Observation de Nuages de Glace avec un Radar Nuage Doppler

Observing Ice Clouds with a Doppler Cloud Radar

Artemio Plana-Fattori* **, Alain Protat* ** *, Julien Delanoë******

* Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS) (#), Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), Vélizy-Villacoublay, France, Artemio.PlanaFattori@latmos.ipsl.fr

** Université de Versailles St. Quentin en Yvelines, LATMOS

*** Centre for Australian Weather and Climate Research, Melbourne, Australie, A.Protat@bom.gov.au

**** Department of Meteorology, University of Reading, Royaume-Uni, J.M.E.Delanoe@reading.ac.uk

(#) Le LATMOS résulte de la fusion du Service d'Aéronomie (SA) avec une partie du Centre d'Etude des Environnements Terrestre et Planétaires (CETP) depuis le 1er Janvier 2009

Résumé
Les systèmes nuageux doivent être représentés de façon réaliste au sein des modèles consacrés à la prévision du temps et à la simulation du climat. Cet article présente l'état actuel de la méthode RadOn (après *Radar Only*), conçue pour estimer les propriétés microphysiques des nuages contenant de particules de glace (« nuages de glace ») à partir d'observations effectuées à l'aide d'un radar Doppler (par exemple à 95 GHz). L'application de cette méthode aux observations acquises en 2003 et 2004 à l'aide de l'instrument RASTA à l'observatoire SIRTA (Palaiseau) est ici analysée en détail.

Mots clés
Climat, Météorologie, Nuages, Particules de Glace, Radar Doppler

Abstract
Cloud systems must be realistically represented in numerical models devoted to weather forecasting and climate projection. The RadOn method (after Radar Only) has been originally developed for estimating microphysical properties in clouds containing ice particles (« ice clouds ») from Doppler radar observations (for instance, at 95 GHz). The application of this method to observations conducted in 2003-2004 with the RASTA instrument at the SIRTA observatory (Palaiseau) is here discussed in detail.

Keywords
Climate, Meteorology, Clouds, Ice Particles, Doppler Radar

1. Motivations et objectifs

Les nuages jouent un rôle déterminant dans la définition des températures régnant dans notre habitat, soit en réduisant les températures diurnes après avoir renvoyé à l'espace une partie du rayonnement solaire incident qui aurait pu être absorbé par la surface et par certains composants de l'atmosphère, soit en ralentissant le refroidissent nocturne de la surface par des échanges radiatives complexes entre celle-ci et les couches atmosphériques, soit encore par différentes processus thermodynamiques intervenant dans leur cycle de vie – dont l'évaporation et la précipitation. La prévision du temps et la simulation du climat demandent la représentation des nuages à l'intérieur des modèles numériques ; cet effort n'est possible que grâce à des simplifications, vues leurs limitations à accommoder des équations différentielles dans des résolutions spatio-temporelles relativement hautes. En amont à toute simplification, la connaissance de l'objet d'étude s'impose. La caractérisation des nuages constitue en soi un enjeu de taille : leur variabilité naturelle est frappante, aussi bien à l'échelle macroscopique (altitude, épaisseur, extension) qu'à l'échelle microscopique (concentration, dimensions) ; leur observation in situ est coûteuse (à l'aide des avions de recherche embarquant des instruments de technologie avancée) ; et enfin leur observation à distance est incomplète (chaque moyen d'observation détecte des parties distinctes d'un même couvert). La caractérisation des nuages comme étape préalable à une meilleure représentation de leurs propriétés dans les modèles numériques demande la constitution des bases de données, le développement d'algorithmes, et l'évaluation de la performance des méthodes face à des résultats indépendants.

Une tel objectif est particulièrement difficile à atteindre dans le cas des nuages contenant des particules de glace (dorénavant « nuages de glace ») dont les principales caractéristiques (épaisseur géométrique, altitude moyenne, concentration de particules en nombre et en masse, dimension des particules...) se distribuent sur des larges plages de valeurs, défiant toute tentative de description rapide [1]. Des observatoires au sol dotés d'instrumentation lidar visible ou proche- infrarouge ont été mis en place depuis les années 1990, permettant de caractériser les nuages de glace relativement fins (épaisseur optique visible inférieure à trois) [2] [3] [4]. Les nuages de glace plus épais sont à leur tour accessibles à l'instrumentation radar dans certaines plages de fréquence [5]. Plusieurs stratégies sont par conséquent envisageables, soit en étudiant les parties du couvert qui ont été échantillonnées simultanément par un lidar et un radar [6], soit en étudiant toutes les parties du couvert qui ont pu être détectées par au moins un parmi une série d'instruments (lidar, radar, radiomètre infrarouge) [7]. La plus élémentaire des stratégies est, bien évidemment, celle qui dépend d'un seul moyen d'observation ; l'expérience montre qu'elle fournit des séries temporelles plus complètes dans la mesure où un seul instrument est à l'origine des éventuelles interruptions lors de la constitution de la base de données.

Nous présentons ici l'état actuel de la méthode RadOn (d'après *Radar Only*), conçue pour estimer les propriétés microphysiques des nuages de glace (vitesses terminales, concentrations en masse et en nombre...) à partir d'observations effectuées à l'aide d'un radar Doppler. Les premières étapes de son développement [8] [9] [10] [11] ont mis l'accent sur son potentiel autant qu'estimateur de propriétés microphysiques aux mêmes résolutions spatiale et temporelle dans lesquelles les observations de réflectivité et vitesse Doppler sont disponibles. La méthode RadOn a été appliquée avec succès aux observations acquises lors du programme Européen CloudNet, contribuant à évaluer la performance de modèles météorologiques en ce qui concerne leur représentation des nuages de glace [12]. En amont à l'adaptation de la méthode dans un proche avenir à des données aéroportées, notre étude analyse en détail un certain nombre d'aspects relatifs à son application. Le paragraphe 2 résume les différentes étapes de la méthode et propose l'inclusion de l'altitude dans l'association entre vitesses terminales et réflectivités. Le paragraphe 3 présente les observations prises en compte, acquises au sol en 2003 et 2004 à l'observatoire SIRTA, à Palaiseau. Le paragraphe 4 analyse les principaux résultats disponibles à ce jour, en incluant des tests de sensibilité effectués dans différents fronts : la classification « météorologique » des observations, préalable à l'application de la méthode ; l'association empirique entre vitesses terminales et réflectivités, en considérant implicite- ou explicitement l'altitude ; et enfin la température de l'air à laquelle se trouvent les observations. Une synthèse est présentée et les perspectives sont rappelées dans le dernier paragraphe.

2. Méthode RadOn

L'observation à distance (télédétection) d'un objet quelconque permet dans certaines conditions d'estimer une ou plusieurs propriétés de celui-ci. Cet objet doit être identifiable dans son environnement, et de cela va dépendre le choix de la longueur d'onde (ou fréquence) d'observation. La variabilité spatio-temporelle des propriétés de l'objet doit être prise en compte lors de la définition des respectives résolutions d'échantillonnage. Le problème devient d'avantage complexe lorsque l'objet d'intérêt est composé de différentes sous parties, chacune avec ses propriétés individuelles. La télédétection des nuages de glace constitue donc une tâche difficile. Les volumes d'air associés à chaque observation individuelle peuvent contenir des milliers de particules (avec des formes variées) et, au sein d'un même volume d'air, l'interaction entre le rayonnement incident et les particules n'est pas une fonction simple de la taille de ces dernières. Heureusement, ces difficultés ne sont pas insurmontables. Dans un premier temps les propriétés microphysiques peuvent être caractérisées à partir du spectre dimensionnel des particules de glace. Cette caractérisation est ensuite utilisée pour développer des méthodes d'estimation des propriétés des nuages de glace par télédétection. Cette démarche requiert la création de bibliothèques à plusieurs dimensions (*look up tables*) reliant les variables observées (« observables ») aux propriétés microphysiques.

