are represented with different colors: yellow for subrefraction, blue for normal refraction, green for superrefraction, and red for ducting. Clearly (Fig. 2b), APs only concern the first kilometer of the troposphere, and are dominated by the superrefraction regime. Ducting is often present, especially in March, April, and from August to the end of December. Subrefraction is quite rare, mainly observed in January and February. Normal refraction occurs otherwise. Not surprisingly, the refractivity vertical gradient presents a seasonal variation strongly correlated with the water vapor seasonal variations, i.e. two well-defined seasons (wet season between end of April and end of October and dry season the rest of the year). APs mainly occur close to ground (below 300 m agl) all over the year, except during the monsoon (mid June to October) where superrefraction is encountered up to an height of 1 km agl. The dN/dz seasonal variation is also correlated with the vertical gradients of water vapor pressure and temperature (Figs. 2d and 2e respectively). During the dry season, because there is few water vapor in the troposphere, the water vapor gradient is close to 0 hPa km^{-1}

and shows a low vertical variability. On the contrary, the temperature vertical gradient is important (30 K km^{-1} below 200 m agl) and shows a strong vertical variability. The opposite behavior is observed during the wet season, for de/dz , important vertical extensions and low values of de/dz (-40 hPa km^{-1}).

b. Diurnal cycle of temperature and water vapor gradient

Figure 3 displays the March and October averaged diurnal cycle of the temperature vertical gradient and of the water vapor pressure vertical gradient. Clearly, a diurnal cycle of dT/dz and de/dz appears. The strongest variations are found close to ground. The dT/dz variations are more important by night in March with ($|dT/dz_{\text{max}}| \approx 45 \text{ K km}^{-1}$) than in October ($|dT/dz_{\text{max}}| \approx 20 \text{ K km}^{-1}$). It is the opposite for the water vapor vertical gradient, with $|de/dz_{\text{max}}| \approx 10 \text{ hPa km}^{-1}$ in March (Fig. 3Mar.b) and $|de/dz_{\text{max}}| \approx 40 \text{ hPa km}^{-1}$ in October. As shown in the previous Section, the water vapor and the temperature vertical gradient are the main contributor to the refractivity gradient. Because of this well-defined diurnal cycle of dT/dz and de/dz , we expect to see a well-defined diurnal cycle of the dN/dz .

c. Diurnal cycle of the refractivity gradient

The time series and the monthly averaged diurnal cycle of the refractivity gradient are represented on Fig. 4. These variations concern only the first 600 – 700 m agl of the troposphere. A regular cycle of refractivity gradient with an approximate one-day period is visible for the whole year. During the dry season (Fig. 4 Jan, Feb, Mar, Apr, Nov, Dec), the APs are below 400 m agl and consist mainly superrefraction despite of some frequent

occurrences of ducting all along the year. Some conditions of subrefraction are also present but very rarely (Fig. 4Jan, Feb, Apr, and Dec). During the wet season, from May to October (Fig. 4 May, Jun, Jul, Aug, Sep, Oct), the refractivity gradient cycle occupies the troposphere up to 600 m agl. The temporal series exhibit less regularity for the altitude extent of the AP. Superrefraction is again the dominant mode of AP.

The monthly averaged diurnal cycle of the refractivity gradient is quite simple. During the dry season, superrefraction is present by night, from about 20:00 – 22:00 UTC to 8:00 UTC. For January and February (Fig. 4Jan.2 and Feb.2) it concerns only the vicinity of ground ($z < 100$ m agl). For the other months (Fig. 4 Mar.2, Apr.2, Nov.2, and Dec.2), the superrefraction regime is encountered till 200 m agl, by night, but for a shorter duration. The normal refraction is the mode of microwave propagation daytime and by night-time in absence of superrefraction. Further, from January to August, it is striking to observe a progressive extension, both in time and vertically, of the superrefraction regime over the normal refraction (Fig. 4 Jan.2 to Aug.2). In August (Fig. 4Aug.2), superrefraction is encountered until 400 m agl and its presence decreases with height: this AP is present for the whole day for $z \leq 100$ m agl and only by night from 23:00 UTC to 6:00 UTC at $300 < z(\text{m}) < 400$ agl. Superrefraction decreases seriously from September to December (Fig. 4 Sep.2 to Dec.2). An interesting point is that ducting is the dominant AP by night (20:00 – 22:00 UTC to 6:00 – 7:00 UTC) in October and November for $z < 100$ m agl (Fig. 4Oct.2 and Nov.2).

The presence of ducting at the end of the wet season and a large part of the dry one is in agreement with the results of Basha et al. (2013) who studied the AP conditions through GPS radiosonde over the tropical area of Gadanki (India). This region has a meteorological

annual cycle similar to that of Niamey, i.e. an alternation of a dry season and a wet one.

4. Statistics of propagation regimes

Figure 5 shows the probability of propagation regimes for the whole year, both day and night, for $z < 100$ m and $100 < z$ (m) < 200 . Microwaves always anomaly propagates nighttime, whether by superrefraction or by ducting (Fig. 5a). Ducting becomes dominant in October and November. Normal refraction is much less probable and subrefraction never occurs. By day, superrefraction dominates normal refraction only during the monsoon, i.e. July and August (Fig. 5c). Subrefraction occurs in January.

For $100 < z$ (m) < 200 , the normal refraction and the superrefraction one are always competing. By night, the second one dominates the first one from June to December (Fig 5c), while by day the normal refraction is always dominating (Fig. 5d). Ducting is quite rare except in October and November by night.

The statistical distribution of the four propagation regimes can also be computed using the probability density functions (pdf) of the refractivity gradient. The pdf theory is well-known and will not be recalled herein (see Forbes et al. 2010). In order to limit the number of figures, only four representative months are shown on Fig. 6.

Pdfs of refractivity gradient are found well fitted by the lognormal distribution. The lognormal function is commonly used for characterizing the distribution of atmospheric quantities, e.g. rain cell size (Mesnard and Sauvageot 2003), rain-rate (Sauvageot 1994), precipitable water (Foster et al. 2006), water vapour (Jeannin et al. 2008; Iassamen et al. 2009). It is observed that the refractivity gradient can be at minimum around -550 km^{-1} ,

while it can reach a maximum around 150 km^{-1} . In order to support these negative values, the refractivity gradient distribution is shifted by an offset $s = 1000$, so that the parameter of interest is $x = dN/dz + s$. Thus, the general expression of the lognormal function is, with $y = \ln(x)$ (Forbes et al. 2010):

$$f(x; \mu, \sigma) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{y - \mu}{\sigma} \right)^2 \right] \quad (3)$$

where the mean μ and variance σ^2 of y are defined through the expected value and the standard deviation of x (μ_x and σ_x respectively):

$$\mu = \ln \left\{ \mu_x \left[1 + \left(\frac{\sigma_x}{\mu_x} \right)^2 \right]^{1/2} \right\} \quad \text{and} \quad \sigma^2 = \ln \left[1 + \left(\frac{\sigma_x}{\mu_x} \right)^2 \right] \quad (4)$$

Figure 6 represents the pdfs of dN/dz below 200 m agl for March, June, August and October, night-time and daytime. Notable differences are seen between night (Fig. 6a, c, e, and g) and day (Fig. 6b, d, f, and h). By night, the pdfs confirm that the superrefraction regime ($-157 < dN/dz < -79$) is the dominant AP. Ducting displays a wide probability of occurrence all the time.

By day, the normal refraction regime dominates in March (Fig. 6b), but the propagation regime progressively shifts towards a superrefraction regime until August (Fig. 6d, and f). Ducting is rarer except in August. In October, the pdfs are more extended and indicate that, by night, the dominant propagation regime is ducting (Fig. 6g). By day, in October, microwaves propagate through the normal refraction regime (Fig. 6h). Note that the subrefraction AP is never observed significantly, except by day in March and October

In addition, the pdfs seem to be monomodal and quite well fitted by the lognormal

distributions (green line in Fig. 6), except night-time in August due to the departure from monomodality.

The mean value (μ_x) and the standard deviation (σ_x) are displayed on Figures 7 and 8 respectively. For the first parameter, the same behavior holds on for the whole year, both day and night: μ_x is the lowest at ground, increases rapidly up to 200 m agl and, still more slowly above until 800 m agl where it reaches a constant value (between $-30 < \mu_x < -20$). The second parameter (Fig. 8) decreases from ground level up to 200 m agl and then slowly moves towards zero. This indicates that the pdfs are wider at ground and shrink rapidly with height. It also shows that the pdfs are more largely spread at night-time than during daytime (Fig. 8a and b).

To sum up, by day, normal refraction is dominant most of the time during the dry season and superrefraction and ducting are significant during the wet season. By night, superrefraction is dominant most of the time with a wide probability of occurrence of ducting during the dry season and the end of the wet season.

5. Spatial distribution of AP

Figure 9a displays a PPI (Plan Position Indicator) presentation of averaged radar reflectivity factor of the AP. Average (i.e. arithmetic mean) was calculated in $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ but expressed in dBZ on Fig. 9a. An echo is herein an object that has a reflectivity but no Doppler velocity. The average was calculated from all AP echoes observed at the time sampling step of 10 min over the available radar dataset from 1 July to 31 August 2006, i.e. during the monsoon period. The echoes due to precipitation and the permanent echoes (i.e.

due to ground targets in straight line of sight from the radar) have been removed. Fig. 9b shows height variations of the ground over of the area covered by Fig. 9a. Such variations sketch the topography and orography of this area, that is the features of the ground able to generate AP echoes.

The comparison between the averaged radar reflectivity of AP echoes (Fig. 9a) with the topography of the observed area (Fig. 9b), show similarities, for example the ancient river bed of the Dallol Bosso (nowadays dry) along the north-south direction at about 80 km East to the radar on Fig. 9a,b, and the hills North to the radar position. It can be seen that ground features having a direction perpendicular to that of the radar beam at the location of the observation, are detected in better conditions than that having a direction close to that of the radar beam. As an example, the bed of the Niger river crossing Fig. 9b along a diameter oriented from North-East to South-East disappears on Fig. 9a, but the segment of the Dallol Bosso perpendicular to the radial East of the radar is clearly seen on Fig. 9a. A similar comparison has been performed by Mesnard and Sauvageot (2010) from a coastal site of South-West of France. However, in the present case of a Sahelian area, the correlation between the AP distribution and the short scale topography is strongly blurred in some part of the observed area. In the South-West quadrant, some radar beam directions are devoid of echoes; this is due to beam blocking by some obstacles located close to the radar (the radar was set at ground). In some part of the PPI (Fig. 9a) some areas, of indefinite shape, are also devoid of echoes while echoes are present at shorter and farther distances; see for example in the azimuth 45° , between 200 and 250 km, or at the location of Dallol Bosso river bed. The reason is that the ground inside these areas is not seen by the ducted radar beam because located in the shadow (ie. behind) of higher orographic structures. Another possible

cause of AP distribution blurring is the range folding, i.e. the echoes coming from ground targets located beyond the maximum unambiguous distance of the radar (i.e. the interpulse distance) in the case of long distance ducting. This cause is assumed to be present in the East and South-East sectors of Fig. 9a. However it is not easy to demonstrate the reality of the thing because the range folding strongly modify the shape of folded structures (range folding preserves the radial dimensions but strongly diminish the lateral ones). Last, ducting condition of propagation are not necessarily isotropically distributed around the radar. It is, of course, the same for the corresponding AP distributions. Radar PPI-animations show that very clearly. The result is to increase the heterogeneity inside the PPI of averaged AP such as Fig. 9a.

6. Conclusion

This study aimed to document the occurrence and space and time distribution of the anomalous propagation (AP) of microwaves in a continental area, by using both a radiometric profiler and a C -band radar. A one year record of radiometric profiling and a three months record of radar measurements have been analyzed in order to assess the likelihood of anomalous propagations over the Sahelian area of Niamey.

The annual cycle of the refractivity vertical gradient and its relation with the vertical gradient of water vapor and temperature are discussed. The temporal series of the diurnal cycles and the monthly averaged diurnal cycles of refractivity and propagation regimes for the whole year 2006 are shown. It has been found that the anomalous propagations occur the whole year, and are notably common in the driest conditions, especially night-time. The

AP concerns only the low troposphere, i.e. below 600 m agl during the wet season and below 200 m agl during the dry season. Superrefraction is the dominant mode of AP by night. It progressively extends, both in time and vertically, from January to August, and then decreases the rest of the year. Ducting is the dominant nocturnal AP regime in October and November, but is present all along the year. Subrefraction is present only at the beginning of the year, during the dry season, when the water vapor gradient shows low variability but the temperature gradient shows a strong variability with a positive gradient during the night and a negative one during the day. Statistics of propagation regimes are presented on the form of probability density functions of the refractivity gradient. It is found that pdfs fit well a monomodal distribution (almost a lognormal function), which is more largely spread nighttime than daytime. The superrefraction regime is the most probable mode of microwave propagation. The reproducibility of the seasonal and diurnal cycles of the refractivity enable a microwave propagation forecast.

Acknowledgements

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, the United Kingdom, the United States, and Africa. We want to give special thanks to the cooperation of the U.S. Department of Energy as part of the Atmospheric Radiation Measurement Program for operating the microwave radiometric profiler in Niamey and providing freely the data. We also want to thank the Massachusetts Institute of Technology for providing data of the *C*-band radar installed in Niamey during AMMA.

REFERENCES

- Atkinson, B. W. and M. Zhu, 2006: Coastal effects on radar propagation in atmospheric ducting conditions. *Meteorol. Appl.*, **13**, 53–62, doi:10.1017/S1350482705001970.
- Basha, G., M. Venkat Ratnam, G. Manjula, and A. V. Chandra Sekhar, 2013: Anomalous propagation conditions observed over a tropical station using high-resolution gps radiosonde observations. *Radio Sci.*, **48** (1), 42–49, doi:10.1002/rds.20012.
- Bean, B. R. and E. J. Dutton, 1968: *Radio meteorology*. Dover Publications New York.
- Bech, J., A. Sairouni, B. Codina, J. Lorente, and B. B., 2000: Coastal effects on radar propagation in atmospheric ducting conditions. *Phys. Chem. Earth Part B Hydrol. Oceans Atmosphere*, **25**, 829–832, doi:10.1016/S1464-1909(00)00110-6.
- Brooks, I. M., A. K. Goroch, and D. P. Rogers, 1999: Observations of strong surface radar ducts over the persian gulf. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 12931310, doi:10.1175/1520-0450(1999)038<1293:OOSRD>2.0.CO;2.
- Chang, P.-L. and P.-F. Lin, 2011: Radar anomalous propagation associated with foehn winds induced by typhoon krosa (2007). *J. Appl. Meteor.*, **50**, 15271542, doi:10.1175/2011JAMC2619.1.
- Ding, J., J. Fei, X. Huang, X. Cheng, and X. Hu, 2013: Observational occurrence of tropical cyclone ducts from gps dropsonde data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52** (5), 1221–1236, doi:10.1175/JAMC-D-11-0256.1.

- Fabry, F., C. Frush, I. Zawadzki, and A. Kilambi, 1997: On the extraction of near-surface index of refraction using radar phase measurements from ground targets. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **14** (4), 978–987, doi:10.1175/1520-0426(1997)014<0978:OTEONS>2.0.CO;2.
- Forbes, C., M. Evans, N. Hastings, and B. Peacock, 2010: *Statistical Distributions*. Wiley.
- Foster, J., M. Bevis, and W. Raymond, 2006: Precipitable water and the lognormal distribution. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **111** (D15102), doi:10.1029/2005JD006731.
- Haack, T., C. Wang, S. Garrett, A. Glazer, J. Mailhot, and R. Marshall, 2010: Mesoscale modeling of boundary layer refractivity and atmospheric ducting. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49** (12), 2437–2457, doi:10.1175/2010JAMC2415.1.
- Hastenrath, S., 1985: *Climate and circulation of the tropics*. D. Reidel Publishing Company, 455 pp.
- Iassamen, A., H. Sauvageot, N. Jeannin, and S. Ameur, 2009: Distribution of Tropospheric Water Vapor in Clear and Cloudy Conditions from Microwave Radiometric Profiling. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 600–615.
- Jeannin, N., L. Feral, H. Sauvageot, and L. Castanet, 2008: Statistical Distribution of Integrated Liquid Water and Water Vapor Content From Meteorological Reanalysis. *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, **56** (10), 3350–3355, doi:10.1109/TAP.2008.929509.
- Kaissassou, S., A. Lenouo, C. Tchawoua, P. Lopez, and T. Gaye, 2014: Climatology of radar anomalous propagation over west africa. *8th European Conf. on radar in Meteorology and Hydrology*, 8.

- Liljegren, J., S. Boukabara, K. Cady-Pereira, and S. Clough, 2005: The Effect of the Half-Width of the 22-GHz Water Vapor Line on Retrievals of Temperature and Water Vapor Profiles With a 12-Channel Microwave Radiometer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **43**, 1102–1108.
- Lopez, P., 2009: A 5-yr 40-km-resolution global climatology of superrefraction for ground-based weather radars. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 89–110, doi:10.1175/2008JAMC1961.1.
- Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou, and B. Campistron, 2008: Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3477–3500.
- Louf, V., O. Pujol, H. Sauvageot, and J. Riedi, 2014: Seasonal and Diurnal Water Vapour Distribution in the Sahelian Area from Microwave Radiometric Profiler Observations. *Submitted to Q. J. Royal Meteor. Soc.*
- Mesnard, F. and H. Sauvageot, 2003: Structural characteristics of rain fields. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **108 (4835)**, doi:10.1029/2002JD002808.
- Mesnard, F. and H. Sauvageot, 2010: Climatology of anomalous propagation radar echoes in a coastal area. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49 (11)**, 2285–2300, doi:10.1175/2010JAMC2440.1.
- Nicholson, S. E., 2013: The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *ISRN Meteorology*, **2013 (453521)**, 32, doi:10.1155/2013/453521.

- Ozturk, S., T.-Y. Yu, L. Ding, R. D. Palmer, and N. A. Gasperoni, 2014: Application of Compressive Sensing to Refractivity Retrieval Using Networked Weather Radars. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **52** (5), 2799–2809, doi:10.1109/TGRS.2013.2266277.
- Pratte, F., R. Keeler, R. Gagnon, and D. Sirmans, 1995: Clutter processing during anomalous propagation conditions. *Conference on Radar Meteorology*, 27th, Vail, CO, 139–141.
- Redelsperger, J.-L., C. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. Parker, and J. Polcher, 2006: African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1739–1746.
- Rickenbach, T., N. ieto Ferreira, N. Guy, and E. Williams, 2009: Radar-observed squall line propagation and the diurnal cycle of convection in niamey, niger, during the 2006 african monsoon and multidisciplinary analyses intensive observing period. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **114** (D3), 1984–2012.
- Sauvageot, H., 1994: The probability density function of rain-rate and the estimation of rainfall by area integrals. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1255–1262.
- Slingo, A., et al., 2008: Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: Meteorology and thermodynamic variables. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **113** (D00E01), doi:10.1029/2008JD009909.
- Solheim, F., J. Godwin, E. Westwater, Y. Han, S. Keihm, K. Marsh, and R. Ware, 1998: Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liquid water using various inversion methods. *Radio Sci.*, **33**, 393–404.

- Steiner, M. and J. A. Smith, 2002: Use of three-dimensional reflectivity structure for automated detection and removal of nonprecipitating echoes in radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19** (5), 673–686.
- Sultan, B. and S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The preonset and onset of the summer monsoon. *J. Climate*, **16**, 3407–3427.
- Ulaby, F., A. Aslam, and M. Dobson, 1982: Effects of vegetation cover on the radar sensitivity to soil moisture. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **GE-20** (4), 476–481, doi:10.1109/TGRS.1982.350413.
- Ware, R., R. Carpenter, J. Güldner, J. Liljegren, T. Nehr Korn, F. Solheim, and F. Vandenberghe, 2003: A multichannel radiometric profiler of temperature, humidity, and cloud liquid. *Radio Sci.*, **38** (4).

List of Figures

- 1 Topography of West Africa with the location of Niamey (Niger), and the approximative position of the ITCZ in January and July. 25
- 2 Temporal series in Niamey (Niger) in 2006 of (a) water vapour content M_v and (b) refractivity vertical gradient dN/dz , (c) integrated water vapour content IWV , (d) water pressure vertical gradient de/dz , (e) temperature vertical gradient dT/dz , and (f) temperature T . Vertical dashed-lines represent month separation. 26
- 3 March and October averaged diurnal cycle of the temperature vertical gradient (Mar.a and Oct.a) and of the water vapor pressure vertical gradient (Mar.b and Oct.b) in Niamey in 2006. 27
- 4 Temporal series of dN/dz (Jan.1, Feb.1, Mar.1), and monthly averaged diurnal cycle of dN/dz (Jan.2, Feb.2, Mar.2) for (Jan) January, (Feb) February, and (Mar) March 2006. 28
- 5 Probability of ducting, superrefraction, normal refraction, and subrefraction, for the whole year 2006; (a,b) during the night, (c,d) during the day. (a,c) At ground, and (b,d) for $100 < z \text{ (m)} < 200$. 32
- 6 Pdfs of the refractivity gradient for (a,b) March, (c,d) June, (e,f) August, and (g,h) October. (a,c,e,g) are the nighth-time pdfs, and (b,d,f,h) the daytime one. The green line is the shifted lognormal fitting. The y -axis is scaled by a factor $\times 1000$. 33

7	Variation of the mean value (μ_x) of the refractivity gradient pdf with respect to height in March, June, August, and October, for (a) Day, and (b) Night.	34
8	Variation of the standard deviation (σ_x) of the refractivity gradient pdf with respect to height in March, June, August, and October, for (a) Day, and (b) Night.	35
9	(a) Distribution of the mean radar reflectivity factor of APs averaged over July and August. (b) Variation of the topography in Niamey area with a horizontal resolution of about 900 m. Range markers are put every 50 km.	36

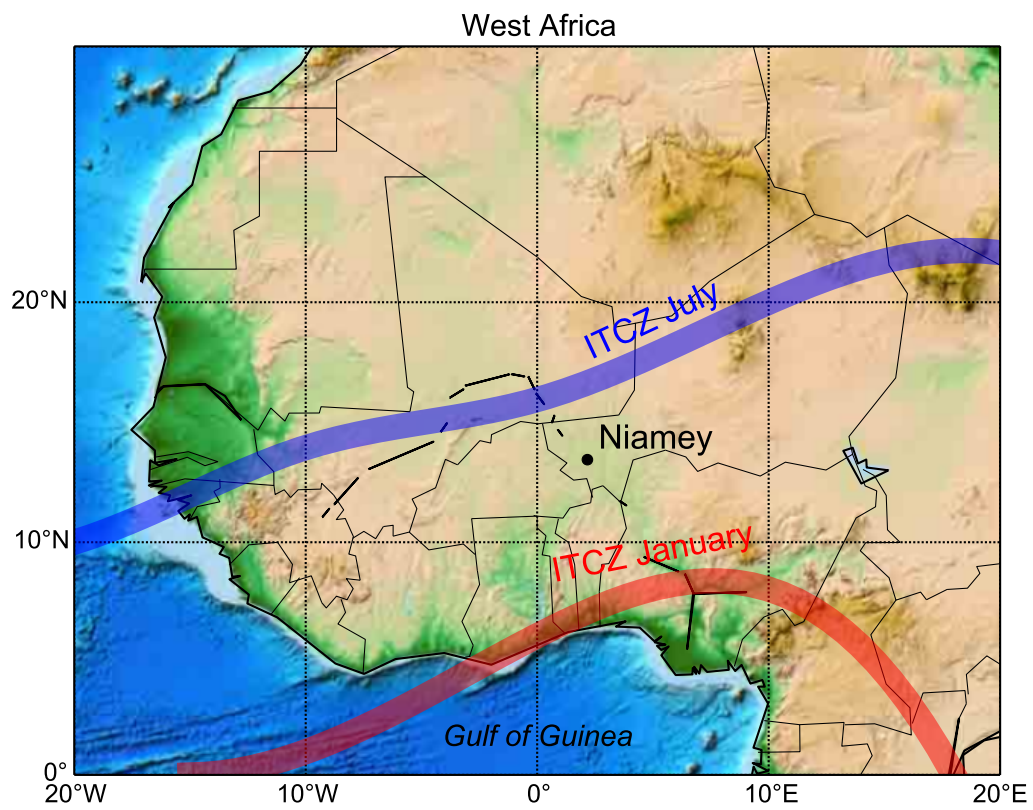


Figure 1: Topography of West Africa with the location of Niamey (Niger), and the approximate position of the ITCZ in January and July.

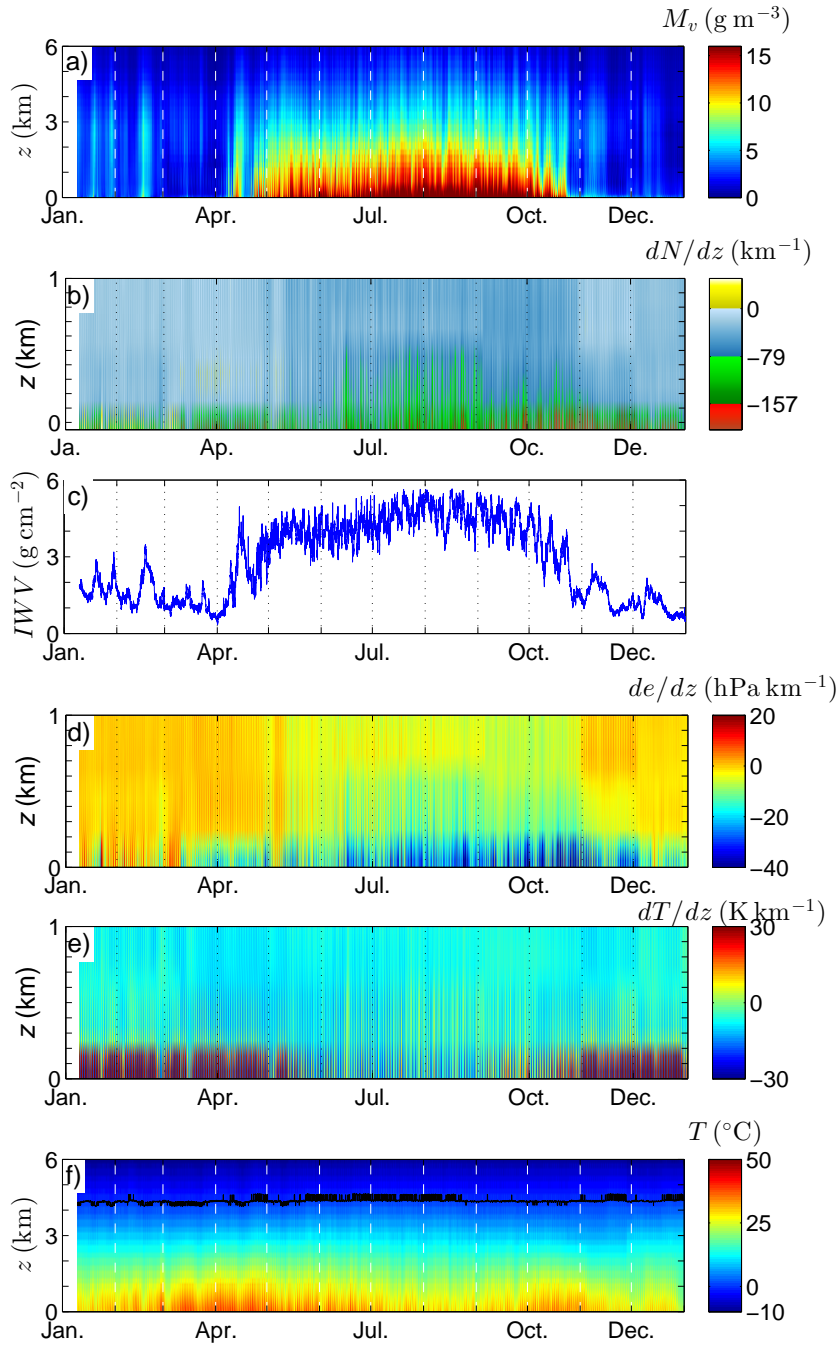


Figure 2: Temporal series in Niamey (Niger) in 2006 of (a) water vapour content M_v and (b) refractivity vertical gradient dN/dz , (c) integrated water vapour content IWV , (d) water pressure vertical gradient de/dz , (e) temperature vertical gradient dT/dz , and (f) temperature T . Vertical dashed-lines represent month separation.

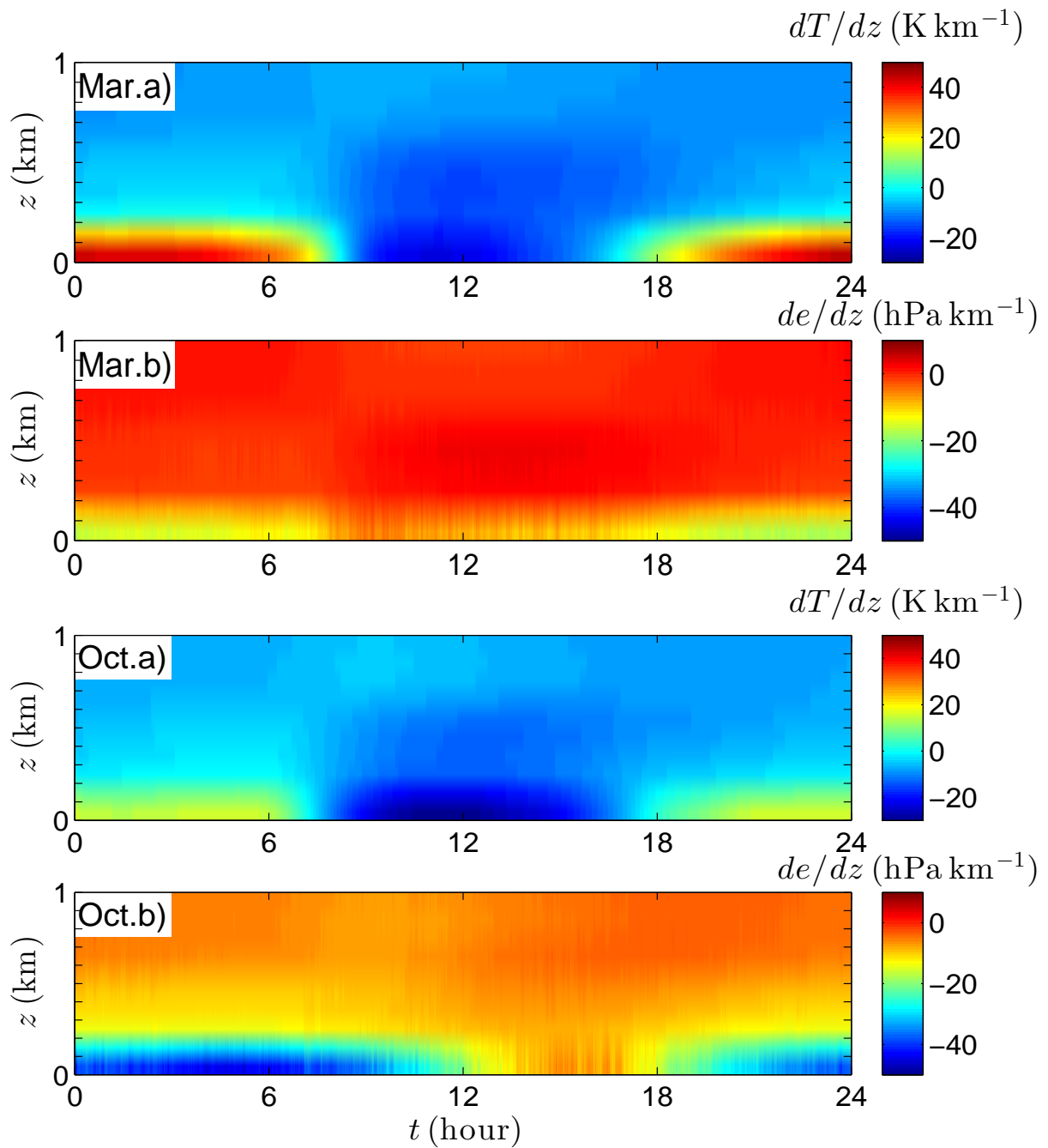


Figure 3: March and October averaged diurnal cycle of the temperature vertical gradient (Mar.a and Oct.a) and of the water vapor pressure vertical gradient (Mar.b and Oct.b) in Niamey in 2006.

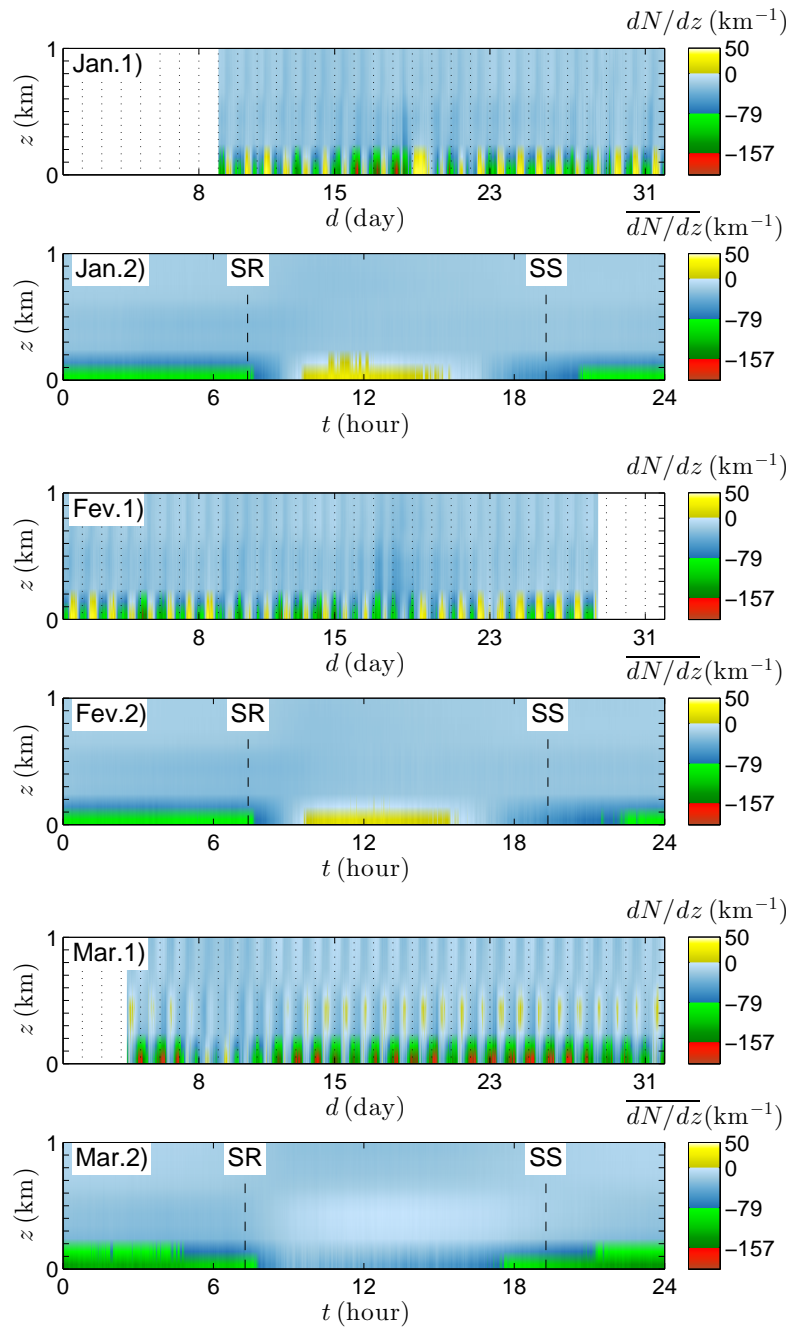


Figure 4: Temporal series of dN/dz (Jan.1, Feb.1, Mar.1), and monthly averaged diurnal cycle of dN/dz (Jan.2, Feb.2, Mar.2) for (Jan) January, (Feb) February, and (Mar) March 2006.

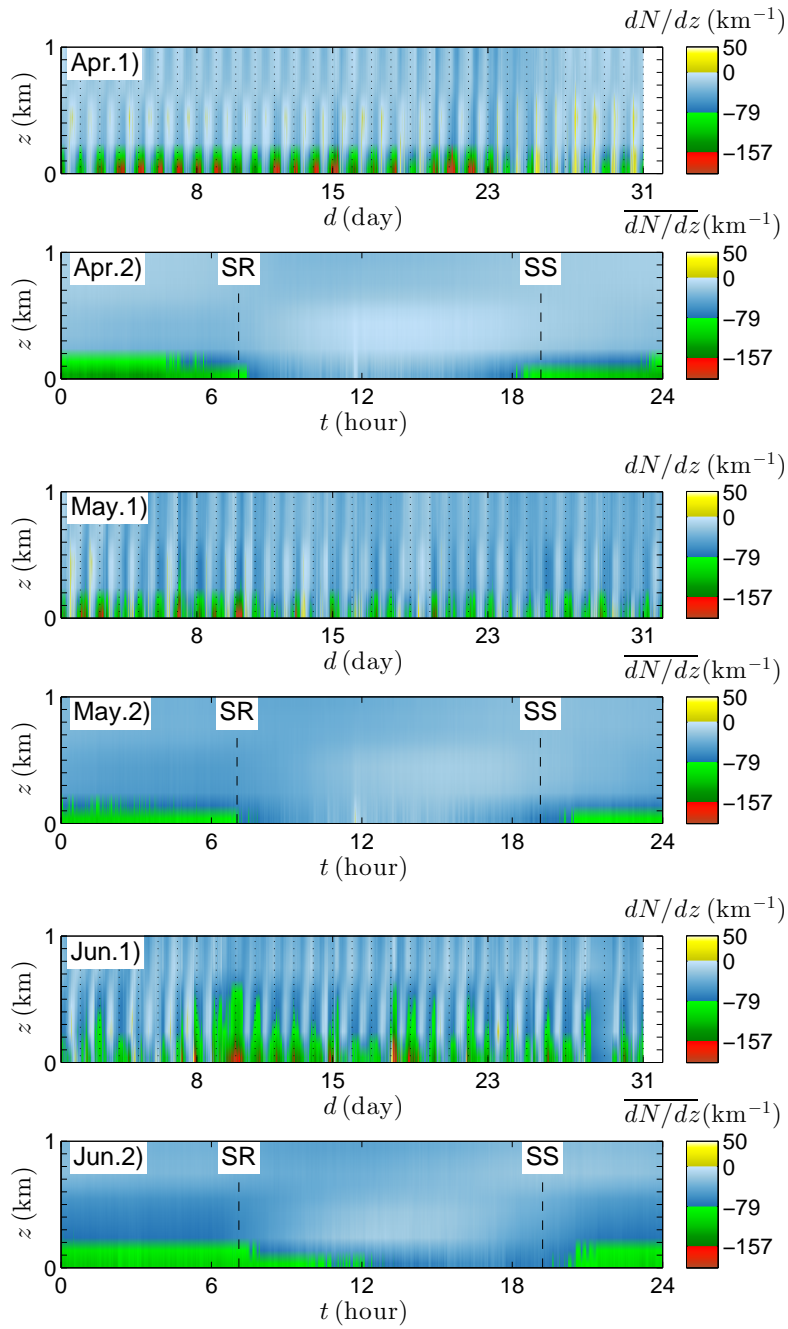


Figure 4 (continued): Temporal series of dN/dz (Apr.1, May.1, Jun.1), and monthly averaged diurnal cycle of dN/dz (Apr.2, May.2, Jun.2) for (Apr) April, May, and (Jun) June 2006.