La méthode RadOn a été conçue pour estimer les propriétés microphysiques des nuages de glace sans faire appel à d'autres observations que celles obtenues à l'aide d'un radar Doppler (par exemple à la fréquence 95 GHz, longueur d'onde 3,2 mm). Plus précisément, la méthode estime la vitesse terminale des particules, la masse de glace par unité de volume (concentration massique, IWC d'après *ice water content*), le nombre total de particules par unité de volume d'air (concentration numérique, Nt) et d'autres paramètres associés au spectre dimensionnel. La méthode permet également d'estimer une propriété dynamique (la vitesse verticale de l'air, Vw) et deux propriétés radiatives : le coefficient d'extinction visible (Kext) et le rayon effectif (Re). L'intégration verticale de Kext fournit l'épaisseur optique des nuages de glace. L'évaluation courante de l'impact radiatif des nuages ne requiert pas la connaissance des détails de leur spectre dimensionnel, mais plutôt du respectif rayon effectif. L'utilisation de ce paramètre est avantageuse puisque différents spectres dimensionnels peuvent correspondre à une même valeur de rayon effectif, et ainsi à un impact radiatif semblable [13].

Cette méthode est en cours de développement depuis la Thèse de Julien Delanoë au CETP [8] [9] [10] [11]. Comme préambule à notre l'étude, les principales étapes sont rappelées ci-dessous puis une modification importante est présentée.

Le radar Doppler échantillonne des volumes d'air qui, en visée verticale, correspondent à des couches de plusieurs dizaines de mètres. Les particules de glace présentent non seulement des tailles mais aussi des formes variées. Leur spectre dimensionnel peut être représenté grâce à une normalisation astucieuse, couplée à la notion de diamètre équivalent fondu (Deq) [9]. Ce diamètre est défini comme étant égal à celui d'une sphère hypothétique dont la masse serait la même que la particule de glace, une fois fondue. Bien évidemment, l'interprétation d'une forme non sphérique requiert la spécification de la respective densité apparente, celle d'une sphère dont le diamètre serait égal à la dimension maximale (Dmax) de la particule et qui serait remplie d'air dans le volume complémentaire à cette dernière. La réflectivité (équivalente) Ze et la vitesse Doppler Vd peuvent être formalisées en termes d'intégrations du spectre dimensionnel, ainsi que d'autres moments de ce dernier. Le rapport entre les moments d'ordre quatre et trois est défini comme le diamètre volumique moyen (Dm), un paramètre pivot de la normalisation effectuée sur le spectre dimensionnel. D'autres propriétés du volume contenant des particules de glace peuvent à leur tour être obtenues à partir du même spectre : la concentration numérique (moment d'ordre zéro), le coefficient d'extinction (proportionnel au moment d'ordre deux), la concentration massique (proportionnelle au moment d'ordre trois), le rayon effectif (rapport entre les moments d'ordre trois et deux).

L'application de la méthode RadOn se repose sur l'identification, au sein d'une bibliothèque construite au préalable, de la microphysique nuageuse la plus probable (ou « modèle microphysique »). Celle-ci est spécifiée par une « loi d'aire » (distribution de la surface projetée par les particules à un flux incident, comme fonction de la dimension maximale de la particule, Dmax) et par une « loi de

densité » (distribution de la densité apparente associée aux particules, comme fonction de Dmax). Une fois ces lois identifiées, les propriétés IWC, Nt, Re et Kext peuvent être estimées pour chaque observation de réflectivité et vitesse Doppler.

A son tour, l'identification du modèle microphysique le plus probable est basée sur la comparaison entre la distribution des vitesses terminales comme fonction de la réflectivité qui a été déduite des observations, face aux distributions homologues qui ont été obtenus théoriquement à partir des connaissances disponibles sur le spectre dimensionnel des particules au sein des nuages de glace. Ces connaissances ont été acquises à partir de plusieurs campagnes aéroportées d'observation in situ, où différents types de nuages de glaces ont été échantillonnés à différentes altitudes et latitudes [9]. Une première version des bibliothèques a été préparée pour des sites d'observation aux moyennes latitudes et aux tropiques, ainsi qu'à 95 GHz et d'autres fréquences. Il nous reste à préciser comment les vitesses terminales peuvent être déduites à partir des observations radar Doppler.

La vitesse Doppler mesurée à l'aide d'un radar en visée verticale résulte de la somme de la vitesse verticale de l'air et de la vitesse terminale (Vt) de sédimentation des particules de glace. La vitesse terminale peut être estimée à partir des observations de réflectivité et de vitesse Doppler effectuées par un radar aéroporté au cours d'un trajet de plusieurs dizaines de kilomètres (dans le cas de systèmes atmosphériques non précipitants), ou encore effectuées par un radar déployé au sol pendant des périodes de temps de l'ordre d'une journée. Dans de telles conditions, le mouvement vertical moyen de l'air se montrerait négligeable ; les écarts entre Vd et Vt deviendraient aléatoires, et une loi de puissance

$$-Vt = A1 * Ze^{B1}$$

pourrait être proposée à partir du diagramme –Vd versus Ze (celle-ci en mm6/m3) [11] [14]. L'application d'une telle approximation revient à assumer un seul modèle microphysique (lois d'aire et de densité uniques), une hypothèse dont la validité dépend bien évidemment de l'épaisseur et de la structure verticales du couvert nuageux. Une approximation d'ordre supérieure est ici proposée, accordant d'avantage de liberté à l'association entre vitesses terminales et réflectivités :

$$-Vt = (A11 * H^{A12}) * Ze^{(B11 + H * B12)}.$$

L'altitude H à compter du sol (ou la hauteur à compter à partir de la base du nuage) interviendrait à deux titres, d'une part en modifiant le coefficient A1 (vitesse Doppler pour une réflectivité unitaire), d'autre en modifiant l'exposant B1 (variation de LOG(–Vt) par unité de LOG(Ze)). Un même jeu d'observations permet l'application des deux approximations, et pour la suite nous indiquerons ces deux possibilités comme étant des « configurations » de la méthode RadOn. D'un point de vue pratique, les paramètres A1 et B1 ou A11, A12, B11 et B12 peuvent être estimés par l'application de la méthode des moindres carrés à l'expression respective :

$$LOG(-Vt) = LOG(A1) + B1 * LOG(Ze)$$

$$LOG(-Vt) = LOG(A11) + A12 * LOG(H) + (B11 + H * B12) * LOG(Ze) .$$

La plupart des résultats analysés dans notre étude ont été obtenu suite à l'application de la configuration Vt-Ze-H de la méthode RadOn, celle qui nous paraît la moins éloignée des conditions réelles dans la mesure où elle accorde une liberté additionnelle à l'association entre vitesses terminales et réflectivités. Une telle liberté viendrait du fait que l'altitude y est prise en compte explicitement : vitesses terminales et réflectivités sont associées sans qu'aucune manipulation préalable soit effectuée sur les vitesses Doppler ; et ensuite les estimatives de vitesse terminale sont normalisées à la densité de l'air au sol, en permettant la comparaison avec les vitesses terminales théoriques disponibles dans la bibliothèque microphysique. La configuration chronologiquement précédente, Vt-Ze, considère l'altitude comme variable implicite puisque les paramètres A1 et B1 sont déterminés après la normalisation de vitesses Doppler observées à la densité de l'air au sol ; les estimatives de vitesse terminale sont soumises à l'opération inverse lors de la présentation des

résultats comme fonction du temps et de l'altitude. Ces deux configurations sont internement cohérentes, et un certain nombre de résultats sont analysés dans le sous paragraphe 4.3.

Le Tableau 2.1 présente l'état actuel de l'algorithme, depuis quelques mois implémenté en langage FORTRAN-90. Un deuxième code source s'occupe de la synthèse des résultats obtenus en base journalière, en vue des distributions verticales et des distributions de fréquences analysées dans le paragraphe 4. Les deux codes ne demandent chacun que quelques minutes pour traiter l'intégralité des observations présentées dans le paragraphe 3.

3. Observations utilisées

Le radar Doppler à 95 GHz nommé RASTA (Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuAgeuses) a été défini et assemblé entièrement au CETP (Centre d'Etude des Environnements Terrestre et Planétaires) à la fin des années 1990, dans le cadre du projet RALI (Radar-Lidar). L'objectif de ce projet était de répondre au besoin de développement de moyens d'étude à haute résolution spatio-temporelle des propriétés microphysiques, radiatives et dynamiques des nuages peu denses et des aérosols, en associant un radar millimétrique Doppler (initialement à deux faisceaux) et un lidar à rétro diffusion à 532 nm et à diversité de polarisation [15]. Le radar RASTA a été utilisé avec succès dans plusieurs campagnes d'observation aéroportée en Europe (CARL en 2000 et 2001, CIRCLE-2 en 2007, POLARCAT et EUCAARI en 2008) et même en Afrique de l'Ouest (AMMA en 2006). Des dizaines de vols scientifiques RALI ont été effectués, dont certains sous la trace de plateformes de télédétection atmosphérique placées en orbite tels que CALIPSO (lidar, imageur infrarouge) et CloudSat (radar). L'analyse des observations acquises avec RASTA lors d'un certain nombre de survols par CloudSat est en cours et les premiers résultats se montrent satisfaisants [16] [17].

L'observatoire SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) est géré par une fédération de laboratoires de recherche en environnement, l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace), et se trouve implanté dans le campus de l'Ecole Polytechnique à Palaiseau (48.713°N, 2.214°E, environ 160 mètres d'altitude). La mission principale du SIRTA est de documenter les conditions atmosphériques à l'aide d'instrumentation moderne (proche des limites actuelles du développement technologique), permettant que des thèmes de recherche fondamentale (nuages, aérosols, couche limite atmosphérique) et de recherche appliquée (télédétection, modélisation) puissent être développés dans des conditions satisfaisantes [4]. Dans le cadre d'un tel effort, le radar RASTA a été utilisé à plusieurs reprises au SIRTA (CloudNet en 2003-2004, PARISFOG en 2006-2007). Le radar RASTA est alors déployé depuis l'intérieur d'un petit camion positionné au sein du site ; son récepteur est connecté à une seule antenne, à son tour placée en visée zénithale, et des modifications subtiles sont effectuées dans l'acquisition et le traitement des données brutes [15].

Le programme Européen CloudNet a été mis en place au début des années 2000 ayant par double but a) la définition de l' « observatoire idéal » pour la télédétection des propriétés nuageuses depuis le sol et b) l'évaluation de la représentation des propriétés nuageuses au sein des modèles météorologiques. Son accomplissement a demandé non seulement l'observation des conditions atmosphériques au cours des deux ans (2003 et 2004) au-dessus de trois sites (dont le SIRTA) à l'aide d'instrumentation dite de recherche (radar Doppler, lidar, radiomètre micro-ondes...) mais aussi l'analyse détaillée des possibilités offertes par une telle synergie instrumentale en liaison avec des produits issus de la modélisation météorologique [12]. Comme étape intermédiaire, les observations obtenues à l'aide des différents instruments ont été d'abord classifiées selon l'occurrence d'une série de facteurs atmosphériques et ensuite organisées à l'intérieur de fichiers NetCDF (*Network Common Data Form*) [18]. Les premiers pas du développement de la méthode RadOn entre 2003 et 2005 ont pu ainsi bénéficier d'un effort communautaire significatif.

Comme étape préalable à notre étude, 13788332 observations de réflectivité et vitesse Doppler acquises avec le radar RASTA au SIRTA ont été répertoriées au cours de 289 jours entre Janvier 2003 et Septembre 2004. Chacune de ces observations correspond à une porte-radar (60 mètres) et à un intervalle de temps de 30 seconds. Les données brutes correspondent à une résolution temporelle de l'ordre de la seconde. Pour la suite nous ne retenons que les observations associées à l'occurrence de

hydrométéores solides après avoir exclu celles qui, tout en étant contaminées par atténuation du signal radar due à la présence d'une ou plusieurs couches fines d'eau liquide sous le nuage de glace, n'ont pas pu être corrigées en première approximation d'un tel effet. Parmi les 4645515 observations ainsi sélectionnées (34 % du total), 3985388 (86 % de ce sous total) ont été analysées avec succès par la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H (voir paragraphe 2). Sauf indication contraire, tous les résultats présentés correspondent à ces dernières observations, distribuées sur 165 jours parmi les 289 de départ. Quarante neuf journées ont été refusées car une seule (et parfois aucune observation) a été retenue selon les critères énoncés.

L'altitude et l'épaisseur géométrique des couverts nuageux étudiés sont illustrées dans la Figure 3.1. La représentation choisie sous la forme d'une année synthétique rend plus directe toute discussion concernant la saisonnalité des résultats. La base, l'altitude moyenne et le sommet associés à une journée donnée ont été définis comme étant l'altitude des portes-radar la plus basse, la moyenne arithmétique et la plus haute parmi celles dont les observations ont été analysées avec succès, respectivement. L'épaisseur géométrique a été obtenue comme la différence entre le sommet et la base. Malgré une importante variabilité naturelle, ces quantités exhibent une certaine saisonnalité.

Une synthèse des observations de réflectivité et vitesse Doppler est présentée dans la Figure 3.2. Les profils verticaux affichés à gauche ont été construits à partir des valeurs moyennes journalières, n'en considérant que les altitudes associées aux portes-radar ayant été échantillonnées au cours d'au moins 55 = 165 / 3 jours avec analyse réussie. En éliminant les altitudes sous échantillonnées (notamment en dessous de 1 km et au dessus de 10 km), cette représentation suggère la portion de l'atmosphère au long de laquelle nos résultats sont plus robustes. La totalité des observations a été prise en compte dans les distributions de fréquences affichées à droite dans la Figure 3.2.

Les distributions de vitesse Doppler sont dominées par des valeurs négatives : le profil moyen indique des vitesses descendantes entre 1 et 10 km, et moins de 10 % observations sont associées à des valeurs positives. Cela peut être expliqué a) par une vitesse terminale moyenne des particules nuageuses qui soit négligeable face à une vitesse verticale moyenne de l'air évidemment négative, ou (plus plausible) b) par une vitesse terminale moyenne qui soit plus importante que la vitesse verticale moyenne de l'air. En admettant que le mouvement vertical moyen de l'air serait négligeable sur l'ensemble des systèmes atmosphériques échantillonnés, le profil moyen de vitesse Doppler représente une première approximation du respectif profil moyen de vitesse terminale. La Figure 3.2 montre en haut à gauche que les valeurs moyennes diminuent avec l'altitude au dessus de 5-6 km, et cela est cohérent avec l'occurrence typiquement faible de grandes particules (qui sédimentent plus vite) dans les parties supérieures du couvert nuageux.

La condition première pour l'application de la méthode RadOn serait ainsi satisfaite sur l'ensemble des observations, obtenues au cours de presque deux ans. Les résultats obtenus correspondraient à une seule association entre vitesse terminale et réflectivité, à une seule « loi d'aire » et à une seule « loi de densité », comme si les systèmes atmosphériques échantillonnés pouvaient être tous directement confondus en ce qui concerne leurs propriétés microphysiques. Le prochain paragraphe résume les propriétés microphysiques de l'ensemble de ces systèmes après l'application de la méthode RadOn en base journalière.