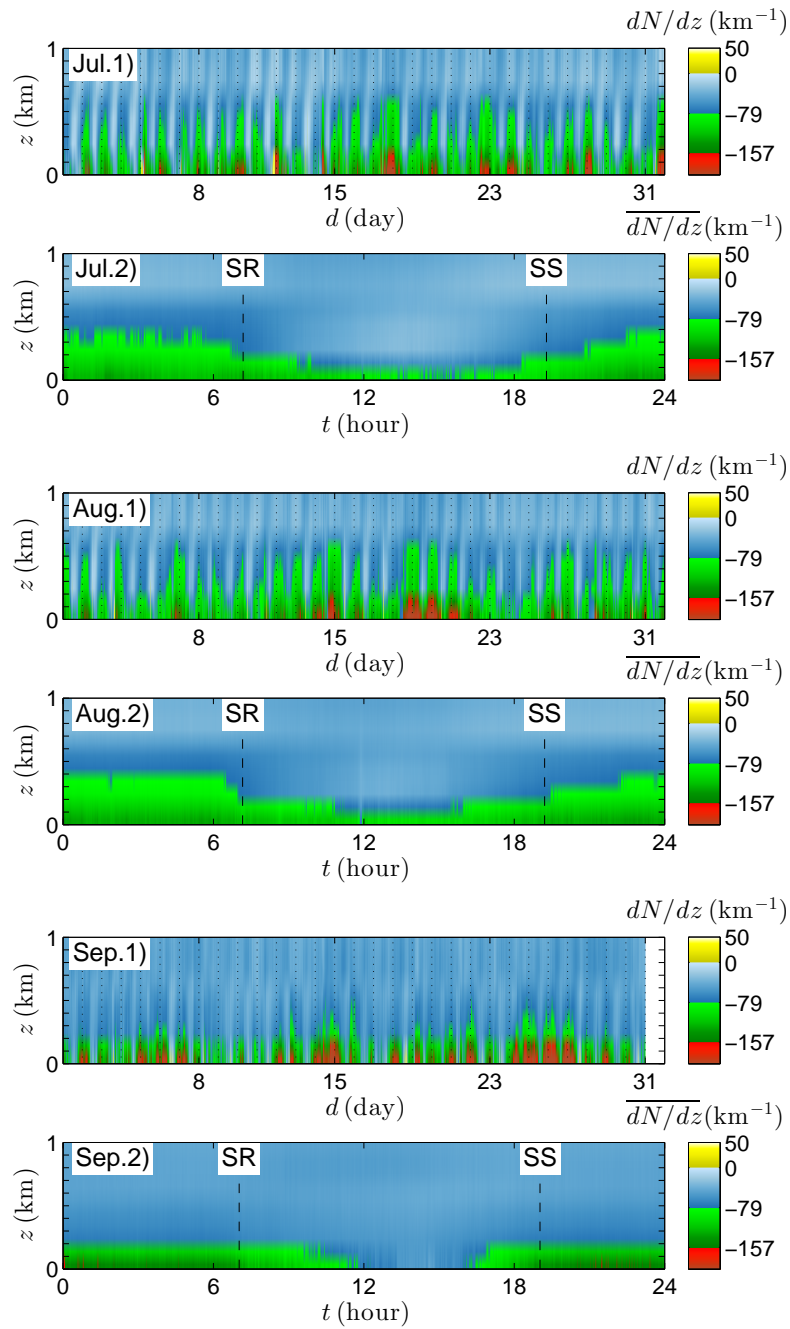


Figure 4 (continued): Temporal series of dN/dz (Jul.1, Aug.1, Sep.1), and monthly averaged diurnal cycle of dN/dz (Jul.2, Aug.2, Sep.2) for (Jul) July, (Aug) August, and (Sep) September 2006.

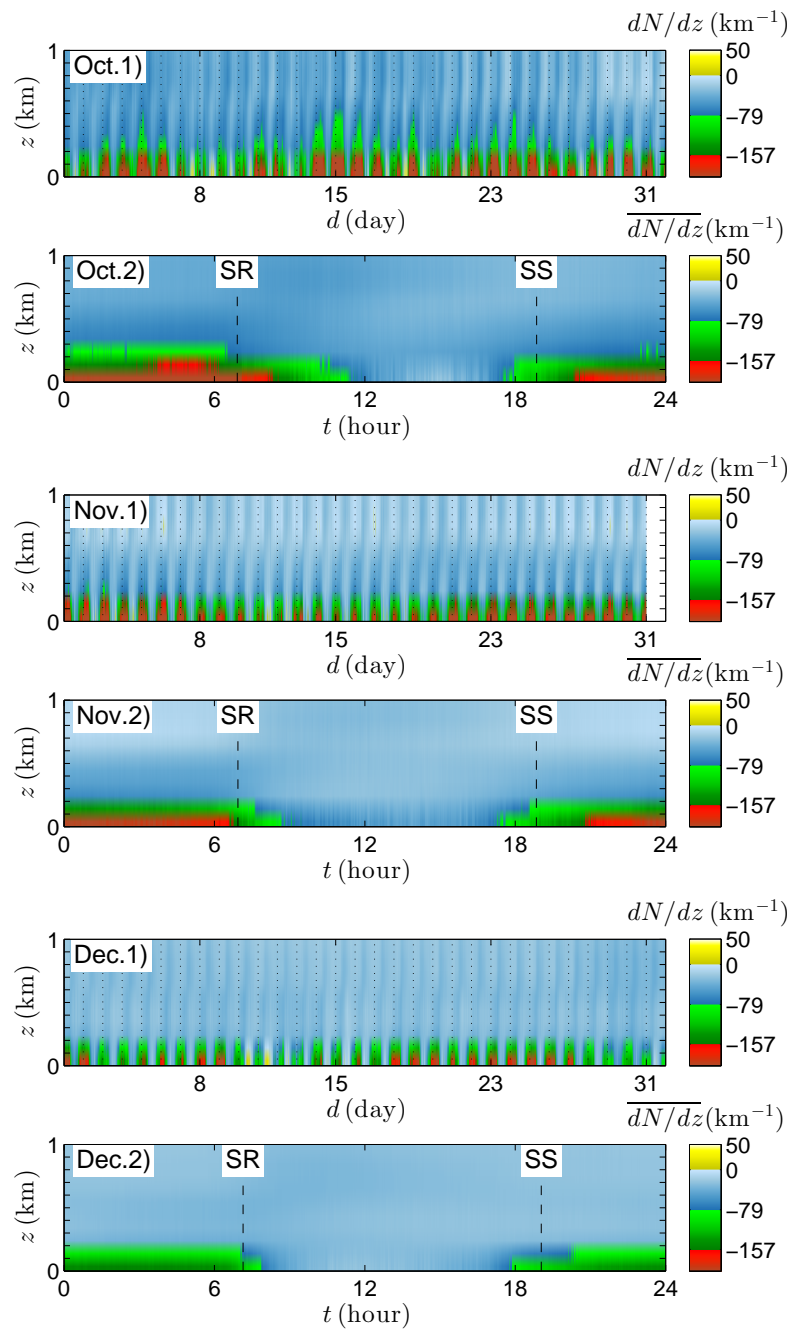


Figure 4 (continued): Temporal series of dN/dz (Oct.1, Nov.1, Dec.1), and monthly averaged diurnal cycle of dN/dz (Oct.2, Nov.2, Dec.2) for (Oct) October, (Nov) November, and (Dec) December 2006.

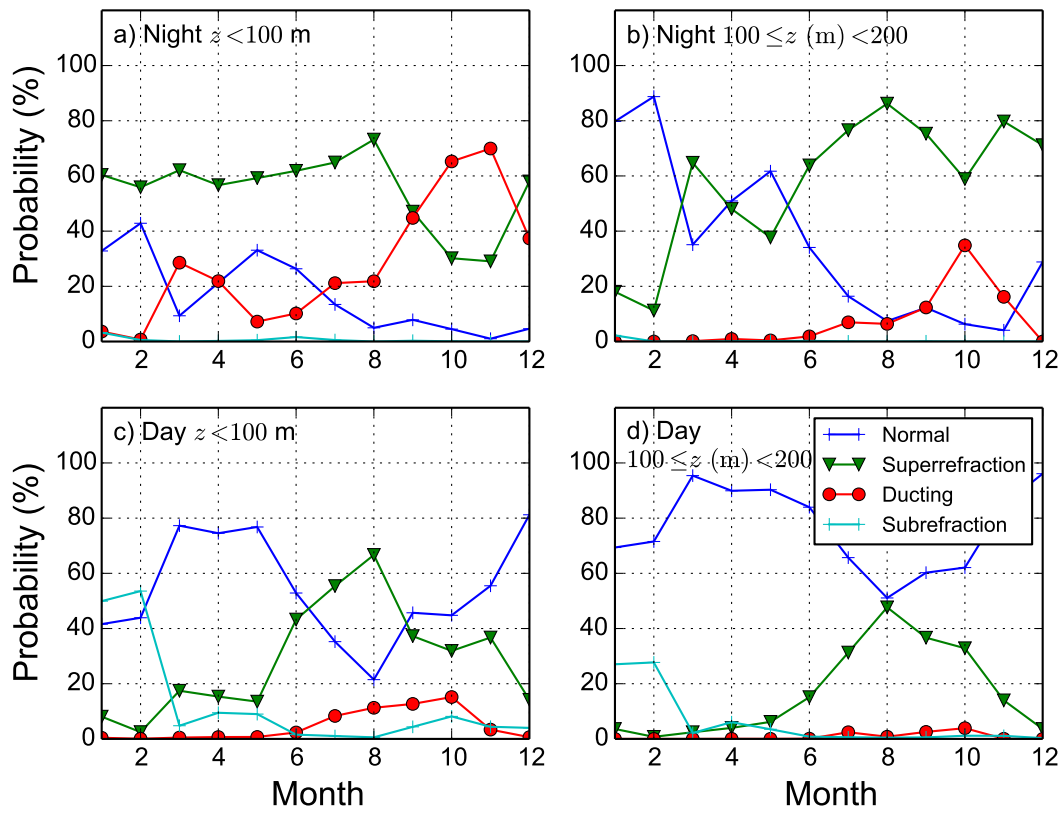


Figure 5: Probability of ducting, superrefraction, normal refraction, and subrefraction, for the whole year 2006; (a,b) during the night, (c,d) during the day. (a,c) At ground, and (b,d) for $100 < z < 200$.

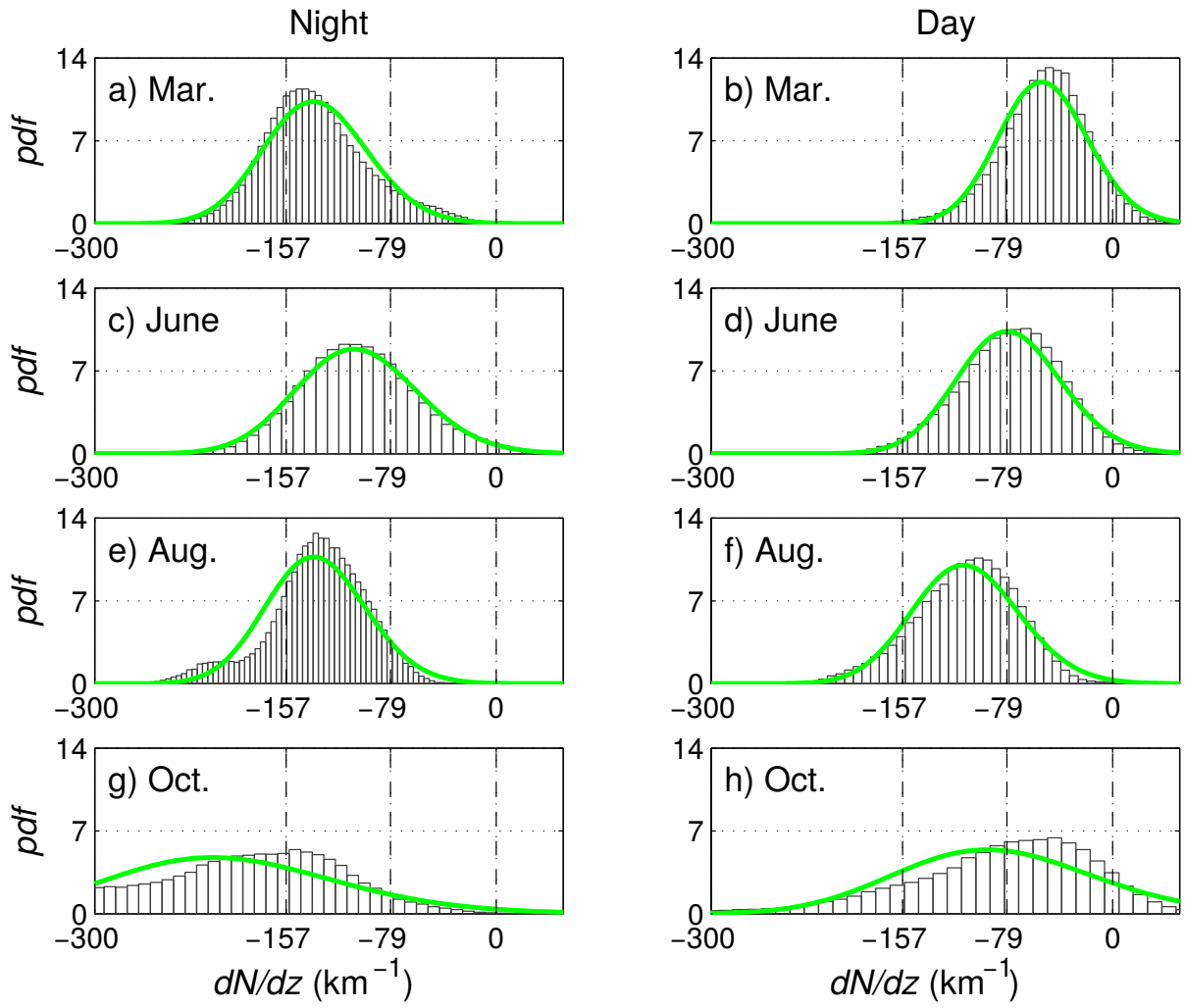


Figure 6: Pdfs of the refractivity gradient for (a,b) March, (c,d) June, (e,f) August, and (g,h) October. (a,c,e,g) are the night-time pdfs, and (b,d,f,h) the daytime one. The green line is the shifted lognormal fitting. The y -axis is scaled by a factor $\times 1000$.

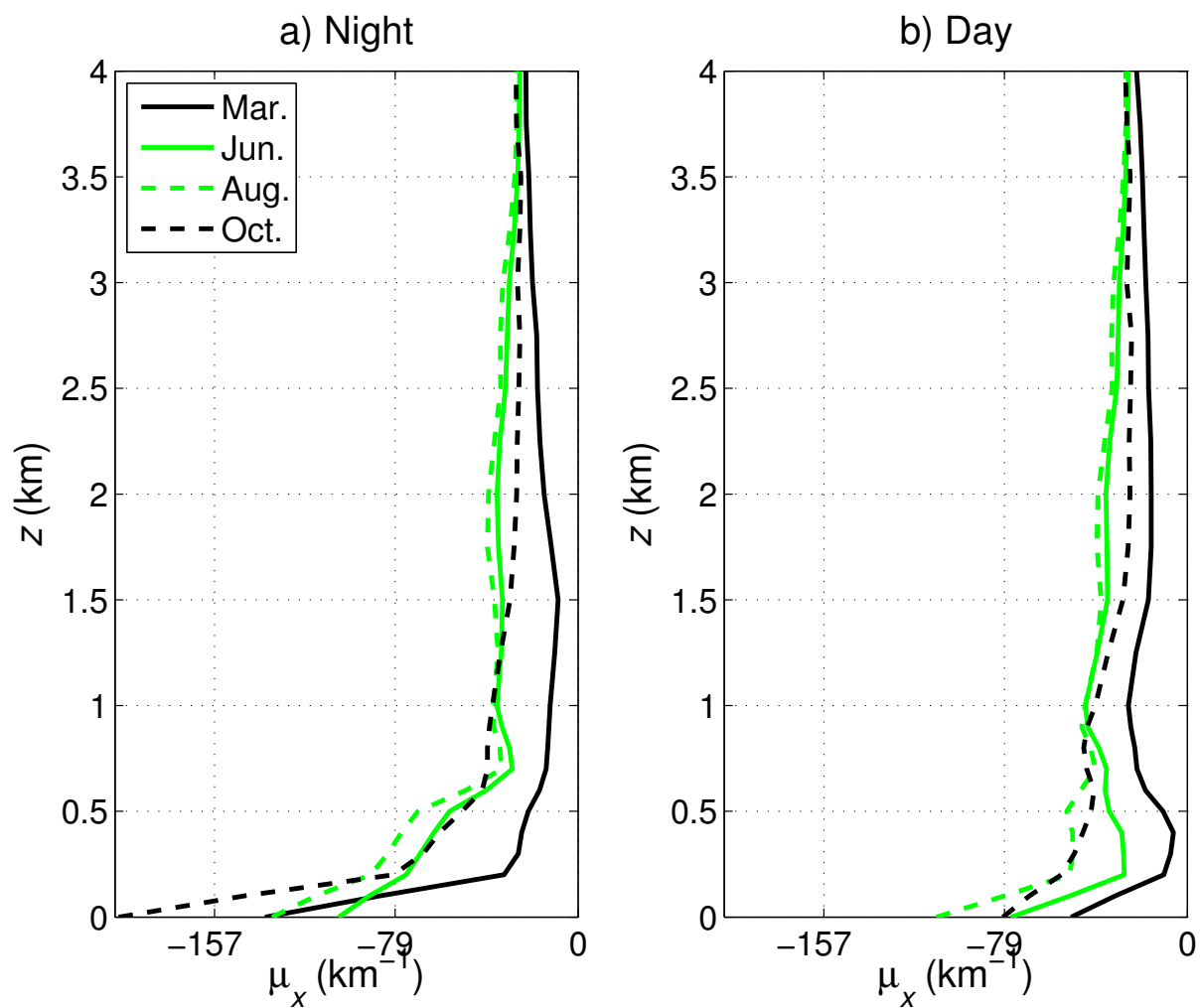


Figure 7: Variation of the mean value (μ_x) of the refractivity gradient pdf with respect to height in March, June, August, and October, for (a) Day, and (b) Night.