4. Résultats

Nous présentons ci-dessous les résultats de l'application de la méthode RadOn décrite dans le paragraphe 2 aux observations présentées dans le paragraphe 3. Au-delà d'être toutes associées à l'occurrence d'hydrométéores solides, ces observations se distribuent dans huit différentes « classes nuageuses », a) en correspondant ou pas à des nuages de glace détectés dans les observations lidar effectuées à proximité, b) en étant ou pas associées à l'occurrence de gouttelettes d'eau liquide à des températures de l'air inférieures à 273 K (« eau liquide surfondue »), et c) en étant ou pas contaminées par l'atténuation du signal radar due à la présence d'une ou plusieurs couches fines d'eau liquide sous le nuage de glace, dont l'effet a pu être corrigé en première approximation à l'aide des estimations du contenu en eau liquide possibles à partir des observations d'un radiomètre micro-

ondes à proximité (situations dorénavant rappelées comme « atténuation »). Toutes ces classes ont été retenues lors des premiers pas du développement de la méthode RadOn [11]. Les principaux résultats de notre étude sont présentés dans le sous paragraphe 4.1 pour l'ensemble de ces huit classes; ces résultats ont été obtenus en appliquant la configuration Vt-Ze-H de la méthode RadOn, celle qui nous paraît la moins éloignée des conditions réelles dans la mesure où elle accorde une liberté additionnelle à l'association entre vitesses terminales et réflectivités. Une série de tests de sensibilité est ensuite effectué : d'abord l'exclusion de toute observation associée à l'occurrence d'eau liquide surfondue et / ou atténuation (sous paragraphe 4.2), puis le remplacement de la configuration Vt-Ze-H par sa précédente Vt-Ze (4.3), et enfin l'exclusion de toute observation associée à une température de l'air en dessous d'un certain seuil (4.4).

4. 1. Propriétés microphysiques des nuages de glace

L'interprétation des résultats ci-dessous est limitée par (au moins) deux facteurs. Premièrement, toute synthèse basée sur un certain nombre de systèmes atmosphériques (« climatologie ») conduit à des distributions de valeurs dont l'occurrence dans la nature n'est pas garantie ; ainsi, une concentration numérique moyenne de 3,2 particules par centimètre cube n'implique pas l'occurrence dans l'atmosphère d'un centimètre cube qui puisse contenir un nombre non entier de particules. La méthode RadOn est capable d'estimer la structure spatio-temporelle de plusieurs propriétés microphysiques à partir d'une seule journée d'observations. La synthèse de plusieurs journées d'observations peut donner suite à des profils moyens (un par propriété microphysique) dont la cohérence doit être analysée avec attention. Deuxièmement, les connaissances disponibles sur les propriétés microphysiques des nuages de glace proviennent d'un certain nombre de campagnes d'observation in situ [19]. Même si ces connaissances se trouvent représentées au sein de la bibliothèque de propriétés microphysiques préparée pour la méthode RadOn [9], l'interprétation de profils moyens fait appel à des modèles conceptuels simples étant donnée la variabilité naturelle des couverts nuageux en question.

L'altitude et l'épaisseur géométrique des couverts nuageux considérés dans cette étude présentent une certaine saisonnalité (Figure 3.1). L'application journalière de la méthode RadOn fournit, en amont aux structures spatio-temporelles des propriétés microphysiques, le modèle microphysique le plus probable issu de la comparaison entre valeurs expérimentales et théoriques de la vitesse terminale comme fonction de la réflectivité. La Figure 4.1 affiche les séries temporelles de la « loi d'aire » et des paramètres BRHO et DL de la « loi de densité » sélectionnées, sous la forme d'année synthétique à partir de 165 jours d'observation en 2003 et 2004. Certes, une telle représentation ne permet pas de visualiser si les 108 (= 3 x 6 x 6) combinaisons possibles ont été observées ; néanmoins elle met en évidence que la sélection des modèles microphysiques n'a pas été conditionnée par des facteurs saisonniers.

Les Figures 4.2 et 4.3 résument les résultats obtenus concernant trois propriétés microphysiques (la vitesse terminale et les concentrations numérique et massique), deux propriétés radiatives (le coefficient d'extinction visible et le rayon effectif) et une propriété dynamique (la vitesse verticale de l'air) des couverts nuageux observés.

La vitesse terminale d'une particule de glace individuelle dépend de plusieurs facteurs dont sa masse, sa surface projetée et sa dimension maximale [20]. Chaque observation avec RASTA au SIRTA pendant CloudNet résulte de l'échantillonnage d'une couche de 60 mètres d'épaisseur sur une période de 30 secondes, et elle correspond typiquement à des milliers de particules individuelles. L'application de la méthode RadOn fournit des vitesses terminales obligatoirement descendantes (négatives dans la convention de signes adoptée dans notre étude), car elles sont estimées à l'aide d'une loi de puissance entre –Vd et Ze (paragraphe 2). Les vitesses terminales présentées dans ce paragraphe n'ont pas été normalisées par rapport à la densité de l'air. Les valeurs autour de –0,5 et –0,7 m/s sont les plus fréquentes (en haut à gauche, Figure 4.3). Le profil moyen (en haut à gauche, Figure 4.2) est caractérisé par des valeurs dont la magnitude diminue avec l'altitude au dessus de 6 km ; cela peut être associé à la faible occurrence de grandes particules (plus lourdes, qui sédiment plus vite) dans les parties supérieures (plus froides) du couvert [19]. En dessous de 6 km, le profil moyen de vitesses

terminales présente des structures subtiles, et la variabilité des systèmes atmosphériques en pourrait être la cause principale.

La vitesse verticale de l'air est obtenue en soustrayant d'une valeur observée de vitesse Doppler la respective vitesse terminale estimée. L'application de la méthode RadOn en base journalière serait d'autant plus judicieuse que ces vitesses verticales présenteraient des valeurs moyennes négligeables. En considérant les 165 jours d'analyse réussie de la configuration Vt-Ze-H, les vitesses verticales moyennes ont varié entre $6*10^{-5}$ et 0,16 m/s (valeur absolue), sans relation apparente avec le nombre d'observations (entre 28 et 201239). Le profil vertical moyen rappelle une cellule convective, avec des mouvements ascendants (descendants) dans la basse (haute) troposphère (en haut à droite, Figure 4.2). Plus de deux tiers des 3985388 estimatives individuelles de vitesse verticale de l'air correspondent à des valeurs entre −0.25 et 0,25 m/s, et la distribution de fréquences est symétrique (en haut à droite, Figure 4.3). Tout cela nous paraît favorable en ce qui concerne l'application de la méthode RadOn en base journalière.

La concentration numérique des particules de glace constitue un paramètre à forte variabilité naturelle, et les valeurs rencontrées se distribuent entre 10^{-1} et 10^{7} particules par mètre cube [1]. La concentration numérique est dominée par des particules plus petites que 100 micromètres notamment dans les parties supérieures du couvert où la nucléation est importante [19]. Les observations radar sont peu sensibles à l'occurrence de telles tailles de particule [5]. De façon semblable à d'autres propriétés microphysiques, l'application de la méthode RadOn fournit la concentration numérique associée à l'intégralité du spectre dimensionnel sélectionné lors de l'identification de la « loi d'aire » et de la « loi de densité » les plus satisfaisantes. Le profil moyen sur l'ensemble des 165 analyses journalières montre que, d'une manière générale, la plage des valeurs assumées par la concentration numérique diminue avec l'altitude (au centre à gauche, Figure 4.2). La dépendance verticale du profil moyen est très bruitée, et cela n'est nullement affecté par un contrôle encore plus rigoureux sur l'échantillonnage des portes-radar (par exemple, refuser les portes-radar ayant été échantillonnées moins de la moitié au lieu d'un tiers des jours d'observation comme dans cette Figure). La variabilité des systèmes atmosphériques et les incertitudes concernant la sélection du spectre dimensionnel seraient les causes principales d'un tel résultat. Plus de la moitié des estimatives de concentration numérique correspondent à des valeurs autour de 10^{5}, et la respective distribution de fréquences se montre légèrement asymétrique (au centre à gauche, Figure 4.3).

La concentration massique des particules de glace varie elle aussi sur des larges plages de valeurs, grosso modo entre 10^{-4} et 1,2 g/m3 [1]. Malgré une certaine tendance à que cette concentration augmente avec la température de l'air et qu'ainsi elle diminue avec l'altitude, sa distribution verticale peut être très complexe ; la concentration massique serait contrôlée à chaque altitude par l'occurrence simultanée d'un nombre important de petites particules puis d'un nombre moindre de particules plus grandes [19]. Effectivement, le profil moyen sur l'ensemble des 165 analyses journalières est relativement lisse (valeurs comprises entre $10^{-1,5}$ et $10^{-0,8}$ g/m3) tout en présentant des tendances subtiles (au centre à droite, Figure 4.2). En considérant toutes les estimatives individuelles de concentration massique, la distribution de fréquences présente son maximum entre 10^{-2} et 10^{-1} g/m3 (au centre à droite, Figure 4.3).

A l'exemple de la concentration numérique, le coefficient d'extinction visible peut être très influencé par les particules relativement petites (< 100 micromètres) ; les incertitudes expérimentales rendent difficiles la réconciliation entre méthodes observationnelles ainsi que l'évaluation précise des ordres de grandeur en jeu [21]. A l'exemple de la concentration massique, le coefficient d'extinction peut présenter une distribution verticale complexe, comme effet résultant du rôle partagé entre petites et grandes particules à chaque altitude [19]. Effectivement, les profils moyens de ces deux propriétés présentent des structures similaires à des altitudes comparables (Figure 4.2). La distribution de fréquences du coefficient d'extinction présente son maximum entre $10^{-3,5}$ et 10^{-3} (en bas à gauche, Figure 4.3).

Etant défini à partir du rapport entre la concentration massique et le coefficient d'extinction associés au respectif spectre dimensionnel, le rayon effectif d'une population de particules de glace présente lui aussi une certaine tendance à augmenter avec la température et donc à diminuer avec l'altitude dans

le couvert ; néanmoins, et sans encore rappeler le rôle de la variabilité naturelle, les incertitudes expérimentales rendent à elles seules difficile la réconciliation entre les méthodes observationnelles [22] [23] [24]. La distribution de fréquences du rayon effectif d'après la méthode RadOn présente son maximum entre 25 et 45 micromètres (en bas à droite, Figure 4.3). La valeur moyenne du rayon effectif sur l'ensemble des 165 analyses journalières diminue d'un facteur deux entre les altitudes 1 et 10 km (symboles bleues en bas à droite, Figure 4.2). Cela reviendrait à une situation où la concentration massique diminuerait avec l'altitude deux fois plus vite que le coefficient d'extinction.

Les dépendances verticales des propriétés microphysiques et radiatives semblent en partie cohérentes. Au dessus de 7-8 km, la concentration massique augmente avec l'altitude (plus haut, plus froid, plus de déposition de vapeur et condensation solide) tandis que la concentration numérique est presque constante. Le coefficient d'extinction et le rayon effectif varient de concert : particules plus petites et extinction visible plus importante vers 10 qu'autour de 8 km. Les vitesses terminales diminuent d'intensité avec l'altitude (particules plus petites, moindre vitesse de sédimentation), et cette tendance est claire depuis 5-6 km. L'agrégation entre 8 et 5 km fait augmenter la concentration massique et augmenter le coefficient d'extinction visible. En dessous de 4-5 km la sublimation des particules prend place ; la concentration massique diminue, ainsi que le coefficient d'extinction car l'occurrence relative des petites particules est de moins en moins importante.

L'interprétation des résultats ci-dessus est limitée bien évidemment par un troisième facteur : la performance de la méthode RadOn autant qu'estimateur des propriétés microphysiques demeure une question ouverte. Les premiers exercices d'évaluation de cette performance sont à leurs débuts, et leur discussion est laissée pour une communication future. Les tests de sensibilité présentés dans les sous paragraphes 4.2, 4.3 et 4.4 permettent de quantifier l'importance de certains aspects de l'application de la méthode qui nous sont apparus comme relevants.

4. 2. Influence de la classification des couverts nuageux

Les systèmes atmosphériques évoluent dans le temps et dans l'espace, et cela est particulièrement perceptible lorsqu'ils sont accompagnés d'une couverture nuageuse. La perception quantitative de ces systèmes est limitée par l'acquisition de données elle-même. La résolution spatio-temporelle dans laquelle les observations effectuées avec le radar RASTA au SIRTA pendant CloudNet sont aujourd'hui disponibles a été définie d'une part par la longueur de portes-radar en visée zénithale (60 mètres) et d'autre part par un intervalle de temps (30 secondes) permettant un niveau satisfaisant de synergie avec d'autres instruments déployés sur le même site (entre autres, lidar et radiomètre micro-ondes). En ce qui concerne notre problématique – estimer les propriétés microphysiques des nuages de glace –, il doit être rappelé que les hydrométéores solides n'apparaissent pas toujours seuls. Dans le cadre du programme CloudNet, les observations disponibles ont été classifiées selon l'occurrence d'un certain nombre de facteurs atmosphériques [18]. Cela ouvre la possibilité à que différents sous-ensembles de la base de données puissent être analysés selon une même méthodologie. Huit combinaisons de facteurs atmosphériques ont été retenues comme étant aptes à l'application de la méthode RadOn lors des premiers pas de son développement [11]. Ces « classes nuageuses » considèrent évidemment l'occurrence d'hydrométéores solides, d'après un critère sur la valeur de la température du thermomètre mouillé. Les observations positivement classifiées se distribuent ensuite entre huit possibilités combinant trois facteurs, a) en correspondant ou pas à des nuages de glace détectés dans les observations lidar effectuées à proximité, b) en étant ou pas associées à l'occurrence d'eau liquide surfondue, et c) en étant ou pas contaminées par atténuation du signal radar par une ou plusieurs couches d'eau liquide sous le nuage de glace, dont l'effet a pu être corrigé en première approximation.

Le tableau 4.1 caractérise ces huit classes dans le cas particulier des 3985388 observations analysées avec succès par la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H (voir sous paragraphe précédent). Chaque classe est indiquée par les valeurs assumées par les variables *category_bits* et *quality_bits* utilisées lors de classification des observations [18]. Ces classes sont peuplées différemment, et deux ou plus d'entre elles interviennent dans la plupart des journées d'observation. Environ 55 % des estimatives de propriétés microphysiques correspondent à la classe 6-1, plus précisément aux nuages

de glace libres d'eau liquide surfondue et d'atténuation et qui n'ont pas été détectés dans les observations lidar. L'observation des nuages de glace simultanément par radar et lidar (qualités 3 et 51 : 7 %) est plus fréquente que l'occurrence d'eau liquide surfondue (catégorie 7 : 3,5 %), et ces deux facteurs sont beaucoup moins fréquents que l'occurrence d'atténuation (suivie d'une satisfaisante correction) (qualités 49 et 51 : 40 %). Il serait instructif d'étudier les résultats de la méthode RadOn comme fonction de ces trois facteurs, en évaluant leur impact individuel après avoir refusé l'analyse des observations associés à l'absence de ce même facteur. L'interprétation de ces tests serait limitée par la disparité entre les sous populations en jeu. Un seul test est retenu pour la suite, d'une part le plus robuste en termes statistiques et d'autre part le plus intéressant en ce qui concerne son impact sur les propriétés microphysiques elles-mêmes : refuser l'ensemble des observations de réflectivité et vitesse Doppler qui ont été classifiées comme étant associées à l'occurrence d'eau surfondue et /ou contaminées par atténuation. Les deux classes restantes (6-1 et 6-3) correspondent à l'occurrence d'hydrométéores solides uniquement, et leur différence réside sur la détection du couvert par le lidar à proximité.

La méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H a été appliquée une deuxième fois à l'ensemble de 289 jours disponibles, et seulement les observations associées aux classes nuageuses 6-1 et 6-3 ont été retenues. Pour un grand nombre de journées, le refus des autres six classes a modifié les résultats obtenus lors de chaque étape de la méthode, au point même d'interdire l'approximation entre vitesse terminale, réflectivité et altitude. Un nombre inférieur d'observations a pu être analysé avec succès (2317885 au lieu de 3985388), distribuées sur une quantité équivalente de journées (161 au lieu de 165). Nous considérons pour la suite que les deux jeux de résultats peuvent être comparés directement malgré la différence entre les respectifs nombre d'observations. Ces chiffres doivent être interprétés de la façon suivante : le refus de six classes nuageuses a appauvri un grand nombre de journées d'observation ; pour certaines la configuration Vt-Ze-H est devenue possible et pour d'autres le contraire. Ceci en aucun cas se traduit par l'exclusion de 4 journées de l'ensemble des résultats précédemment obtenus. Des remarques semblables s'appliquent dès que la méthode RadOn est appliquée une nouvelle fois à l'intégralité des observations radar Doppler disponibles.