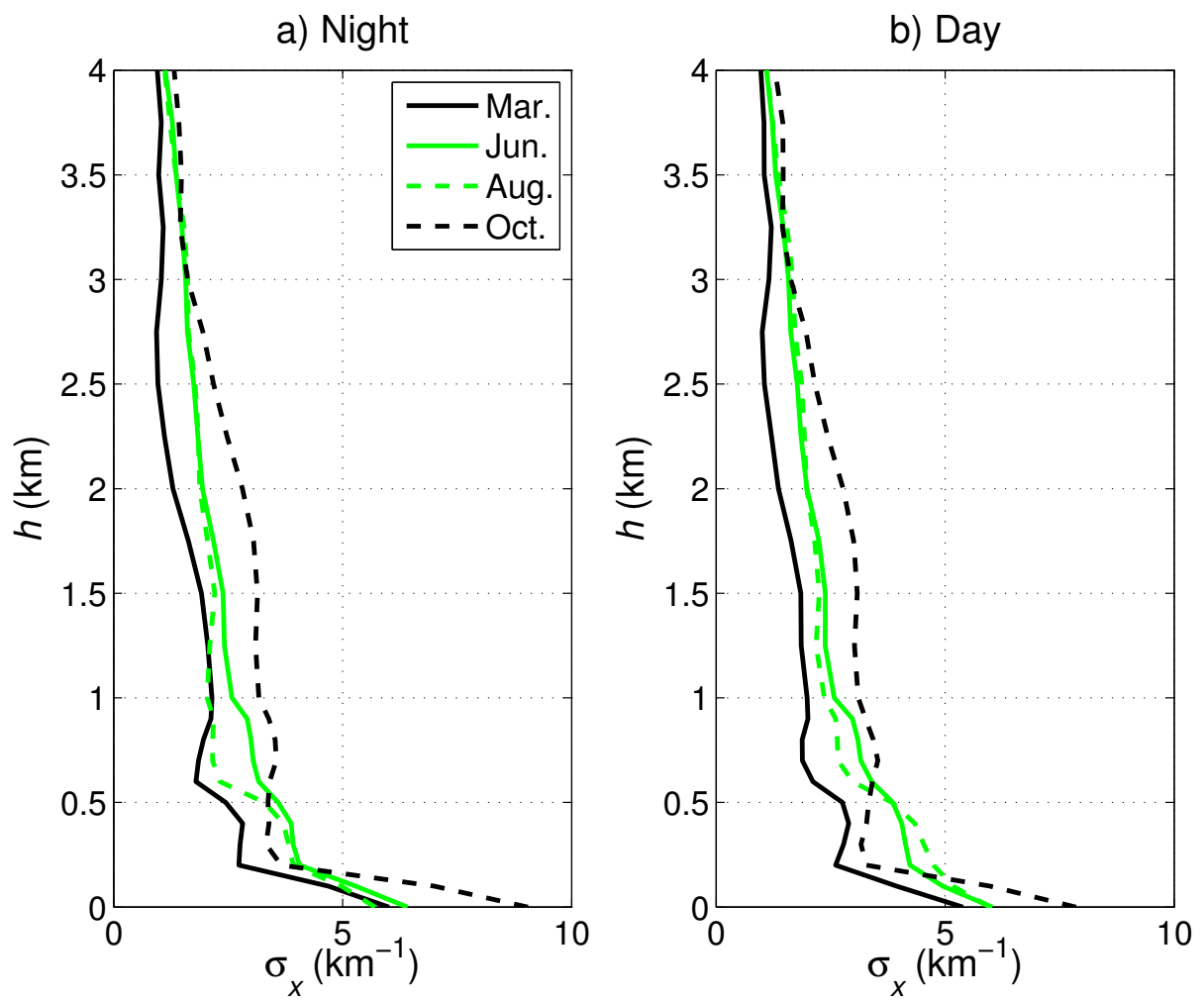


Figure 8: Variation of the standard deviation (σ_x) of the refractivity gradient pdf with respect to height in March, June, August, and October, for (a) Day, and (b) Night.

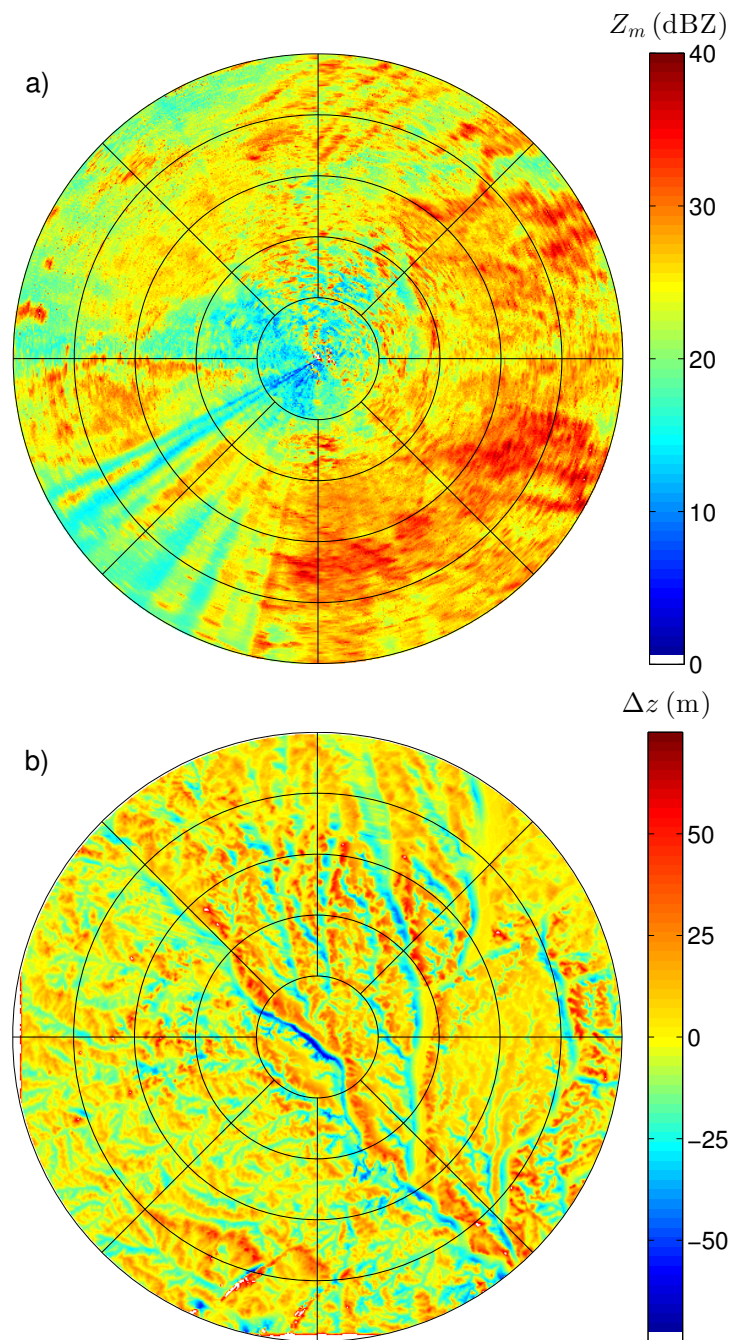


Figure 9: (a) Distribution of the mean radar reflectivity factor of APs averaged over July and August. (b) Variation of the topography in Niamey area with a horizontal resolution of about 900 m. Range markers are put every 50 km.

Chapitre 7

Discussion et conclusion

Dans cette thèse, nous avons étudié l'eau atmosphérique sous toutes ses formes (vapeur, nuage et précipitation). L'eau atmosphérique agit sur l'ensemble de la société que ce soit sur le plan scientifique ou dans la vie quotidienne, comme par exemple, l'agriculture, l'économie, les télécommunications ou encore la sécurité aérienne ; et nous sommes tous concernés, plus ou moins directement. Il est donc important de documenter l'eau atmosphérique aussi précisément que possible. Parmi les instruments disponibles pour cela, nous considérons dans cette thèse les instruments micro-ondes actifs (radars) et passifs (radiomètres). Soulignons au passage que les micro-ondes présentent l'avantage de pénétrer les systèmes précipitants.

7.1 Conclusion

Dans une première partie, nous avons étudié de l'eau liquide et solide atmosphérique, à travers les précipitations intenses des systèmes convectifs. Nous y avons abordé le thème de la sécurité aérienne ; les précipitations de ces systèmes, et en particulier la grêle, représentent un danger réel pour les avions. Nous nous sommes ainsi posés la question de l'optimisation des caractéristiques des radars aéroportés. Nous avons comparé des champs de réflectivité dans différentes bandes de fréquences. La question du choix du meilleur couple (f, θ_{3dB}) pour l'estimation du risque météorologique a été discutée. Ces paramètres de fonctionnement du radar ont une importance capitale sur la qualité de la mesure. Les simulations montrent clairement que les champs de réflectivité radar se dégradent quand la fréquence augmente, essentiellement en raison de l'atténuation des micro-ondes et d'une mauvaise résolution due à une ou-

verture, $\theta_{3\text{dB}}$, trop importante. Avec un faisceau trop large, deux cellules météorologiques convectives proches ne peuvent plus être séparées par le radar. Les fréquences $f > 15\text{GHz}$, permettent une bonne résolution angulaire, mais l'atténuation micro-onde est trop forte et le signal sérieusement dégradé. Ces fréquences doivent donc être évitées pour l'application à la sécurité aérienne. Les simulations montrent que la bande S est la meilleure car elle n'est pas atténuée (ou très faiblement), mais elle souffre d'une basse résolution angulaire avec un faible diamètre d'antenne ; la bande X est pénalisée par l'atténuation — sa résolution angulaire est néanmoins meilleure que celle de la bande S — ; et la bande C est un bon compromis entre l'absence d'atténuation de la bande S et une bonne résolution angulaire associée à un diamètre d'antenne raisonnable. Nous avons aussi étudié la faisabilité de la technique bilongueur d'onde pour la détection radar. Nous avons trouvé que les meilleurs résultats concernant la détection de la grêle étaient obtenus quand le ratio bilongueur d'onde était utilisé en combinaison avec la mesure du facteur de réflectivité radar aux longueurs d'ondes les plus grandes. Il apparaît que les couples de fréquences S–X et C–X donnent les meilleurs résultats pour la détection de la grêle. Dans le contexte de l'aviation civil, C–X permet toutefois de minimiser la taille de l'antenne. C'est la première fois que la technique multilongueur d'onde est proposée pour l'utilisation avec les radars aéroportés à destination de la sécurité aérienne.

En utilisant les observations faites par un profileur radiométrique micro-onde (MWRP), collectées par le programme ARM dans le cadre de la campagne AMMA pendant toute l'année 2006, les distributions saisonnières et diurnes de la vapeur d'eau ont été étudiées pour la zone sahélienne. Le site d'observation était localisé à Niamey (Sud-Ouest du Niger), une zone semi-désertique. Le Sahel est une zone particulièrement intéressante pour l'étude du cycle saisonnier et diurne à cause de la circulation atmosphérique caractéristique de cette zone. On observe l'alternance d'un courant d'air sec en provenance du Nord-Est, de la fin octobre jusque mi-avril (la saison sèche), et d'un courant humide de mousson en provenance du Sud-Ouest, de la fin avril jusqu'à la fin octobre (la saison humide), et aussi de la présence d'un courant nocturne de bas-niveau (le NLLJ) quasiment toute l'année. Les données de vapeur d'eau collectées par le MWRP ont été effectuées avec une haute résolution temporelle (14 s). Des radiosondages ont aussi été effectués sur le site de Niamey, permettant une comparaison des profils de MWRP avec des données *in situ*.

Les séries temporelles annuelles du contenu en vapeur d'eau M_v et des profils de températures, observées par le MWRP, montrent une segmentation de l'année entre une saison sèche et une saison humide. Les cycles diurnes de

la température et de la stabilité convective dans la couche limite atmosphérique ont des formes similaires pour les deux saisons, pour $z < 5$ km, l'évolution diurne habituelle de la couche limite atmosphérique, c'est-à-dire un minimum 1 ou 2 heures avant le levé du Soleil et un maximum autour du couché du Soleil.

Dans la seconde partie de cette thèse, nous avons étudié la structure fine de la distribution de la vapeur d'eau, un des gaz atmosphérique les plus important. La vapeur d'eau est un des moteurs essentiels de l'atmosphère par son intervention dans le cycle hydrologique terrestre. En tant que source d'absorption et de diffusion des micro-ondes, elle a deux impacts : d'une part l'absorption, qui reste faible mais non négligeable et d'autre part la modification de l'indice de réfraction de l'air atmosphérique. À travers ces différents contextes, il apparaît nécessaire d'avoir une connaissance aussi complète que possible de la distribution de vapeur d'eau dans la troposphère. En posant comme prérequis de cette étude une résolution temporelle fine associée à des profils verticaux de vapeur d'eau aussi détaillés que possibles, le radiomètre micro-onde nous a paru le meilleur choix. Les séries temporelles des profils du contenu en vapeur d'eau pour toute l'année sont présentées. Nous montrons que le cycle diurne existe pendant toute l'année, c'est-à-dire pendant les saison sèches et humides. Ce cycle est observé pour les premiers 5 à 6 km de la troposphère car, comme le montre les mesures radiométriques, M_v décroît rapidement avec l'altitude. Pendant la saison sèche, nous trouvons que la distribution verticale de la vapeur d'eau est organisée en deux couches, nommées, ici, la basse couche (ou *Lower Layer* – LL) et la couche supérieure (ou *Upper Layer* – UL), séparées par un "niveau de transition" localisé entre 0.6 et 1.4 km de hauteur. Des cycles diurnes sont clairement observés à la fois dans la LL et la UL. Le cycle diurne de la LL présente des contenus en vapeur d'eau plus faible la nuit, à cause des NLLJ sec provenant du Nord-Est, que le jour. L'inverse est observé pour la UL. Les séries temporelles du contenu intégré verticalement en vapeur d'eau (*IWV*), intégré séparément entre la LL et la UL, donnent des courbes ayant une forme sinusoïdale avec une périodicité de un jour est un décalage temporelle d'une demi journée entre les courbes. De ce fait, le contenu intégré en vapeur pour toute la colonne troposphérique est plat, à cause de l'addition de deux cycles anti-corrélés. Avec la saison humide, le NLLJ provient cette fois-ci du Sud-Ouest et est humide. Ainsi, le décalage observé entre les deux couches n'est plus présent dans la distribution en vapeur d'eau dans la basse troposphère. Un cycle diurne de la vapeur d'eau est encore une fois clairement observé, notamment au début de la saison, mais estompé par les structures précipitantes de la saison des pluies au Sahel. Des cycles diurnes moyens caractéristiques sont montrés. Pen-

dant la saison sèche, le contenu en vapeur d'eau atmosphérique est faible. Les profils de vapeur d'eau du radiomètre ont été comparé avec des radiosondages effectués à Niamey quatre fois par jour. Les résultats sont satisfaisants mais ils soulignent le fait que l'utilisation du rapport de mélange en vapeur d'eau pour représenter les profils d'humidités moyen réduit la séparation des cycles jour/nuit en comparaison avec la séparation observée en utilisant le contenu en vapeur d'eau. Cela vient du fait que le rapport de mélange dépend de la température qui varie de manière significative entre le jour et la nuit au Sahel.

En dernier lieu, la réalisation d'une climatologie de la vapeur d'eau nous a permis d'aborder l'impact ses variations diurnes et saisonnières afin d'établir une climatologie en Afrique de l'Ouest de l'indice de réfraction de l'air atmosphérique. Nous avons donc documenté l'occurrence et l'étalement spatial des propagations anormales des micro-ondes sur une surface continentale en utilisant à la fois un radiomètre micro-onde et un radar en bande C. C'est la première fois qu'un radiomètre micro-onde est utilisé pour documenter la réflectivité radar au Sahel. Il a été trouvé que les propagations anormales apparaissent toute l'année et sont notablement communes, même dans des conditions arides et particulièrement durant la nuit. Une telle étude qui utilise en synergie un radiomètre micro-onde et un radar pour documenter la propagation des micro-ondes sur des surfaces continentales n'a jamais été faite auparavant à notre connaissance. C'est aussi une démonstration robuste qu'un radiomètre micro-onde peut-être utilisé pour la prévision de la propagation des signaux micro-ondes.

7.2 Prospective

Les travaux effectués dans cette thèse seront poursuivis et approfondis, à la fois en ce qui concerne la simulation numérique et l'analyse de données expérimentales. Ainsi que dit dans notre introduction, les nuages et les aérosols ne sont pas des quantités faciles à mesurer. Un seul instrument n'est jamais suffisant pour déterminer toutes ces quantités. De ce fait, les différents types d'instruments sont capables d'observer de différents aspects de l'atmosphère tels que sa composition chimique, sa dynamique et ses propriétés thermodynamiques (température, humidité, etc.). Nous avons étudié l'eau atmosphérique sous ses trois formes en utilisant deux instruments différents. Notre but est de continuer ces études en utilisant et en comparant les mesures des instruments mesurant les mêmes quantités mais de manière différentes. Ainsi nous espérons que la sy-

nergie instrumentale nous permettra de décrire les quantités atmosphériques à échelle planétaire avec de bonnes résolutions temporelle et spatiale ainsi que des informations sur le profil vertical de ces quantités.

Alors que les radiomètres micro-ondes ont des avantages importants concernant la résolution temporelle et spatiale, ils ont une limitation : ils ne mesurent qu'au-dessus d'un seul point. Bien que des réseaux de radiomètres micro-ondes se mettent en place (par exemple le réseau ARM); les satellites eux peuvent mesurer sur des larges surfaces à échelle planétaire. Sur ce dernier point, une étude de comparaison des produits vapeur d'eau des radiomètres au sol et des satellites (POLDER, MODIS, AIRS, AMSR-E) est en cours (Fig. 7.1). Cette étude a pour objectif la validation des retraitements du produit vapeur d'eau de POLDER. Elle a aussi pour but d'utiliser en synergie les radiomètres micro-ondes et les instruments satellitaire afin de profiter des avantages des deux types de mesures et de réaliser une climatologie à l'échelle mondiale du cycle diurne de la vapeur d'eau. Pour ce faire, nous utilisons des radiomètres micro-ondes installés par le réseau ARM dans diverses locations (Chine, Allemagne, Alaska, Açores, etc.) ayant des climats différents et de réaliser une convergence entre les instruments au sol et satellitaire. Les profils de vapeur d'eau sont difficiles à obtenir depuis les instruments spatiaux, car la vapeur d'eau est majoritairement concentrée dans les deux premiers kilomètres de la troposphère, là où les imprécisions de mesure des satellites sont les plus importantes. Grâce aux radiomètres nous cherchons à améliorer la mesure satellitaire de la quantité de vapeur d'eau. Nous tenons aussi à nous impliquer dans le projet VEGA (porté par O. Bock) qui a pour but l'analyse de la vapeur d'eau à échelle globale.

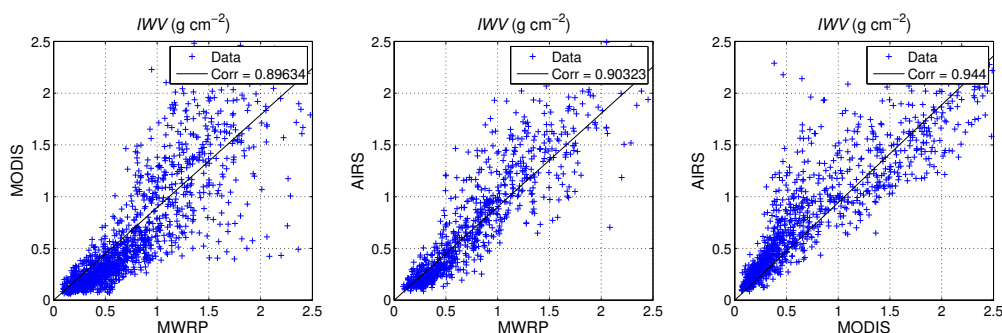


FIGURE 7.1 – Comparaison du contenu intégré en vapeur d'eau entre le radiomètre micro-onde profileur au sol (MWRP) et les satellites MODIS et AIRS dans la région de l'Alaska entre 2005 et 2010.

Une autre étude, toujours dans la continuité de ce travail, concerne l'utilisation du simulateur radar construit durant cette thèse. Nous avons pour but de

7. Discussion et conclusion

réaliser des simulations de systèmes précipitant dangereux pour l'aviation civile par radars embarqués sur des plateformes satellitaires, ceci en prévision du lancement prochain de "NEXRAD in space", un radar américain géostationnaire en bande C.

Annexe A

Publication supplémentaire

Les articles présentés dans les chapitres 3 et 4 de cette thèse ont donné lieu à une troisième publication en français dans la revue de *La Météorologie* :

Olivier Pujol, Valentin Louf et Henri Sauvageot : *L'estimation du risque météorologique par les radars embarqués sur les avions commerciaux*, La Météorologie, Vol. 84, Février 2014, pp 29 – 41. Il suit immédiatement cette page.

L'estimation du risque météorologique par les radars embarqués sur les avions commerciaux

Résumé

À tout instant, quelque 5 000 avions de ligne, gros porteurs, sont en vol sur la plupart des régions de la planète. Leur sécurité vis-à-vis des conditions météorologiques, en particulier la présence de systèmes convectifs intenses, fortement turbulents et grêligènes, est assurée par des radars embarqués fonctionnant en bande X (fréquence 10 GHz, longueur d'onde 3,2 cm) avec une résolution spatiale médiocre et dont les micro-ondes sont fortement atténuées par les nuages et les précipitations. Cet article traite des difficultés et des contraintes auxquelles est confronté un pilote, et discute de l'impact des caractéristiques techniques des radars utilisés : comment affectent-elles la restitution des systèmes convectifs et l'estimation du risque météorologique ? On répond ici par la simulation numérique et un algorithme capable de détecter la présence de grêle est présenté. Quelques pistes sont évoquées pour l'avenir.