Un homologue à la Figure 4.1 aurait pu être ici incluse pour signaler le manque de saisonnalité lors de l'identification du modèle microphysique le plus probable, après l'exclusion des six classes nuageuses supra mentionnées. Certes les modèles choisis jour après jour ne sont plus les mêmes qu'en gardant les huit classes, mais aucun comportement significatif a attiré notre attention.

Les Figures 4.4 et 4.5 résument ce test de sensibilité. Les courbes bleues correspondent aux résultats affichés dans les Figures 4.2 et 4.3. Les courbes creuses résultent de l'application de la méthode RadOn pour les classes 6-1 et 6-3 uniquement. En passant de courbes bleues aux creuses, les observations associées à l'occurrence d'eau liquide surfondue sont supprimées ainsi que celles contaminées par atténuation. L'impact d'un tel test peut être considérable ou pas, selon l'estimative de la respective propriété microphysique soit très sensible ou pas au changement imposé.

Un résultat frappant est la sensibilité exhibée par la concentration numérique des particules de glace (au centre à gauche, Figure 4.4). Le respectif profil moyen est devenu beaucoup plus lisse et associé à une relativement faible augmentation avec l'altitude (grosso modo, de 10^5 et $10^{5,5}$ entre 4 et 9 km). Il reste à comprendre comment la variabilité exhibée par les résultats issus de l'analyse des huit classes nuageuses a pu subir un pareil lissage.

Les dépendances verticales des concentrations massiques et vitesses terminales (au centre à droite et en haut à gauche, Figure 4.4) semblent très cohérentes d'après l'application de la méthode aux deux premières classes nuageuses du Tableau 4.1. En dessous de 4 km les deux propriétés diminuent vers le sol (augmentent avec l'altitude) comme si les particules formées plus haut, dans des régions plus froides, s'évaporaient (sublimation) : moins de grandes particules, vitesses terminales plus faibles. Au dessus de 7 km, les particules primaires augmentent de taille par déposition de vapeur ; le profil moyen de concentration massique est relativement constant et les vitesses terminales augmentent vers le sol (les particules plus grandes sont moins fréquentes dans la partie supérieure du couvert). Entre les deux régions (4-7 km), les deux propriétés microphysiques augmentent vers le sol jusqu'à atteindre des valeurs moyennes autour de $10^{-0.25}$ g/m3 et -0.65 m/s respectivement. L'agrégation de

particules formées plus haut y aurait lieu. Même étant relativement plus simple, la dépendance verticale des concentrations numériques (au centre à gauche, Figure 4.4) serait cohérente avec l'occurrence de l'agrégation entre 4 et 7 km, puis avec la sublimation en dessous de 4 km. La reconnaissance de ces processus est limitée à partir des résultats issus de l'analyse des huit classes nuageuses (respectives courbes bleues, voir sous paragraphe précédent).

Les distributions de fréquences (Figure 4.5) affichent des modifications plus subtiles. Les vitesses verticales de l'air sont devenues encore plus centrées autour de zéro (en haut à droite), rendant le champ moyen du mouvement vertical un peu plus faible qu'auparavant face aux vitesses terminales des particules de glace dans le couvert nuageux. Ainsi, la configuration Vt-Ze-H de la méthode RadOn semble fournir des vitesses terminales plus satisfaisantes lorsqu'elle est appliquée uniquement aux observations associées à l'occurrence d'hydrométéores solides. La concentration massique et le coefficient d'extinction visible se sont montrés relativement peu sensibles à l'exclusion des six classes nuageuses (au centre à droite et en bas à gauche). Leur rapport (proportionnel au rayon effectif, en bas à droite) s'est amoindrit d'une manière générale, et cela est plus évident sur les respectifs profils moyens (en bas à droite, Figure 4.4).

La méthode RadOn se montre sensible à la classification attribuée en amont aux observations de réflectivité et vitesse Doppler. Après l'exclusion des observations associées à l'occurrence d'eau liquide surfondue et / ou contaminées par atténuation, l'estimation de vitesses terminales est devenue un peu plus satisfaisante dans la mesure où les vitesses verticales de l'air se sont en moyenne affaiblies. Les conséquences sur les autres propriétés microphysiques ont été variées, entre faible mais compréhensible (concentration massique) et forte et quelque part surprenante (concentration numérique). Des tests supplémentaires méritent d'être effectués dès que le jeu d'observations considère un peuplement plus équilibré entre les différents facteurs intervenant dans la classification.

4. 3. Influence de la configuration de RadOn

Tous les résultats présentés ci-dessus ont été obtenus après l'application de la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H. L'altitude a été prise en compte explicitement dans l'association entre vitesses terminales et réflectivités, sans demander la normalisation des vitesses Doppler à la densité de l'air au sol. Cette configuration accorde plus de liberté à l'estimation des vitesses terminales que la configuration Vt-Ze, utilisée tout au long des étapes précédentes du développement de la méthode RadOn et dans laquelle l'altitude est prise en compte implicitement.

Les résultats obtenus selon ces deux configurations sont comparés ci dessous. La méthode RadOn a été appliquée une troisième fois à l'ensemble de 289 jours disponibles, en considérant la configuration Vt-Ze et les huit classes nuageuses précédemment retenues. Un nombre semblable mais légèrement inférieur d'observations a pu être analysé avec succès (3928385 au lieu de 3985388), distribuées sur une quantité plus importante de journées (177 au lieu de 165). Le remplacement d'une configuration par l'autre a donné suite à la segmentation des résultats en groupes de journées (analysées avec succès par l'une, ou par l'autre, ou par les deux simultanément).

Encore une fois, la sélection du modèle microphysique le plus probable n'a pas été conditionnée par des facteurs saisonniers. Les résultats de ce test de sensibilité sont aussi résumés dans les Figures 4.4 et 4.5 ; symboles bleues et grises correspondent à l'application des configurations Vt-Ze-H et Vt-Ze respectivement. En passant des courbes bleues aux courbes grises, la prise en compte de l'altitude dans l'association entre vitesses terminales et réflectivités devient implicite.

Contrairement aux résultats obtenus avec la configuration Vt-Ze-H, les vitesses terminales d'après la configuration Vt-Ze se montrent en moyenne plus importantes au dessus de 8 km qu'en dessous de 4 km (en haut, Figure 4.4). Ces profils moyens présentent des vitesses terminales dont les valeurs ne se trouvent pas normalisées à la densité de l'air au sol ; les estimatives de l'approximation Vt-Ze-H ont été prises en compte directement, tandis que celles de l'approximation Vt-Ze ont du être soumises à opération contraire à la normalisation effectuée en amont sur les vitesses Doppler.

Le remplacement de la configuration Vt-Ze-H par sa précédente Vt-Ze s'est montré capable d'affecter les différentes propriétés microphysiques. De façon générale, les vitesses verticales de l'air deviennent moins bien centrées autour de zéro (en haut à droite, Figure 4.5) et leur profil moyen atteint des valeurs plus élevées dans la haute troposphère (en haut à droite, Figure 4.4). Tout en étant obtenu à partir des mêmes huit classes nuageuses, le profil moyen de concentration numérique est devenu plus lisse et relativement proche de celui issu de la configuration Vt-Ze-H pour les deux premières classes nuageuses du Tableau 4.1 (au centre à gauche, Figure 4.4). Les profils moyens et distributions de fréquences de la concentration massique, du coefficient d'extinction et du rayon effectif ont été peu affectés (au centre et en bas, Figure 4.4 et 4.5).