Abstract

Estimating the meteorological hazard from airborne radars onboard commercial airplanes

About 5000 planes are flying at any time over most of the world's regions. Meteorological security – in presence of intense, highly-turbulent, and hail-generating convective systems – is ensured by means of airborne radars operating in X-band (frequency 10 GHz, wavelength 3.2 cm) with poor spatial resolution and a strong attenuation of the microwaves by clouds and precipitation. This study addresses the difficulties and the constraints that a pilot faces, and discusses the impact of the choice of the technical characteristics of these airborne radars: how do they affect the retrieval of the convective systems and the estimation of the meteorological hazard? Numerical simulations are used and an algorithm for hail detection is presented. Some ideas for the future are presented.

Olivier Pujol¹, Valentin Louf¹, Henri Sauvageot²

- 1 Laboratoire d'optique atmosphérique, Université des sciences et technologies de Lille, Villeneuve d'Ascq
olivier.pujol@univ-lille1.fr
- 2 Laboratoire d'aérodynamique, Observatoire Midi-Pyrénées, Université de Toulouse, Toulouse

Depuis la fin du xx^e siècle, l'avion est le moyen de transport à longue distance le plus utilisé. Pour des raisons personnelles ou professionnelles, on peut parcourir la planète en un temps relativement court, au plus une ou deux journées. Pour s'en convaincre, il suffit de jeter un coup d'œil sur le trafic aérien mondial disponible, en temps réel, sur divers sites internet¹.

On peut trouver sur ces sites pléthore d'informations, comme le nombre de vols commerciaux chaque jour – environ 80 000 – ou le nombre d'avions volant à chaque instant dans le ciel – quelque 5 000 –, mais aussi observer les couloirs aériens. On se rend compte ainsi que la plupart des régions de la planète sont concernées, les concentrations maximales d'avions se trouvant au-dessus de l'Europe, de l'Amérique du Nord et de l'Asie (figure 1). Aussi comprend-on que la sécurité des vols commerciaux soit un thème essentiel, voire prioritaire. Dans cet article, on s'intéresse exclusivement au danger météorologique que constituent les systèmes précipitants lors de la phase de croisière. Si l'on considère un vol long-courrier qui emprunte, par exemple, le couloir aérien reliant l'Amérique du Sud à l'Europe, l'avion aura l'occasion de rencontrer des systèmes précipitants de caractéristiques variées : océaniques d'abord ; continentaux et des latitudes tropicales ensuite le long de la côte ouest de l'Afrique ; des latitudes

moyennes enfin à l'approche de l'Europe. L'accident du vol Air France reliant Rio de Janeiro (Brésil) à Paris, dans la nuit du 31 mai au 1^{er} juin 2009, est un exemple concret qui a rappelé au grand public et aux physiciens de l'atmosphère l'importance de bien comprendre les systèmes précipitants et d'estimer correctement et précisément le risque qu'ils peuvent représenter. L'avion est entré dans un système de mésoéchelle² constitué de cumulonimbus associés à des orages intenses, puis une cascade d'événements a conduit à l'issue que l'on connaît : la perte de l'avion et de la totalité de ses passagers et des membres de l'équipage. Ce genre d'accident, lié à la météorologie, est toutefois relativement rare : dans son rapport annuel de 2012, le Bureau d'enquêtes et d'analyses pour la sécurité de l'aviation civile recense depuis 2007 seulement deux autres accidents de type « Vol en conditions météorologiques défavorables » (BEA, 2012). Le rapport entre le nombre d'accidents dus à la météorologie (3) et le nombre de vols commerciaux (environ

1. Par exemple :

<http://www.planetoscope.com/Avion/109-nombre-de-vols-d-avions-dans-le-monde.html>

2. Terme qui fait référence à des phénomènes atmosphériques dont l'échelle horizontale s'étend, en ordre de grandeur, du kilomètre à plusieurs centaines de kilomètres. Les orages, les lignes de grains et les fronts sont quelques exemples de systèmes de mésoéchelle (Glickman, 2000).

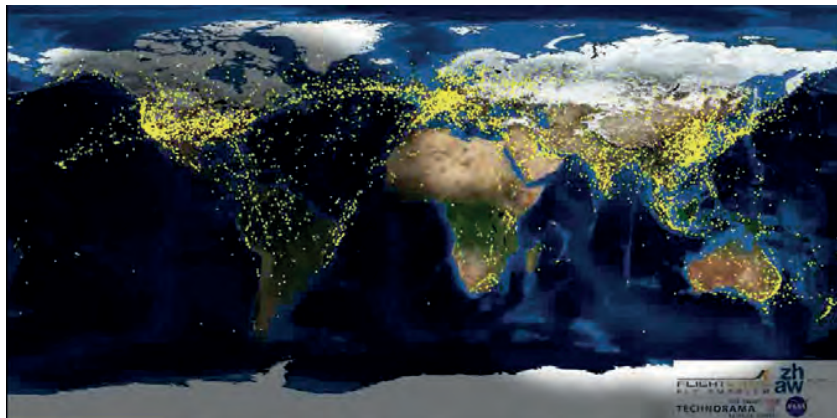


Figure 1. Exemple de l'état du trafic aérien mondial. Chaque point jaune représente un avion. D'après <http://www.planetoscope.com/Avion/109-nombre-de-vols-d-avions-dans-le-monde.html>

150 millions sur cinq ans) est très faible (de l'ordre de 10^{-8}), ce qui permet de fixer les idées quant à la rareté de ces accidents météorologiques. Il reste cependant essentiel de détecter ces dangers.

Dans cet article, on présente tout d'abord brièvement la nature du danger que constituent les systèmes précipitants pour un avion commercial. On s'intéresse ensuite à l'outil radar qui permet à un pilote d'évaluer le risque qu'ils présentent. On présente en particulier les difficultés et les contraintes auxquelles il se trouve confronté. On propose enfin quelques solutions, que nous avons récemment mises au point, pour améliorer la détection du danger météorologique.

Systèmes précipitants

Les systèmes précipitants sont constitués d'hydrométéores³ nuageux (cristaux de glace et gouttelettes) en suspension dans l'atmosphère et d'hydrométéores précipitants (pluie, neige, neige roulée ou grapel, grêle) qui, par définition, peuvent atteindre la surface. Selon la vitesse des courants d'air ascendants, on distingue deux types, non exclusifs, de systèmes précipitants : les stratiformes et les convectifs (Houze, 1997). Pour les premiers, les ascendances sont trop faibles pour maintenir les hydrométéores en altitude ; ces derniers tombent dans le champ de pesanteur terrestre en conférant une structure stratifiée au système précipitant. À température négative, on trouve des cristaux de glace et de la neige sèche ; à température positive, on a de la neige mouillée (ou fondante), sur une épaisseur de 500 mètres au maximum sous l'isotherme 0 °C et, plus bas, de la pluie. Pour les seconds, au contraire, les fortes ascendances –

plusieurs mètres par seconde – qui y règnent portent les hydrométéores en altitude et les y maintiennent suffisamment longtemps pour permettre la formation de précipitations intenses comme la grêle. La stratification du système n'existe donc plus ; ces systèmes sont caractérisés par la présence de tours (ou cellules) convectives pouvant atteindre la tropopause, soit une altitude comprise entre 12 km sous les latitudes moyennes et 18 km sous les tropiques.

Il est important de noter que l'on peut trouver une ou plusieurs tours convectives au sein de systèmes de mésoéchelle. Dans ces derniers, elles baignent dans un fond stratiforme qui s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres. Elles y sont parfois indépendantes, c'est-à-dire sans influence mutuelle si elles sont suffisamment espacées, et à différents stades d'évolution : certaines sont naissantes, d'autres en pleine maturité et, d'autres encore, moribondes. Elles peuvent être organisées comme dans une ligne de grains où elles sont alignées ou, au contraire, disposées de façon désordonnée.

Pour un avion en phase de croisière, qui vole entre 9 et 12 km d'altitude, les tours convectives sont le principal danger météorologique, en raison des fortes ascendances et de la grêle qu'elles peuvent contenir. Cette dernière est un type de précipitation qui présente la particularité d'être localisé et de courte durée. En effet, comme la grêle se développe là où les ascendances sont les plus fortes, elle n'occupe pas une tour convective dans son entièreté – une dizaine de kilomètres de diamètre si on considère un cylindre – et, sur la durée de vie de cette dernière – environ trente minutes –, elle n'est présente que pendant l'état mature de la cellule convective. Signalons, en outre, qu'un grêlon est

une véritable pierre de glace : il est dur, son diamètre peut atteindre plusieurs centimètres et sa masse volumique est au moins de $0,8 \text{ g cm}^{-3}$. Du point de vue cinématique, sa vitesse de chute, par rapport au référentiel terrestre, est supérieure à 5 m s^{-1} (Pruppacher et Klett, 1997). C'est un véritable bombardement que subirait un avion s'il entrait dans une zone de grêle.

Un pilote doit donc localiser précisément les tours convectives dans les systèmes précipitants qui se dressent sur sa route et, de plus, estimer le mieux possible leur intensité afin d'adapter sa trajectoire en conséquence, autrement dit choisir le trajet le moins risqué. Cette tâche n'est pas des plus simples, car un pilote ne jouit pas d'une liberté totale. Ainsi, il ne peut pas se permettre un détour trop grand, notamment parce que l'avion ne transporte qu'un supplément de kérosène limité. En outre, les avions sont conçus pour voler à une altitude déterminée (9–12 km), de sorte qu'un pilote ne peut pas passer au-dessus des tours convectives. Aussi le moindre couloir qui permet à l'avion de traverser, sans trop de risque, un système précipitant doit être identifié puis emprunté. De surcroît, il est indispensable que la détection s'effectue à grande distance, au moins 150 km. En effet, cette distance est parcourue en seulement dix minutes à une vitesse de croisière de 900 km h^{-1} , ce qui est une durée plutôt faible pour planifier le changement de trajectoire d'un avion ; un pilote a donc peu de temps pour la prise de décision. Cette condition de distance est une contrainte forte qui contribue à rendre la détection difficile, comme nous allons le voir.

L'outil radar pour la détection des cellules convectives

La détection des systèmes précipitants s'effectue, de nos jours, à l'aide d'un radar⁴ qui se trouve dans le nez de

3. Terme générique, issu des mots grecs « hudôr » et « meteôra » qui signifient respectivement « eau » et « en haut », pour désigner l'eau (hors vapeur) dans l'atmosphère (Glickman, 2000).

4. Acronyme anglais de radio detection and ranging (détection et localisation par ondes radio). Il s'agit d'un système actif, c'est-à-dire à la fois émetteur et récepteur : il émet des ondes électromagnétiques en direction d'une cible, puis collecte le signal renvoyé par cette dernière.



Figure 2. a. Photographie (http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Airbus_A320-214_Vueling_Airlines_EC-HTD.jpg) d'une antenne radar dans le nez d'un avion commercial. La partie levée est appelée le radôme. b. Photographie (<http://www.radartutorial.eu/15.weather/wx15.fr.html>) d'une antenne à réseau de phase.

l'avion (figure 2a). L'antenne possède un diamètre D_a de quelque 60 cm et émet des micro-ondes à une fréquence f d'environ 10 GHz, soit environ 3,2 cm en termes de longueur d'onde λ (dans le vide)⁵ ; cette fréquence appartient au domaine appelé bande X (cf. encadré 1). Le grand avantage des micro-ondes est qu'elles pénètrent les systèmes précipitants et, par conséquent, permettent de déterminer leur structure et leur contenu. Quelques notions sur la localisation d'une cible par un radar sont données dans l'encadré 2. Quantitativement, on caractérise une précipitation par sa réflectivité qui, comme son nom le suggère, mesure la capacité d'une catégorie d'hydrométéores à renvoyer (rétrodiffuser) les micro-ondes vers le radar (cf. encadré 3).

Précisons que les antennes utilisées sont plates et qu'elles ne sont pas des réflecteurs paraboliques. Elles sont constituées par un ensemble de dipôles électromagnétiques formant une structure périodique (figure 2b) ; on parle d'antennes à réseau de phase (Skolnik, 2008). Ce sont les propriétés du réseau (forme des dipôles radiatifs, pas), l'amplitude et la phase du courant électrique qui les excite qui donnent à l'antenne ses caractéristiques émettrices. En particulier, la commande électronique permet de façonner en forme et direction le faisceau électromagnétique émis et, en outre, de limiter voire supprimer les

5. La longueur d'onde λ est calculée à partir de la fréquence à l'aide de la relation $\lambda = c / f$, où $c \approx 3 \cdot 10^8$ m s⁻¹ est la constante d'Einstein (vitesse de la lumière dans le vide).

1. Les bandes de fréquences utilisées dans la météorologie par radar

Les micro-ondes utilisées appartiennent à des domaines (ou bandes) de fréquences que l'on désigne par une lettre ou deux. Les plus connus, au nombre de six dans la météorologie par radar, sont données dans le tableau ci-dessous avec les ordres de grandeur de la fréquence centrale f et de la longueur d'onde λ (dans le vide) correspondante (Skolnik, 2008).

Bandes de fréquences utilisées dans la météorologie par radar

Bandes	S	C	X	Ku	Ka	W
f (GHz)	3	6	10	15	35	94
λ (cm)	10	5	3	2	0,86	0,32

Les bandes S et C sont surtout utilisées par des radars situés au sol, alors que les quatre autres se rencontrent le plus souvent sur des radars embarqués : la bande X pour l'aéroporté, les bandes Ku, Ka et W pour les satellites. Pour la bande W, citons notamment les radars destinés à l'observation des nuages, comme par exemple le radar satellite Cloudsat. C'est la taille des radars, nécessairement petits, qui, jusqu'à présent, impose de telles fréquences pour les radars embarqués.

2. Quelques notions sur la localisation d'une cible par un 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 (10 à 100 km) et avec une bonne résolution temporelle – la dizaine de minutes – l'évolution d'un système précipitant, dans son entièreté et sans le perturber. Un radar émet périodiquement (période T) des micro-ondes sous forme d'impulsions (ou paquets d'ondes) de durée τ dont la fréquence centrale f est comprise entre 1 et 100 GHz (cf. encadré 1). Lorsqu'une impulsion interagit avec un hydrométéore, une partie de l'onde est renvoyée (rétrodiffusée) en direction du radar alors que l'autre est absorbée ou 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 distance maximale qui peut être atteinte, ou portée, est donnée en posant $\Delta t = T$, car, pour éviter toute ambiguïté, l'impulsion émise doit revenir au radar avant que celui-ci n'émette la suivante. Pour $\Delta t = \tau$, on obtient 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, $\tau \sim 1$ μ s, d'où $\Delta r \sim 150$ m, et $T \sim 1$ ms, d'où une portée de 150 km.

En outre, le rayonnement de l'antenne d'un radar est plus ou moins directif : il se concentre essentiellement en un faisceau appelé lobe principal qui contient 80 % de l'énergie électromagnétique totale. Ce faisceau utile est modélisé par un cône dont l'axe principal est celui de la direction de l'antenne et l'angle au sommet pris, par convention, à mi-puissance du faisceau. En termes logarithmiques, on parle d'ouverture à 3 dB et on introduit l'angle θ_{3dB} , typiquement compris entre 0,1° et 4°. Généralement, le faisceau est dit directif en dessous de 1°, sinon il est qualifié d'ouvert. Cet angle, qui définit ainsi la résolution angulaire du radar, dépend de la longueur d'onde et du diamètre de l'antenne : précisément, $\theta_{3dB} = 70 \lambda/D_a$ (avec λ et D_a dans la même unité).

Ce qui précède permet de définir la cellule (ou volume V_r) 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. Ce volume correspond donc au pixel radar.

3. Réflectivité radar

On mesure la capacité d'un ensemble d'hydrométéores, contenus dans le volume de résolution V_r (cf. encadré 2), à rétrodiffuser les micro-ondes par une quantité appelée réflectivité η . Précisément, un radar mesure la puissance électromagnétique P (ou flux) des ondes rétrodiffusées par chacun des hydrométéores de l'ensemble. Cette puissance dépend des caractéristiques techniques du radar (puissance émise, étalonnage, pertes, etc.), du milieu de propagation entre le radar et la cible, des propriétés physiques de celle-ci (nature des hydrométéores, taille et concentration volumique et de la distance r). L'expression de P est connue sous le nom d'équation de Probert-Jones (1962) ou équation radar ; elle s'écrit : $P = C L^2 \eta / r$, où C est une constante qui regroupe les caractéristiques techniques du radar et L (en m^{-1}) un coefficient qui représente l'atténuation des micro-ondes au cours de la propagation entre le radar et la cible, l'exposant 2 figurant pour l'aller-retour.

La réflectivité η s'exprime en fonction de deux quantités : la section efficace de rétrodiffusion σ (en m^2) d'un hydrométéore, qui traduit sa capacité à renvoyer l'énergie incidente, et la concentration volumique d'hydrométéores, $n(D)dD$, dont le diamètre est compris entre D et $D + dD$; pour un réflecteur non sphérique, il s'agit du diamètre équivalent. Précisément* :

$$\eta = \int \sigma(D) n(D) dD$$

Comme on ne connaît pas la nature des hydrométéores qui rétrodiffusent la micro-onde incidente, on se ramène à une grandeur appelée facteur de réflectivité équivalent, en considérant un ensemble de gouttes d'eau sphériques qui satisfont à l'approximation de Rayleigh (cf. encadré 4) et renvoie vers le radar le même flux P que celui effectivement mesuré.

On a alors $\sigma(D) = (\pi^5/\lambda^4) |K_e|^2 D^6$, où K_e est le facteur de Clausius-Mossotti de l'eau liquide. On en déduit :

$$\eta = (\pi^5/\lambda^4) |K_e|^2 \int D^6 n(D) dD = (\pi^5/\lambda^4) |K_e|^2 Z \quad \text{avec} \quad Z = \int D^6 n(D) dD$$

C'est à cette dernière grandeur (en $mm^6 m^{-3}$) que l'on se réfère, habituellement, lorsqu'on parle de réflectivité ; elle est préférentiellement exprimée en termes logarithmiques en utilisant le décibel que l'on note, en l'occurrence, dBZ afin de rappeler qu'il se rapporte à Z ; autrement dit $Z(\text{dBZ}) = 10 \log(Z/Z_0)$, \log désignant le logarithme décimal et $Z_0 = 1 \text{ mm}^6 m^{-3}$.

Dans le tableau ci-dessous, on donne l'ordre de grandeur de Z (en dBZ), en bande S, pour les différentes catégories d'hydrométéores.

Réflectivité équivalente Z (dBZ) pour les principales catégories d'hydrométéores en bande S

Gouttelettes nuageuses	Cristaux de glace	Pluie	Neige	Neige mouillée	Graupel	Grêle
<< 0	5-10	20-50	20-30	30-50	40-50	40-80

Quant à l'atténuation, elle s'écrit $L = \exp[-\int a(r) dr]$, où $a(r) = \int Q n(D)dD$ est l'atténuation spécifique (en m^{-1}) du volume de résolution centré en r , Q désignant la section efficace d'atténuation (absorption par un hydrométéore et diffusion dans toutes les directions différentes de l'incidente). En décibels, on écrit, en introduisant $L_0 = 1 \text{ m}^{-1}$:

$$10 \log(L/L_0) = -(10 / \ln 10) \int a(r) dr \quad \text{soit} \quad 10 \log(L/L_0) = -\int a_{\text{dB}}(r) dr$$

où $a_{\text{dB}} = (10 / \ln 10)a \approx 4,343a$ est l'atténuation spécifique en décibels par mètre. Indiquons, pour information, que les hydrométéores liquides atténuent plus que ceux en phase solide.

Finalement, la réflectivité mesurée $\eta_m = L^2 \eta$ donne un facteur de réflectivité équivalent qui s'écrit en unité logarithmique :

$$Z_m = 20 \log(L/L_0) + Z \quad \text{soit} \quad Z_m = Z - 2 \int a_{\text{dB}}(r) dr.$$

* Les hydrométéores sont, du point de vue électromagnétique, supposés indépendants les uns des autres, c'est-à-dire que l'interaction d'un hydrométéore avec l'onde incidente n'est pas influencée par la présence des autres hydrométéores. C'est pour cela que l'on peut écrire la somme incohérente qui suit.

mouvements qui sont indispensables aux antennes à commande mécanique. Ces réseaux électroniques sont les stricts analogues des réseaux optiques.

L'utilisation de la bande X est toutefois source de quelques difficultés (Pujol *et al.*, 2009) que nous allons maintenant résumer.

Atténuation des micro-ondes

Plus la fréquence augmente, ou la longueur d'onde diminue, plus l'atténuation des micro-ondes est importante (voir par ex. Sauvageot, 1992 ; Doviak et Zrnica, 2006). En bande S, l'atténuation est négligeable. Cette dernière est due, par ordre croissant d'importance, aux gaz atmosphériques qui sont la vapeur d'eau et le dioxygène, aux

gouttelettes nuageuses et aux précipitations ; pour celles-ci, ce sont essentiellement la pluie et les hydrométéores solides recouverts d'une pellicule d'eau liquide, comme la neige mouillée et les grêlons humides, la neige seiche et les petits grêlons secs atténuant peu. En ce qui concerne les gouttelettes nuageuses, l'atténuation est importante en bande X, alors que ces hydrométéores sont indétectables en réflectivité avec un seul radar (Pujol *et al.*, 2007), ce qui introduit une sérieuse difficulté dans la correction de l'atténuation. Quant aux gaz atmosphériques, ce sont des causes d'atténuation plutôt faibles, mais cependant non négligeables puisque le chemin optique est long, le risque devant être évalué à longue distance. L'atténuation est un inconvénient majeur, car elle rend invisibles les cellules convectives les plus éloignées du

radar, en particulier si elles se trouvent derrière un premier rideau convectif : en affaiblissant considérablement le signal réfléchi, les tours convectives proches du radar dissimulent celles qui se trouvent derrière.

On peut illustrer ces points en simulant l'observation d'un système précipitant par un radar aéroporté en bande X, tel que ceux que l'on trouve dans les avions commerciaux (Pujol *et al.*, 2009). On utilise pour cela le réseau américain Nexrad qui fournit des données en bande S ; celles-ci peuvent être considérées comme une référence puisque l'atténuation en bande S est très faible. Ainsi, la figure 3 représente le champ de réflectivité en bande S, à 10 km d'altitude, d'un système tornadique dans l'Oklahoma (13 mars 2006), sur lequel on a placé un radar aéroporté. Prenons l'exemple de la direction AB

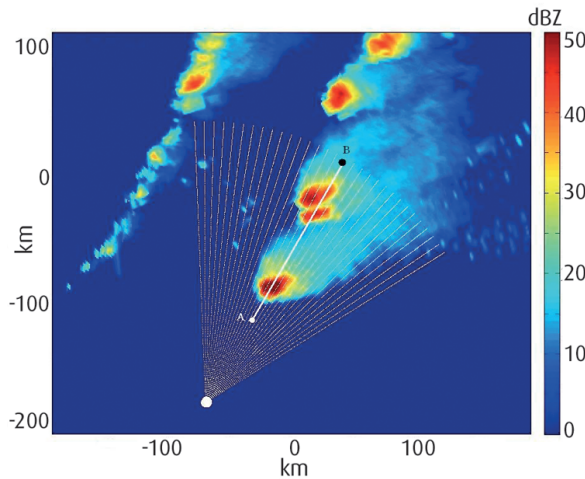


Figure 3. Coupe à 10 km d'altitude du champ de réflectivité (dBZ), en bande S, d'un système tornadique le 13 mars 2006 dans l'Oklahoma (données issues du réseau américain Nexrad). Le point blanc représente la position du radar aéroporté et les lignes blanches indiquent les directions azimutales d'observation. Issu de Pujol *et al.* (2009).

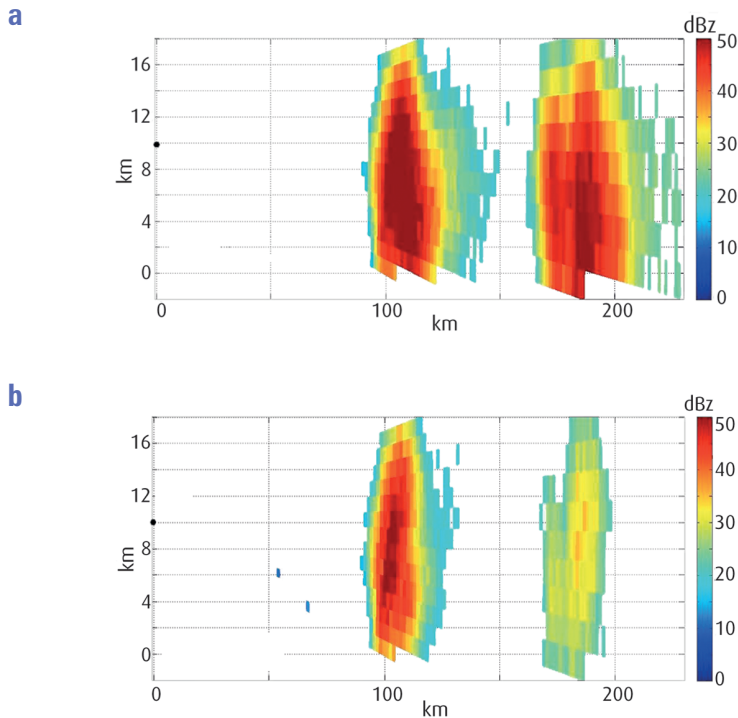


Figure 4. Simulations d'observation (coupe verticale) en bande X le long de la ligne AB (voir figure 3). Le point noir à 10 km d'altitude représente la position du radar aéroporté. a. Pas d'atténuation. b. Avec atténuation. Issu de Pujol *et al.* (2009).

qui traversent trois cellules convectives. Sur la figure 4 qui montre le résultat de la simulation de l'observation, en bande X, par le radar aéroporté, en absence et en présence d'atténuation, on voit clairement que la deuxième cellule convective n'est pas vue par le radar. Un pilote n'a donc pas une vision globale du système précipitant.

L'ouverture du faisceau

Comme l'antenne d'un radar émet l'énergie électromagnétique dans un faisceau d'ouverture $\theta_{3dB} = 70 \lambda/D_a$ (cf. encadré 2), on a, en bande X, pour une antenne dont le diamètre actuel dans les avions commerciaux est $D_a = 60$ cm, $\theta_{3dB} \approx 3,7^\circ$. Le faisceau émis est donc très ouvert. Il s'ensuit

qu'il s'étend verticalement sur au moins 10 km pour des distances horizontales supérieures à 150 km. Or cette valeur est de l'ordre de grandeur de l'épaisseur de la troposphère, ce qui signifie que le faisceau du radar illumine toute la troposphère et, par conséquent, ne « voit » pas les hétérogénéités microphysiques, notamment les strates de précipitations – neige sèche, neige mouillée, pluie – dans lesquelles baignent les tours convectives. Le signal mesuré est donc un signal moyen relativement pauvre en information, ce qui dégrade l'estimation du risque météorologique. Pour la neige mouillée, qui se situe dans une strate d'épaisseur au plus égale à 500 m et qui atténue environ quatre fois plus que la pluie, ne pas la distinguer et se contenter d'un signal moyen sous-estime la correction d'atténuation à effectuer et donc l'évaluation du risque.

En outre, avec une extension verticale aussi importante, une partie du faisceau touche le sol, lequel réfléchit considérablement les micro-ondes. Il pollue donc la totalité du signal. La simulation numérique permet d'illustrer ce dernier point (Pujol *et al.*, 2009). Sur la figure 5, qui est une simulation d'observations aéroportées en bande X, on voit bien le fort écho de sol qui contamine l'ensemble du signal.

Soulignons en outre que la largeur du faisceau pose aussi des problèmes selon le plan horizontal : si θ_{3dB} est trop important, deux tours convectives très proches ne seront pas résolues. Par conséquent, le couloir étroit qui les sépare, et que pourrait emprunter un avion, n'apparaîtra pas au pilote.

Confusion pluie-grêle

L'un des inconvénients majeurs de la bande X est la possible confusion entre la pluie et la grêle, cette dernière étant, à ces fréquences, un diffuseur de Mie (cf. encadré 4)⁶. Sur la figure 6, on voit que la réflectivité, en bande X, d'un ensemble de grêlons, dont les diamètres avoisinent 1,5 cm, tombe en dessous de 45 dBZ – quand on se réfère à ce creux, on parle du premier mode de Mie. Cela signifie que la réflectivité

6. L'encadré 3 fait aussi référence à la diffusion en régime de Strutt, du physicien anglais John Strutt, plus connu sous le nom de Lord Rayleigh. Il faut savoir que John Strutt a été anobli en 1873, soit deux ans après avoir publié ses travaux sur la diffusion de la lumière (Strutt, 1871a, 1871b).

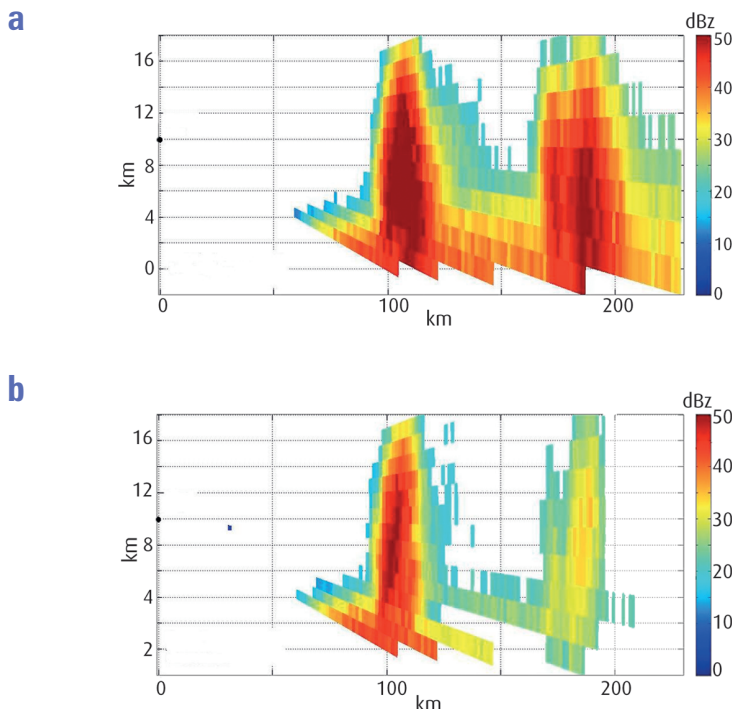


Figure 5. Simulations d'observation (coupe verticale) en bande X le long de la ligne AB (voir figure 3). Le point noir à 10 km d'altitude représente la position du radar aéroporté. a. Pas d'atténuation, prise en compte des échos de sol. b. Avec atténuation et échos de sol. Issu de Pujol *et al.* (2009).

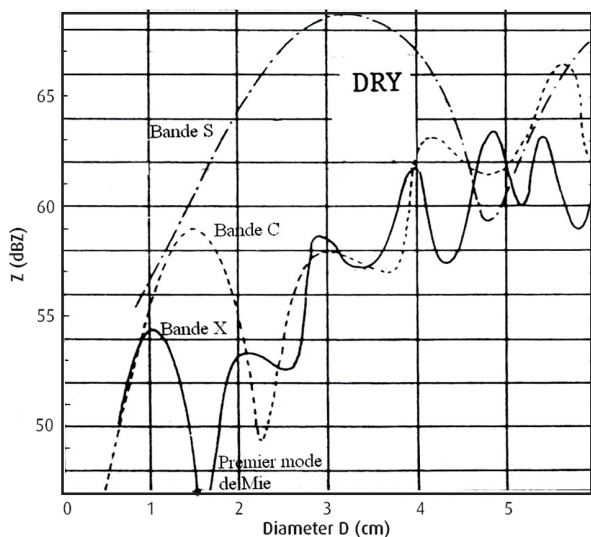


Figure 6. Réflectivité Z (en dBZ) d'un ensemble de grêlons secs (*dry* en anglais), supposés sphériques (diamètre D), de masse volumique 1 g cm^{-3} , en fonction de D , pour les bandes S, C et X (Atlas et Ludlam, 1961).

peut être du même ordre de grandeur que celle d'une forte pluie, d'où la confusion malheureuse entre une précipitation de grêle, dangereuse, et une précipitation de pluie, inoffensive.

Résumons ! Les difficultés pour estimer le risque météorologique sont liées à la nécessité de repérer le danger

à très grande distance à l'aide d'un radar fonctionnant en bande X dont le diamètre de l'antenne est petit. Elles sont au nombre de trois : l'atténuation qui s'accroît avec la distance, l'extension importante du faisceau qui masque les détails du système observé et la confusion probable entre la grêle et la pluie.

4. Diffusion de Mie et approximation de Strutt (Lord Rayleigh)

Lorsqu'une onde électromagnétique rencontre une hétérogénéité dans son milieu de propagation, par exemple un hydrométéore, dont la taille n'excède pas la longueur d'onde, elle est diffusée. En toute rigueur, on traite une telle interaction en résolvant les équations de Maxwell. Cependant, pour des hydrométéores sphériques de diamètre D , la solution est donnée par la théorie de Mie (Mie, 1908). En outre, on peut se contenter de l'approximation de Strutt (futur Lord Rayleigh) si la longueur d'onde est bien plus grande que D ($\lambda \gg D$). Dans ce dernier cas, la diffusion est très simple : elle est proportionnelle à $1/\lambda^4$.

La diffusion de la lumière visible ($400 \text{ nm} < \lambda < 750 \text{ nm}$) issue du soleil par les atomes des molécules atmosphériques satisfait l'approximation de Strutt et rend compte de la couleur bleue du ciel (les courtes longueurs d'onde sont favorablement diffusées).

Estimation du danger : algorithme MÉRRiMé

Actuellement, à partir des radars météorologiques sur les avions commerciaux, on évalue le risque en utilisant des seuils de réflectivité : pour $Z < 30 \text{ dBZ}$, le risque est inexistant ; il est modéré si Z est compris entre 30 et 40 dBZ ; avec $Z > 40 \text{ dBZ}$, il y a danger⁷. Cette information est représentée sur le tableau de bord du pilote à l'aide de trois couleurs : vert, jaune et rouge respectivement. Cependant, l'usage de seuils de réflectivité a des limites. Par exemple, la neige mouillée, qui peut avoir, même en bande X, une réflectivité supérieure à 40 dBZ, ne présente aucun danger. À l'opposé, une précipitation de grêle avec une faible réflectivité (premier mode de Mie) est dangereuse.

7. Le radar, bien qu'efficace et indispensable, reste par nature un outil ; il ne se substitue pas au pilote qui est seul souverain et responsable de sa décision. Outre l'aspect technologique, il y a une composante subjective fondée sur l'expérience acquise par le pilote au cours de ses vols.

Algorithme MéRRiMé

Afin de remédier à ces limitations, nous avons récemment mis au point un algorithme d'estimation du risque météorologique par un radar aéroporté, appelé MéRRiMé pour « méthode de restitution du risque météorologique »⁸. Ce dernier, que nous allons brièvement présenter, a fait l'objet de trois brevets nationaux (Artis *et al.*, 2010 ; Pujol *et al.*, 2011a, 2011b), actuellement étendus à l'international⁹. Au lieu de s'appuyer sur la seule donnée de réflectivité, MéRRiMé détermine la nature stratiforme ou convective du système précipitant observé, ce que l'on pourrait appeler l'indice I de convection, en considérant trois grandeurs relatives à une colonne verticale de réflectivité : la réflectivité maximale, la hauteur de colonne et l'intégrale verticale de la réflectivité. De telles variables ont été déjà utilisées pour détecter la grêle depuis le sol (par ex. Amburn et Wolf, 1997 ; Ceperuelo *et al.*, 2006). Pour

chacune de ces variables, on définit deux valeurs : en dessous de la première, le système est stratiforme ($I = 0$) ; au-dessus de la seconde, il est convectif ($I = 1$) ; entre ces deux valeurs, la variation de I est supposée linéaire. On utilise ensuite une logique floue, sur l'ensemble précédemment construit, dont le résultat donne, pour chaque colonne de réflectivité considérée, un indice I global compris entre 0 et 1 que l'on peut assimiler à la probabilité pour que la colonne considérée corresponde à une partie stratiforme ou à une partie convective du système précipitant. Sachant que les systèmes convectifs et stratiformes sont caractérisés par des catégories d'hydrométéores différentes (voir par ex. Houze, 1993), on acquiert, en connaissant les zones à dominante stratiforme et celles à dominante convective, une idée plus précise du contenu en hydrométéores du système précipitant observé. On peut alors en déduire l'atténuation correspondante en utilisant des relations de type $A = a Z^b$

(A et Z étant respectivement l'atténuation et la réflectivité mesurée), le couple (a, b) étant associé à une catégorie d'hydrométéore (pluie, neige, grêle, etc.), puis corriger le champ de réflectivité. Les couples (a, b) sont fournis par la littérature. On obtient donc un champ I corrigé que l'on assimile au champ de risque. Ce dernier est rendu très rapidement exploitable par un pilote en reprenant la convention des trois couleurs : vert ($0 < I < 0,2$: pas de risque), jaune ($0,2 < I < 0,5$: zone pouvant présenter un danger) et rouge ($I > 0,5$: zone dangereuse).

8. L'algorithme a été conçu pour la bande X, mais son adaptation à d'autres bandes de fréquences ne pose aucun problème.

9. Étant breveté, l'algorithme MéRRiMé est de facto disponible pour les ingénieurs de l'aviation et son utilisation dépend désormais exclusivement des industriels. MéRRiMé pourrait connaître une mise en œuvre future dans les appareils commerciaux. Les brevets sont consultables sur le site de l'Inpi (Institut national de la propriété industrielle).