L'application de la configuration Vt-Ze aux huit classes nuageuses nous permet une comparaison directe avec les résultats obtenus lors des premières étapes du développement de la méthode [8] [10]. Au-delà des différences cosmétiques entre les deux algorithmes (implémentation MATLAB versus FORTRAN-90, ajustement Vt-Ze par approximations successives au lieu des moindres carrés,...), il doit être rappelé que : a) la bibliothèque actuelle (Janvier 2008) est certes moins riche en modèles microphysiques candidats, mais l'impact des grandes particules sur le calcul de réflectivités a été plus rigoureusement pris en compte, et b) la configuration Vt-Ze s'est montrée envisageable auparavant dans 135 et à présent dans 177 jours d'observation en 2003 et 2004 au SIRTA, sans qu'une telle différence puisse avoir une raison apparente.

La Figure 4.6 compare les étapes du développement de la méthode. Les résultats en rouge sont disponibles dans les Figures VI.34, VI.56, VI.58 et VI.70 de la Thèse de J. Delanoë [8], tandis que les résultats en gris ont été affichés dans la Figure 4.4. Deux manipulations ont rendu certains de nos résultats plus rapidement comparables à ceux de Delanoë : a) la vitesse terminale en vert a été obtenue par normalisation à la densité de l'air au sol ; et b) les concentrations (massique et numérique) en noir ont été obtenues à chaque altitude à partir de la moyenne arithmétique du logarithme de la respective concentration, au lieu du logarithme de la moyenne arithmétique de celle-ci. Trois aspects méritent d'être soulignés.

Premièrement, les vitesses terminales normalisées – ou plutôt leur dépendance journalière avec les réflectivités – sont utilisées lors de la comparaison avec leurs homologues contenus dans la bibliothèque microphysique, à la recherche des « loi d'aire » et « loi de densité » les plus probables. Ces vitesses terminales (en rouge d'après Delanoë, en vert d'après notre étude) sont caractérisées au dessus de 4 km par des valeurs plus faibles avec l'altitude ; comme leur profil vertical correspond tout entier à une même densité de l'air, leur interprétation dans des termes microphysiques est plus directe (moins de grandes particules en haut, vitesses terminales moyennes plus faibles). Les vitesses terminales non normalisées permettent d'estimer les respectives vitesses verticales de l'air et peuvent plus aisément être interprétées par les modélisateurs atmosphériques. La configuration Vt-Ze donne suite à deux champs de vitesse terminale (courbes verte et grise) dont la dépendance verticale moyenne est dans une certaine mesure opposée. La configuration Vt-Ze-H proposée dans notre étude donne suite à deux champs plus cohérents à ce propos.

Deuxièmement, les propriétés microphysiques des particules de glace estimées à l'aide de la méthode RadOn correspondent à l'intégralité du spectre dimensionnel, et non seulement à la portion de ce spectre qui est perceptible aux observations radar Doppler (paragraphe 2). Des modifications dans l'association entre vitesses terminales et réflectivités peuvent influencer la sélection du modèle le plus probable et ensuite les valeurs des propriétés microphysiques elles-mêmes. La configuration Vt-Ze actuelle de la méthode RadOn fournit des vitesses terminales relativement semblables à celles obtenues par Delanoë (courbes verte et rouge en haut à gauche, Figure 4.6). Les respectives estimatives de concentration massique (en haut à droite) et de coefficient d'extinction (en bas à gauche) se montrent cohérentes, résultat compréhensible du fait qu'elles ont été obtenues à partir de deux bibliothèques microphysiques basées sur les mêmes observations effectuées in situ au sein d'un grand nombre de nuages de glace. Troisièmement, une telle cohérence peut être fictive selon la propriété microphysique considérée. Les rayons effectifs (en bas à droite) présentent une différence systématique de l'ordre de 10 micromètres entre 3 et 9 km, conséquence finale de toute une série de petites différences entre les deux algorithmes RadOn en configuration Vt-Ze.

4. 4. Influence de la température de l'air

La température de l'air constitue un paramètre important dans différents processus qui régissent le cycle de vie d'un couvert nuageux : passage d'une phase de l'eau à l'autre (vapeur, liquide, solide), flottabilité des parcelles d'air à l'intérieur du couvert, échanges avec l'environnement dans lequel le couvert est situé. L'estimative des propriétés microphysiques des nuages de glace à l'aide de la méthode RadOn ne dépend pas explicitement de la température de l'air (voir paragraphe 2). Néanmoins, elle y joue un rôle implicite dans la mesure où l'application de la méthode demande la classification des observations disponibles en ce qui concerne l'occurrence ou pas d'hydrométéores solides. Cette classification a été basée sur la valeur calculée pour la température du thermomètre mouillé, faite à partir de l'humidité relative (par rapport à la glace) et de la température de l'air.

La température de l'air est disponible dans les fichiers (préparés dans le cadre du projet) CloudNet sur un certain nombre d'altitudes, selon la même résolution temporelle que les observations de réflectivité et vitesse Doppler ; ces valeurs résultent de l'interpolation des températures obtenues toutes les heures à l'aide d'un modèle météorologique régional [18]. Dans le cadre de notre étude, les valeurs de température disponibles aux instants de temps d'intérêt ont été à leur tour interpolées linéairement au centre de chaque porte-radar.

Les deux diagrammes en bas dans la Figure 3.2 présentent les distributions verticales (à gauche) et de fréquences (à droite) de la température de l'air associée aux observations de réflectivité et vitesse Doppler. La prise en compte d'un certain nombre d'observations (~ 0.5 % du total) associées à des températures de l'air au dessus de 273 K n'est pas considérée incohérente avec l'étude des nuages de glace. En ce qui concerne l'occurrence d'hydrométéores solides, ces observations ont été classifiées positivement car les respectives températures du thermomètre mouillé ont été associées à des valeurs en dessous de 273 K [18]. Certes, des critères plus restrictifs auraient pu être mis en place : par exemple, la rejection des observations associées à des valeurs de la température de l'air au dessus de 233 K nous permettrait d'étudier uniquement les cristaux de glace, sans intervention des gouttelettes glacées ou des mélanges eau liquide / eau solide [25]. Entre ces deux situations extrêmes, nous avons trouvé instructif d'évaluer, même à titre préliminaire, le rôle de la température de l'air sur les résultats de la méthode RadOn.

Tous les résultats obtenus ci-dessus correspondent à des observations pour lesquelles la température de l'air s'est montrée inférieure à 283 K (en bas à gauche, Figure 3.2). L'application de la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H a été analysée en plus grand détail pour un ensemble de huit classes nuageuses, dont le peuplement a été présenté dans le Tableau 4.1. Il serait plausible d'imaginer que, en réduisant la limite supérieure des températures de l'air admises en amont à l'application de la méthode, certaines de ces classes nuageuses (notamment celles associées à l'occurrence d'eau liquide dans l'atmosphère) tendraient à se montrer moins fréquentes. Le Tableau 4.2 met en évidence que l'impact de la température sur le peuplement de ces classes est complexe. La colonne T < 283K correspond au Tableau 4.1 ; les cinq colonnes suivantes ont été obtenues à tour de rôle après application de la méthode RadOn à l'ensemble des 289 journées d'observation.

Le Tableau 4.2 montre qu'une relativement faible réduction de la limite supérieure de température de l'air (de 283 à 273 K) fait augmenter le nombre d'observations dans sept sur huit classes, le nombre total des observations, et même le nombre des journées avec analyse réussie. La rejection d'une gamme de températures au début du traitement des observations de chaque journée a permit que la configuration Vt-Ze-H soit envisageable un plus grand nombre d'occasions, rendant plus robuste l'estimation des propriétés microphysiques en base « climatologique ». A partir de 273 K, la réduction de la limite de température entraîne l'effet inverse, quelque part attendu, sur le nombre d'observations effectivement analysées... mais pas toute de suite sur le nombre de journées aptes à cette configuration (de 174 à 179 jours, de 273 à 263 K). Les deux quantités diminuent de concert au-delà de 263 K, et même rapidement. N'en considérant que les températures inférieures à 233 K, seules trois classes nuageuses subsistent dont les deux associées uniquement aux hydrométéores solides. La troisième (6-49, contaminée par l'atténuation du signal radar due à des couches d'eau liquide) est présente sur l'ensemble du tableau, avec une fréquence toujours de l'ordre de 50 % des

observations associées à la première classe. Cette troisième classe ne peut être supprimée que par le biais d'une intervention explicite lors de la sélection des classes nuageuses d'intérêt.