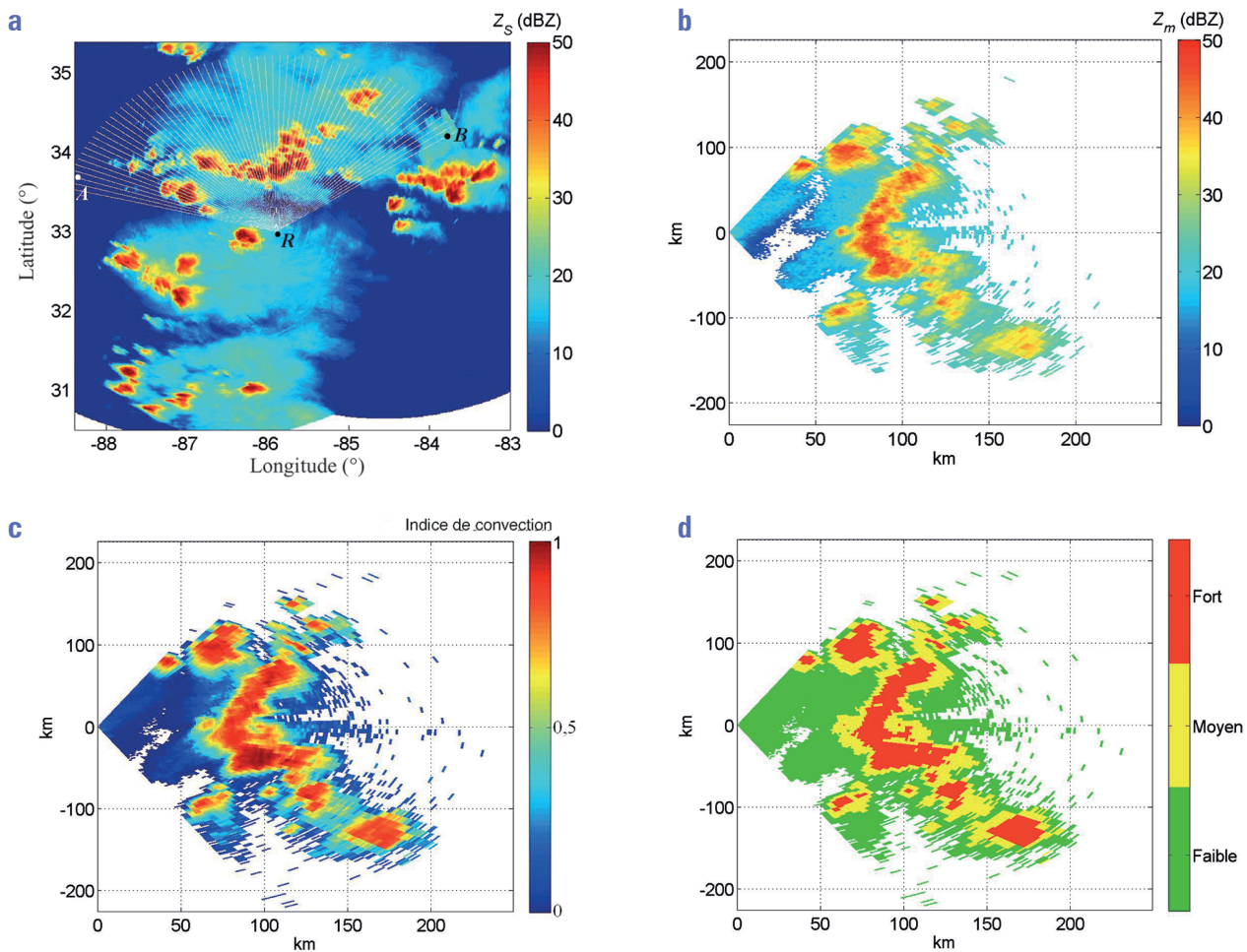


Figure 7. a. Coupe à 10 km d'altitude du champ de réflectivité Z_s (dBZ), en bande S, d'un système précipitant de mésoéchelle (Alabama, États-Unis, 2 mai 2003 ; données issues de Nexrad) et champ d'observation d'un radar aéroporté situé en R, point de concours des lignes blanches (direction de visée de l'antenne). b. Simulation de la réflectivité Z_x (dBZ), en bande X, entre les directions RA et RB, telle qu'elle serait mesurée par le radar de l'avion. En (0,0) se trouve le radar R. c. Idem mais pour le champ d'indice de convection après correction par MéRRiMé. d. Représentation en trois couleurs tel que le verrait un pilote sur son tableau de bord.

Pour tester cet algorithme, nous avons effectué des simulations numériques de l'observation par un radar aéroporté, en bande X, de plusieurs systèmes précipitants de mésoéchelle. Au total, quelque cent cinquante situations (orographiques, continentales, maritimes) ont été traitées. Un exemple (Alabama, États-Unis, 2 mai 2003, données Nexrad) dont les données attendantes ont été fournies, là encore, par le réseau Nexrad, est donné sur la figure 7a, où l'on a, en outre, représenté la configuration de l'observation par un radar aéroporté situé au point de concours des lignes blanches, lesquelles représentent des directions de visée de l'antenne. Les figures 7b et 7c représentent respectivement la réflectivité qui serait mesurée en bande X et le champ de l'indice – ou probabilité – de convection après correction par MéRRiMé. Sur la figure 7c, on voit bien les zones à dominante stratiforme et celles qui sont plutôt de nature convective ; plus l'on s'approche de 1, plus la convection est intense et donc génératrice de grêle. Sur la figure 7d, nous avons représenté le champ de risque en trois couleurs tel que le verrait un pilote sur l'écran radar du tableau de bord.

Précisons que MéRRiMé tient compte des hétérogénéités microphysiques des systèmes stratiformes évoquées précédemment, à savoir qu'ils sont formés par de la neige sèche, de la neige mouillée et de la pluie. Rappelons que les faisceaux de grande ouverture, émis par les radars aéroportés des avions commerciaux, ne permettent pas de résoudre cette organisation verticale. Or la neige mouillée atténue très fortement les micro-ondes, beaucoup plus que la neige sèche et la pluie, et sous-estimer cette atténuation affecterait à la baisse l'estimation du risque météorologique. La méthode, dont on trouvera le détail dans Pujol *et al.* (2012), s'appuie sur le calcul exact des trois fractions du faisceau occupées respectivement par la pluie, la neige sèche et la neige mouillée.

Pour être efficace, l'algorithme doit permettre de localiser précisément les zones de grêle, ce qui suppose deux choses : d'une part, détecter celles qui existent vraiment et, d'autre part, éviter les fausses alarmes qui consisteraient à attribuer le qualificatif « dangereux » à une zone qui ne l'est pas. On pourrait penser que l'existence des fausses alarmes n'est pas un problème en soi puisque l'on pourrait

leur accorder une vertu, celle de la précaution. Cependant, elles sont importantes car une fausse alarme impose à l'avion un détournement inutile et, par conséquent, un coût dont on aurait pu se passer.

Performance de détection

Qualitativement, la performance de détection traduit la capacité de MéRRiMé à détecter le danger de grêle à une certaine distance de l'avion. Précisément, les zones de danger à identifier doivent, dans l'idéal, recouvrir totalement les zones de grêle (données Nexrad)¹⁰. Autrement dit, la surface occupée par le danger détecté doit contenir celle occupée réellement par la grêle. Aussi peut-on définir quantitativement la performance de la détection en divisant l'intersection de ces deux surfaces par la surface couverte par la grêle. Par convention, on tolère qu'une zone de danger soit localisée avec une erreur inférieure à 10 NM (*nautical miles* = miles nautiques), soit environ 18 km. Aussi la surface de danger obtenue par MéRRiMé a-t-elle été élargie de 18 km. La figure 8a montre que, pour l'exemple choisi, la détection est de 100 % : les zones de grêle (en rouge) sont toutes détectées, c'est-à-dire toutes incluses dans les contours (en bleu) qui délimitent le danger étendu.

Taux de fausses alarmes

On peut définir le taux de fausses alarmes en divisant la surface de la zone où MéRRiMé indique un danger, alors qu'il n'y a pas de grêle, par la surface totale du danger¹¹. La figure 8b montre que, pour l'exemple choisi, le taux de fausses alarmes est de 16 % : certaines zones sont considérées comme dangereuses alors qu'elles ne contiennent pas de grêle.

MéRRiMé a été testé sur un grand nombre (quelque cent cinquante) de systèmes précipitants variés : continentaux, maritimes, tropicaux et des latitudes moyennes, en plaine et en contexte montagneux. Pour tous les cas considérés, qui formaient un ensemble représentatif des systèmes précipitants de la planète, l'algorithme a donné une estimation correcte du danger météorologique, bien au-delà de 150 km, avec une efficacité supérieure à 95 % et un taux de fausses alarmes inférieur à 20 %. D'autres cas, totalement indépendants de mesures radar, méritent évidemment d'être considérés pour l'évaluation complète de l'algorithme.

10. Le réseau Nexrad, combiné à d'autres données météorologiques, donne également la position des précipitations de grêle.

11. Ici aussi, comme on tolère une erreur de 10 NM \approx 18 km, c'est, cette fois, la zone de grêle qui a été élargie de 18 km.

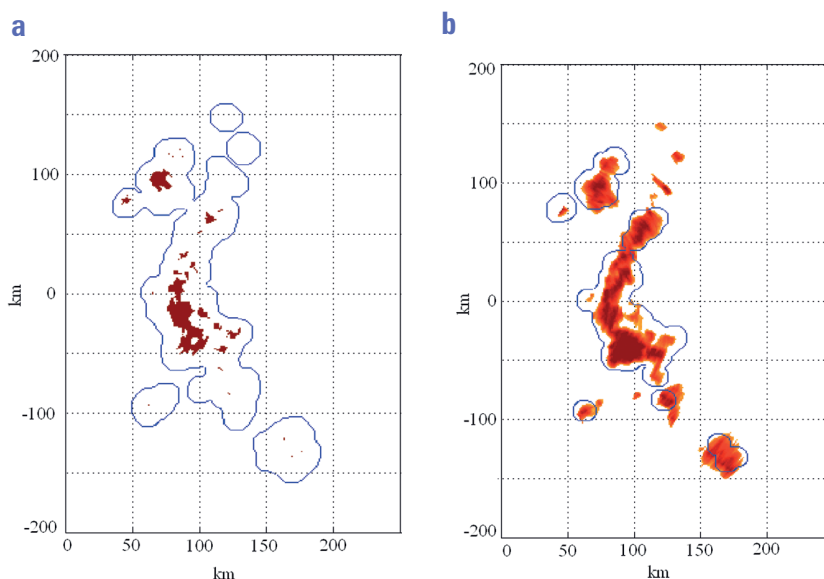


Figure 8. a. Performance de détection des zones de grêle (en rouge) : ici 100 %. Les contours bleus délimitent le danger (surface élargie de 18 km) donné par MéRRiMé. b. Taux de fausses alarmes : ici 16 %. En rouge, le danger donné par MéRRiMé ; en bleu, les zones de grêle (surface étendue à 18 km). Sur les deux figures, le radar se trouve en (0, 0).

Nouvelles approches

Comparaison des différentes bandes de fréquences

Comme déjà indiqué, les avions utilisent des radars en bande X qui possèdent des antennes de quelque 60 cm de diamètre facilement logeables dans le nez de l'avion, derrière le radôme. Ce choix se justifiait il y a quelques années et continuait d'être adapté jusqu'à récemment : les avions étaient de taille moyenne et les vols long-courriers relativement peu fréquents. Or la taille des avions est, de nos jours, considérable – pensons à l'impressionnant Airbus A380 ou à l'Airbus 350 – et parcourt la planète entière quotidiennement tout en étant exposés à des systèmes précipitants variés. La question qui se pose alors est celle de l'utilisation de la bande X. Est-elle actuellement la meilleure ? Reste-t-elle adaptée ? Peut-elle être avantageusement remplacée par une autre bande ? Quelles informations sur les systèmes précipitants apporteraient d'autres fréquences ? De surcroît, sachant que le choix de la fréquence est directement lié à l'ouverture du faisceau électromagnétique et au diamètre de l'antenne (cf. encadré 2), on peut se poser la question de savoir quel est le meilleur couple (f, θ_{3dB}) ?

Évidemment, outre la dégradation du signal radar qui s'accroît avec la fréquence en raison notamment de l'atténuation, la largeur du faisceau joue un rôle essentiel : s'il est trop large, deux cellules convectives proches ne seront pas résolues et le couloir étroit que pourrait emprunter un avion est invisible. C'est ce qui se passe souvent avec les radars actuellement utilisés dans l'aviation. Pour le montrer, nous avons effectué une simulation numérique de l'observation par un radar aéroporté, en bande X, d'un système précipitant de mésoéchelle (Louf *et al.*, 2014a). Ce dernier, avec la position du radar (lettre R), est représenté sur la figure 9a – il s'agit précisément du système précipitant de la figure 7a où l'on considère une partie plus restreinte, l'avion se situant à 31,9°N de latitude et 87,9°O de longitude. On y voit trois cellules convectives, A, B et C, entourées d'une ligne noire, qui présentent un danger car on sait qu'elles contiennent de la grêle¹². Sur cette figure, la ligne en blanc indique une trajectoire, sans risque pour l'avion, à l'intérieur d'un couloir d'une dizaine de kilomètre de largeur. Or ce couloir

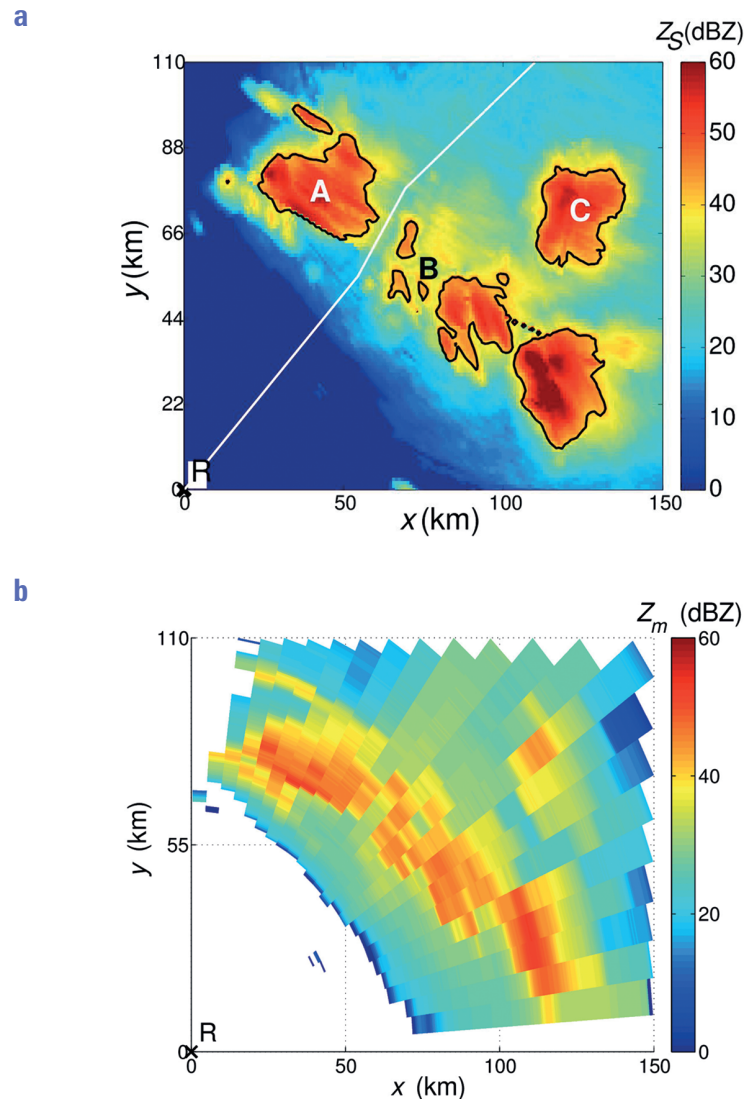


Figure 9. a. Coupe à 10 km d'altitude du champ de réflectivité Z_S (dBZ), en bande S, d'un système précipitant de mésoéchelle (Alabama, États-Unis, 2 mai 2003). Les données sont issues de Nexrad. La lettre R en (0, 0) indique la position d'un avion et de son radar (31,9°N et 87,9°O sur la figure 7a). La ligne blanche montre la trajectoire que peut choisir le pilote. Les contours noirs, à l'intérieur desquels la réflectivité dépasse 45 dBZ, délimitent des zones de grêle (données Nexrad). b. Simulation en bande X pour une antenne de diamètre 60 cm. Figure issue de Louf *et al.* (2014a).

n'apparaît pas en bande X avec un radar dont le diamètre de l'antenne est de 60 cm : les deux cellules ne sont pas résolues (figure 9b) ; en outre, la cellule C est atténuée.

En regardant l'influence du couple (f, θ_{3dB}), toujours à l'aide de la simulation numérique (Louf *et al.*, 2014a), on se rend compte que, pour des fréquences supérieures à 15 GHz, le faisceau radar est plutôt directif, mais l'atténuation trop forte, ce qui exclut d'emblée de telles fréquences d'observation. Ce sont les bandes de fréquences S, C et X qui sont donc les plus intéressantes car ce sont les moins atténuées. Sur les figures 10a, b et c, pour lesquelles $D_a = 2$ m, les cellules A et B ne sont

pas résolues en bande S (figure 10a) : le couloir n'apparaît pas. En bande C (figure 10b) et en bande X (figure 10c), le couloir apparaît, surtout en bande X, mais la cellule C est presque complètement atténuée. Les mêmes simulations ont été effectuées pour $D_a = 4$ m (figures 10d, e, f). Le couloir commence à apparaître en bande S (figure 10d) ; il est net en bande C (figure 10e) et en bande X (figure 10f). Les résultats restent quasi identiques en changeant la distance du radar au système précipitant (non montré).

12. Information aussi fournie par NEXRAD et des données météorologiques au sol.

Ainsi, pour l'estimation du risque météorologique à grande distance, la bande C s'avère un bon compromis entre une taille d'antenne raisonnable et une atténuation relativement faible. En effet, la bande S, bien que présentant l'avantage d'être très peu atténuée et d'assurer une nette discrimination entre la pluie et la grêle, requiert l'utilisation de grandes antennes ($D_a > 4$ m) pour des observations bien résolues angulairement (cf. encadré 5). Quant à la bande X, malgré les faibles ouvertures angulaires de faisceau qu'elle autorise, l'atténuation dont elle souffre la rend peu adaptée au contexte actuel.

Sachant que les gros porteurs (Airbus 380, Boeing 747, Airbus 350) peuvent supporter des antennes plus grandes que celle utilisées de nos jours, il est sans doute temps de considérer le passage à la bande C pour l'estimation du risque météorologique par les radars embarqués.

Détection de la grêle par observation bilongueur d'onde

Une méthode permettant de détecter sans ambiguïté les zones de grêle s'appuie sur l'utilisation de deux bandes de fréquences (Féral *et al.*, 2003). Le sujet est novateur et prometteur pour des radars aéroportés : la technologie évoluant, il est possible d'envisager des radars embarqués multifréquences, c'est-à-dire capable de fournir, au même instant, un champ de réflectivité à plusieurs fréquences.

Précisément, c'est la dérivée suivant la distance de la différence des réflectivités (en dBZ) à deux fréquences, l'une

5. Ordres de grandeur (bande S)

Un calcul d'ordre de grandeur achève de nous convaincre de la nécessité des grandes antennes en bande S ($\lambda = 10$ cm). Les cellules A et B étant distantes d'environ 10 km (figure 9a), on peut considérer qu'elles seront résolues si la largeur du faisceau à une distance $r = 150$ km du radar est plus petite que 5 km, soit, pour un faisceau d'ouverture $\theta_{3dB} < \arctan(5/150) \approx 1,9^\circ$. Puisque $\theta_{3dB} = 70 \lambda / D_a$, on obtient $D_a > 3,7$ m. La taille minimale de l'antenne doit évidemment être encore plus importante s'il s'agit de détecter le couloir à plus de 150 km de distance.

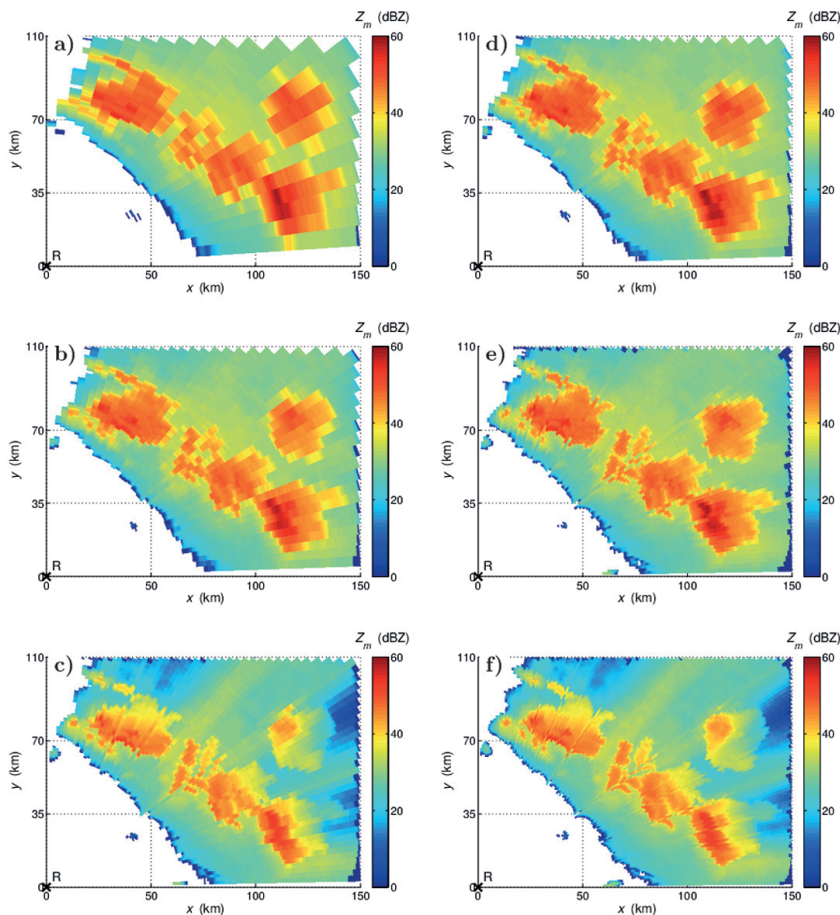


Figure 10. Simulation de la réflectivité mesurée Z_m (dBZ) pour le système de mésoéchelle de la figure 9a à différentes bandes de fréquences : S (a, d), C (b, e), X (c, f) pour une antenne de diamètre 2 mètres (a, b, c) et 4 mètres (d, e, f). R en (0, 0) indique la position du radar. Issu de Louf *et al.* (2014a).

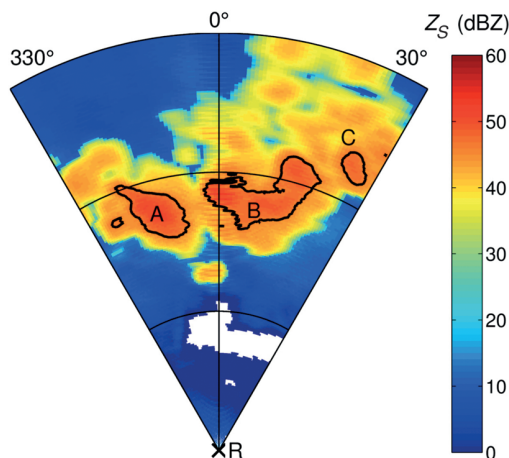


Figure 11. Coupe à 10 km d'altitude du champ de réflectivité Z_s (dBZ), en bande S, d'un système précipitant de mésoéchelle (Alabama, États-Unis, 2 mai 2003). Les données sont issues de Nexrad. La lettre R indique la position d'un avion et de son radar (33,1°N et 85,9°O sur la figure 7a). Les contours noirs, à l'intérieur desquels la réflectivité dépasse 45 dBZ, délimitent des zones de grêle (données Nexrad). Les marqueurs de distance, représentés par les portions de cercles, se trouvent à 50, 100 et 150 km du radar. Les zones en blanc correspondent à un manque de données. Issu de Louf *et al.* (2014a).

étant plus atténuée que l'autre, soit la quantité $dy(r)/dr$, où r désigne la coordonnée radiale selon la direction de propagation des micro-ondes émises et $y = Z_m^b(r) - Z_m^h(r)$, avec Z_m^b et Z_m^h (en dBZ) les réflectivités mesurées à basse (b) et haute (h) fréquences, qui nous a semblé la plus intéressante¹³. En effet, contrairement à la variable y prise seule, elle permet de détecter les zones de grêle, même en présence d'atténuation, car elles correspondent à une variation importante de $dy(r)/dr$: sur la partie avant (par rapport à l'axe optique) d'une cellule convective contenant de la grêle, $dy(r)/dr > 0$, alors qu'à l'arrière $dy(r)/dr < 0$ (Eccles et Atlas, 1973). En associant cette information à celle de la mesure de la réflectivité pour la fréquence la moins atténuée, à savoir la plus basse, on peut donc identifier les cellules convectives contenant de la grêle.

En utilisant comme précédemment la simulation numérique, la méthode exposée ci-dessus a été testée sur des cas réels (Louf *et al.*, 2014b) ; pour l'illustration (figure 11), on a repris le cas de la figure 7, mais la position du radar (33,1 °N et 85,9 °O) et le champ d'observation ont été changés. Naturellement, ce sont les trois couples de fréquences S-X, S-C et C-X qui ont été considérés. Il en ressort que le couple S-X reste le meilleur, en raison de la différence importante des réflectivités correspondantes (figure 12d, f). Cependant, comme déjà mentionné, l'utilisation de la bande S requiert des antennes trop grandes pour les avions commerciaux. C'est donc le couple C-X (figure 12c) qui est préférable : les antennes restent de taille relativement raisonnable, les zones de grêle sont aisément identifiables – comme pour le couple S-X (figure 12b) – et la réflectivité en bande C est assez importante (figure 12e) pour permettre de localiser les cellules convectives contenant de la grêle. Un point décisif pour les avions commerciaux est que cette méthode fonctionne sur un intervalle de distance entre l'avion et les cellules convectives compris entre 50 et 550 km. Avec un radar bilongueur d'onde, le pilote disposerait donc d'un dispositif permettant de localiser la grêle à grande distance avec une résolution s'améliorant au fur et à mesure

13. En termes non logarithmiques, c'est-à-dire si on n'exprime pas les réflectivités en dBZ, la variable y s'écrit comme le rapport des réflectivités. Aussi l'appelle-t-on rapport bilongueur d'onde (en anglais DWR pour dual wavelength ratio).

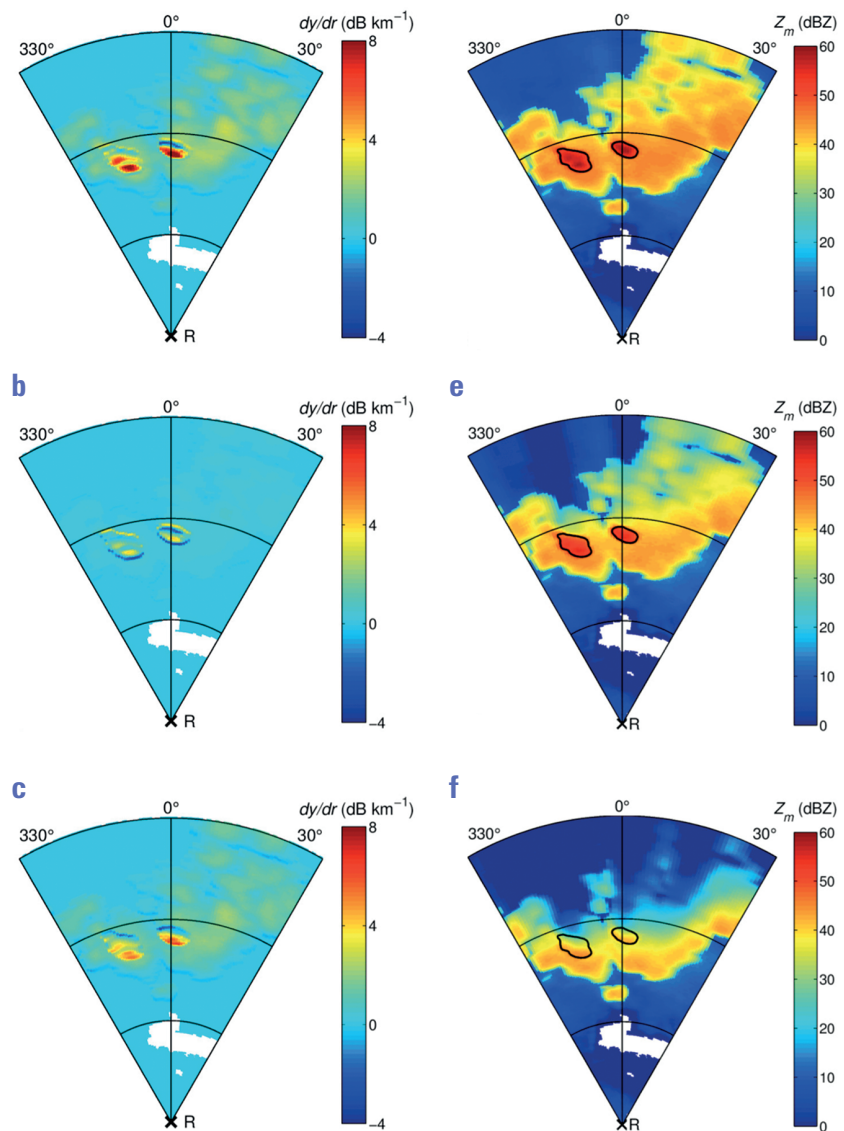


Figure 12. Champ de dy/dr pour le système précipitant de la figure 11 pour les couples de fréquences (a) S-X, (b) S-C et (c) C-X. Réflectivité mesurée Z_m (dBZ) pour les bandes (d) S, (e) C et (f) X. Les contours noirs délimitent les zones de grêle (données issues de Nexrad). Les zones en blanc correspondent à une absence de signal. Issu de Louf *et al.* (2014b).

qu'il s'approche du système précipitant, d'où la possibilité d'affiner continuellement sa décision. En outre, la méthode est d'autant plus efficace que le taux de précipitation de grêle est élevé : au-delà de 30 mm h⁻¹ d'intensité de précipitation de grêle, la détection est excellente.

Autres pistes

Le lecteur pourrait se demander si d'autres pistes comme les communications entre l'avion et les satellites, ou entre l'avion et des centres opérationnels au sol, voire même des communications entre deux avions, seraient exploitables. La collaboration avec Thalès et les discussions que deux

d'entre nous ont eues avec des pilotes ont clairement répondu à la question des communications. En ce qui concerne les communications avion-satellite et avion-sol, il est indispensable qu'elles soient fiables, c'est-à-dire d'excellente qualité en toutes circonstances de façon à ce qu'un pilote puisse s'appuyer sans douter, et rapidement, sur les informations dont il disposerait. Des progrès doivent encore être réalisés en ce qui concerne la qualité des télécommunications, car elle dépend énormément de l'état atmosphérique ; on sait que les télécommunications sont fortement perturbées par les conditions météorologiques. Pour les communications entre avions, elles posent des questions de responsabilité et de concurrence :

elles supposent qu'un pilote accepte de porter la responsabilité de la décision pour un autre avion que le sien ; elles requièrent de sérieux accords entre les compagnies aériennes qui dépassent les aspects concurrentiels. Y aura-t-il des accords financiers, ce qui impliquerait une augmentation des frais pour les compagnies ? Ces dispositions pourraient voir le jour, dans un futur à moyen ou long terme, bien qu'elles posent des difficultés économiques, juridiques, donc pas toujours scientifiques, qui restent encore à surmonter.

En ce qui concerne l'utilisation de la polarimétrie, on sait qu'elle est efficace pour distinguer la pluie de la grêle ; beaucoup de radars, situés au sol, destinés à la recherche scientifique, l'utilisent (Kaltenboeck et Ryzhkov, 2013 ; Picca et Ryzhkov, 2012). Cependant, les contraintes sur les radars opérationnels des avions commerciaux sont beaucoup plus fortes que sur les radars de recherche. Ainsi, la faisabilité d'un transfert des méthodes utilisées par les radars polarimétriques au sol aux radars aéroportés des avions commerciaux n'a pas encore été démontrée. De plus, avec une antenne à réseau de phase, plate, la polarisation est problématique. D'une part, des études théoriques ont montré que des corrections liées aux différences de phase doivent être introduites et, d'autre part, que des vérifications expérimentales restent nécessaires (Zhang et

al., 2009). Les difficultés sont essentiellement techniques : est-il possible de mettre en œuvre des mesures polarimétriques des grandeurs météorologiques pertinentes, avec la précision nécessaire, avec des antennes petites non circulaires, plates, pour un large faisceau non circulaire, à travers le radôme conique des avions ? Zhang *et al.* (2009) ont conclu qu'il était prématuré de parler des radars polarimétriques à réseau de phase, ce qui a en outre été récemment confirmé lors de la 36^e conférence radar de l'AMS (Orzel, 2013).

Conclusion

Les pilotes des avions commerciaux utilisent de nos jours des radars en bande X, de taille relativement petite, localisés derrière le radôme, dans le nez de l'avion, pour évaluer le risque météorologique que représentent les systèmes précipitants. En particulier, ce sont les tours convectives, zones de turbulence importantes incluant souvent des précipitations de grêle, qui constituent le principal danger. Ces dernières doivent être détectées à grande distance, 150 km au moins, une distance parcourue en seulement dix minutes à 900 km h⁻¹, ce qui exige une décision rapide. À cette contrainte forte s'ajoute le fait que la bande X est source de

difficultés dans la détection sans équivoque et complète du danger en raison de l'atténuation du signal électromagnétique, de la largeur du faisceau et de la confusion possible entre la grêle, dangereuse, et la pluie, inoffensive. Plusieurs solutions existent pour pallier ces difficultés : l'algorithme MeRRiMé, que nous avons développé et breveté, est maintenant disponible pour la communauté des ingénieurs intéressés ; l'usage de la bande C pour la mesure radar et, pourquoi pas, l'équipement des avions commerciaux de radars bilongueur d'onde. Ces deux dernières solutions ne sont pas irréalistes, car la taille des avions a beaucoup augmentée (Airbus 380, Boeing 747, Airbus 350), de sorte qu'ils peuvent désormais recevoir des antennes plus grandes et s'équiper d'une technologie plus performante. Actuellement, il n'y a pas de projet défini pour la mise en œuvre des radars embarqués en bande C et/ou C-X. L'utilisation de radars polarimétriques dans un avion commercial pose des problèmes techniques et sa faisabilité n'a pas été démontrée. Enfin, la mise en place de communications avion-satellite ou entre un avion et des réseaux au sol pourrait, dans un avenir plus lointain, voir le jour, à condition de régler les problèmes de coût et de fiabilité. Les communications entre deux avions sont, en principe, des pistes envisageables, mais elles posent des difficultés économiques, juridiques et liées à la concurrence.

Bibliographie

- Artis J.-P., N. Bon, C. Costes, F. Mesnard, O. Pujol et H. Sauvageot, 2010 : Procédé de caractérisation de l'intensité de convection d'un nuage par un radar météorologique. Brevet Thalès SA, P 2 933 203, 08 03634, G01 S 13/95 ; G01 S 13/00.
- Atlas D. et F.H. Ludlam, 1961 : Multi-wavelength radar reflectivity of hailstorms. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 87, 523-534.
- Amburn S.A. et P.L. Wolf, 1997 : VIL Density as a Hail Indicator. *Wea. Forecasting*, 12, 473-478.
- BEA, 2012 : disponible sur <http://www.bea.aero/fr/rapport.annuel/rapport.annuel.2012.pdf>
- Ceperuelo M., M.C. Llasat et T. Rigo, 2006 : Rainfall events and hailstorms analysis program (RHAP). *Adv. Geosci.*, 7, 205-213.
- Doviak R.J. et D. Znic, 2006 : *Doppler Radar and Weather Observations*. Academic Press.
- Eccles P.J. et D. Atlas, 1973 : A dual-wavelength radar hail detector. *J. Appl. Meteorol.*, 12, 847-854.
- Féral L., H. Sauvageot et S. Soula, 2003 : Hail detection using S- and C-band radar reflectivity. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 20, 233-248.
- Glickman T., 2000 : *Glossary of Meteorology*. Am. Met. Soc., 2nd Edition.
- Houze R., 1993 : *Cloud Dynamics*. International Geophysical Series, 53.
- Mie G., 1908 : Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys. Leipzig*, 25, 377-445.
- Houze R., 1997 : Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 78, 2179-2196.
- Kaltenboeck R. et A. Ryzhkov, 2013 : Comparison of polarimetric signatures of hail at S and C bands for different hail sizes. *Atmos. Res.*, 123, 323-336.
- Louf V., O. Pujol, H. Sauvageot et J. Riedi, 2014a : Simulation of airborne radar observations of precipitating systems at various frequency bands. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 52, 1627-1634.
- Louf V., O. Pujol, H. Sauvageot et J. Riedi, 2014b : The dual-wavelength method for hailstorm detection by airborne radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* (in revision).
- Orzel K., 2013 : Theory and verification of bias correction for polarimetric phased array radar. 36th AMS Radar Conference, No. 3B.1.
- Picca J. et A. Ryzhkov, 2012 : A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 May 2010 Oklahoma city extreme hailstorm. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 1385-1403.
- Probert-Jones J.R., 1962 : The radar equation in meteorology. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 88, 485-495.
- Pruppacher H.R. et J.D. Klett, 1997 : *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Springer, 954 p.
- Pujol O., J. F. Georgis, L. Féral, H. Sauvageot, 2007 : Degradation of radar reflectivity by cloud attenuation at microwave frequency. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 24, 640-657.

- Pujol O., F. Mesnard, C. Costes, H. Sauvageot, N. Bon et J.-P. Artis, 2009 : Simulations of X-band thunderstorm airborne radar observations. *Atmos. Res.*, 93, 310-316.
- Pujol O., F. Mesnard, A. Iassamen, H. Sauvageot, C. Costes et J.-P. Artis, 2011a : Procédé de correction de mesures de réflectivité par détection d'isotherme et radar mettant en œuvre ce procédé. Brevet Thalès SA, P 2 960 652, 10 04869, G01 S 13/95 ; G01 S 7/41.
- Pujol O., F. Mesnard, A. Iassamen, H. Sauvageot, C. Costes et J.-P. Artis, 2011b : Procédé de correction de mesures de réflectivité et radar mettant en œuvre ce procédé. Brevet Thalès SA, P 2 960 651, 10 02272, G01 S 13/95 ; G01 W 1/00.
- Pujol O., F. Mesnard et H. Sauvageot, 2012 : Effects of melting layer in airborne meteorological X-band radar observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 50, 2318- 2324.
- Sauvageot H., 1992 : *Radar Meteorology*. Artech House Radar Library.
- Skolnik M., 2008 : *Radar Handbook*. 3rd Edition, McGraw-Hill.
- Strutt J., 1871a : On the light from the sky, its polarization and colour. *Philosoph. Mag.*, Series 4, 41, 107-120 & 274-279.
- Strutt J., 1871b : On the scattering of light by small particles. *Philosoph. Mag.*, Series 4, 41, 447-454.
- Zhang G., R. Doviak, D. Zrnic, J. Crain, D. Staiman et Y. Al-Rashid, 2009 : Phased array radar polarimetry for weather sensing: A theoretical formulation for bias corrections. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 47, 3679-3689.
-

Étude de l'eau atmosphérique par instrumentation micro-onde active et passive

Résumé : Dans une première partie, nous nous intéressons à la détection des systèmes précipitants convectifs dangereux pour la sécurité aérienne par radar aéroporté. Nous analysons l'influence des paramètres de fonctionnement de ces instruments pour déterminer les configurations optimales ; puis nous étudions les résultats de la technique bilongueur d'onde, inédite pour les radars aéroportés.

Dans une seconde partie, nous étudions la climatologie du cycle journalier, et de ses variations saisonnières, de la vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest. La vapeur d'eau étant l'un des gaz atmosphériques les plus importants (effet de serre, source de rayonnement, cycle hydrologique, etc.) il est nécessaire de connaître en détail sa distribution. Suite à cette étude, nous analysons l'impact de la vapeur d'eau sur la réfraction de l'air et la propagation des micro-ondes. Nous construisons une climatologie de la réfractivité à destination des appareils utilisant des micro-ondes.

Mots clés : Micro-physique, Radars aéroportés, Précipitations, Cycle diurne, Cycle saisonnier, Vapeur d'eau, Réfractivité, Propagations anormales.

Abstract : In the first part, we focus on the detection of hazardous convective precipitating systems for civil aviation by means of airborne radar. We analyze the influence of the operating parameters of these instruments in order to determine the optimal configurations. Then, we study the results of the dual-wavelength technic, unprecedented for airborne radars.

In the second part, we study the climatology of the water vapor diurnal cycle and its seasonal variations in West Africa. Water vapor is one of the most important gas in the atmosphere (greenhouse effect, radiation emission, hydrological cycle, etc.). Following that study, we analyze the impact of the water vapor distribution on the air refractivity and microwave propagation. We build a climatology of the refractivity in the interest of apparatus using microwaves.

Keywords : Microphysics, Airborne radars, Precipitation, Diurnal cycle, Seasonal cycle, Water vapor, Refractivity, Anomalous propagations.

Thèse préparée au Laboratoire d'Optique Atmosphérique
Université Lille 1