L'influence de la limite supérieure admise pour la température de l'air associée aux observations radar sur les propriétés microphysiques est présentée dans la Figure 4.7. La courbe bleue correspond aux Figures 4.2 et 4.4 (configuration Vt-Ze-H, huit classes nuageuses). De manière générale, la diminution de la limite de température a causé : a) la réduction de l'épaisseur de la couche atmosphérique au long de laquelle les résultats seraient plus robustes (au moins un tiers des journées échantillonnées), ainsi que le déplacement d'une telle couche vers des altitudes plus élevées (relativement plus froides), et b) une dérive des profils moyens vers des valeurs bien distinctes de celles obtenues avec la limite 283 K. Ces deux aspects sont frappants pour les vitesses terminales (en haut à gauche). Les résultats obtenus pour les limites 283 et 273 K se rassemblent, et ces derniers seraient statistiquement plus robustes. Les résultats obtenus pour les autres limites correspondent à des sous populations de moins en moins nombreuses de nuages de glace, et surtout à des nuages rencontrés le plus souvent dans la troposphère supérieure. La représentativité des propriétés microphysiques ainsi estimées nous semble nettement moindre que celle obtenue en appliquant la configuration Vt-Ze-H aux deux premières classes nuageuses, sans aucun critère concernant la température de l'air (Figures 4.4 et 4.5).

5. Synthèse et Perspectives

La méthode RadOn est capable d'estimer la structure spatio-temporelle d'un certain nombre de propriétés microphysiques et radiatives des nuages de glace : vitesse terminale, concentrations numérique et massique, coefficient d'extinction, et rayon effectif. Ces estimations sont possibles si les vitesses Doppler observées acceptent d'être décomposées en vitesses terminales des particules et vitesses verticales de l'air. Nous avons vu qu'en base journalière les dernières deviennent, en moyenne, plus faibles que les premières. Ces estimations dépendent, en plus, d'une association entre vitesses terminales et réflectivités qui puisse être reconnue au sein d'une bibliothèque microphysique construite au préalable. A cause de la structure spatiale des systèmes atmosphériques – et surtout de la dépendance verticale de la densité du milieu dans lequel les particules de glace sédimentent –, l'altitude doit être prise en compte lorsque vitesses terminales et réflectivités sont associées. L'approche implicite (Vt-Ze) mis en place jusqu'à présent peut être remplacée par une approximation d'ordre supérieur (Vt-Ze-H) dont les premiers fruits sont très encourageants.

Par ordre de priorité et dans la mesure où les conditions soient réunies, les perspectives de ce travail incluent a) l'évaluation de la méthode RadOn à l'aide de mesures de référence des propriétés microphysiques et radiatives des nuages de glace (observations in situ), b) son adaptation à d'autres observatoires, c) son extension à des données aéroportées, d) l'étude des nuages de glace en base journalière (cycle diurne) et saisonnière, et enfin e) l'étude de la structure verticale des nuages de glace depuis l'angle de leur représentation dans les modèles numériques. La performance de la méthode RadOn autant qu'estimateur de propriétés microphysiques intégrées sur la colonne atmosphérique (contenu massique en g/m2, épaisseur optique visible) semble plus simple, dans la mesure où d'autres moyens d'observation fournissent ces mêmes variables... d'après leur respective (et distincte) perception des couverts nuageux. En ce qui concerne les propriétés microphysiques telles quelles, sans intégration verticale, le travail fastidieux d'analyse d'observations aéroportées in situ parviendra dans le proche avenir à des bases de référence pour certains vols scientifiques de RASTA ; en amont, le traitement des observations effectuées avec les (parfois cinq) antennes de l'instrument doit aboutir. L'adaptation de la méthode RadOn à d'autres observatoires dépend de la construction de bibliothèques microphysiques adéquates à d'autres conditions climatiques (tels que les tropiques) ainsi qu'à d'autres fréquences d'observation. Les tout premiers essais à ce propos sont en cours. Les perspectives de contribution à la modélisation numérique des nuages de glace sont nombreuses, dès la caractérisation des altitudes (base et sommet) associées à des couverts partiellement perçus par les instruments lidar, jusqu'à l'occurrence des « lois d'aire » et « lois de densité » les plus fréquentes. Ces approximations constituent la vraie charnière entre les actions menées par les deux communautés, vu les échelles spatio-temporelles dans lesquelles les nuages contenant des particules de glace peuvent être détectés ou représentés respectivement.

Remerciements

Ce travail n'aurait pas été possible sans les efforts souvent oubliés des équipes techniques qui ont pu bien permettre le fonctionnement satisfaisant du radar Doppler RASTA en 2003 et 2004 au SIRTA. Puisse notre nouveau laboratoire LATMOS garder ce savoir-faire et ce professionnalisme. Le CNES est ici remercié pour son soutien, ainsi que nos confrères participants du programme CloudNet.

Références bibliographiques

[1] Dowling, D. R. & L. F. Radke – 1990 – A summary of the physical properties of cirrus clouds. Journal of Applied Meteorology, 29: 970-978.

[2] Stokes, G. M. & S. E. Schwartz – 1994 – The Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program: programmatic background and design of the cloud and radiation test bed. Bulletin of the American Meteorological Society, 75(7): 1201-1221.

[3] Sassen, K., J. M. Comstock, Z. Wang & G. G. Mace – 2001 – Cloud and aerosol research capabilities at FARS: The Facility for Atmospheric Remote Sensing. Bulletin of the American Meteorological Society, 82(6): 1119-1138.

[4] Haeffelin, M., L. Barthes, O. Bock, C. Boitel, S. Bony, D. Bouniol, H. Chepfer, M. Chiriaco, J. Cuesta, J. Delanoë, P. Drobinski, J.-L. Dufresne, C. Flamant, M. Grall, A. Hodzic, F. Hourdin, F. Lapouge, Y. Lemaitre, A. Mathieu, Y. Morille, C. Naud, V. Noel, B. O'Hirok, J. Pelon, C. Pietras, A. Protat, B. Romand, G. Scialom & R. Vautard – 2005 – SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. Annales Geophysicae, 23: 253-275.

[5] Sassen, K. & G. G. Mace – 2002 – "Ground-based remote sensing of cirrus clouds". Chapitre 8 dans "Cirrus" (Edité par D. K. Lynch, K. Sassen, D. O'C. Starr & G. Stephens, Oxford University Press), pp.168-196.

[6] Comstock, J. M., T. P. Ackerman & G. G. Mace – 2002 – Ground-based lidar and radar remote sensing of tropical cirrus clouds at Nauru Island: Cloud statistics and radiative impacts. Journal of Geophysical Research, 107(D23), 4714, doi:10.1029/JD002203.

[7] Delanoë, J. & R. J. Hogan – 2008 – A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer. Journal of Geophysical Research, 113, D07204, doi:10.1029/2007JD009000.

[8] Delanoë, J. – 2005 – "Modèle Inverse et Algorithmique pour exploiter la Synergie Radar-Lidar dans les Missions en tandem CLOUDSAT et CALIPSO ou dans la Mission EARTH-CARE". Thèse de Docteur de l'Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines.

[9] Delanoë, J., A. Protat, J. Testud, D. Bouniol, A. J. Heymsfield, A. Bansemer, P. R. A. Brown & R. M. Forbes – 2005 – Statistical properties of the normalized ice particle size distribution. Journal of Geophysical Research, 110, D10201, doi:10.1029/2004JD005405.

[10] Delanoë, J., A. Protat, D. Bouniol & R. Hogan – 2006 – Ice cloud climatology and NWP model evaluation from a Doppler cloud radar. "Proceedings of the Fourth European Conference on Radar Meteorology (ERAD 2006; Barcelona, 18-22 September 2006)", pp.256-259.

[11] Delanoë, J., A. Protat, D. Bouniol, A. Heymsfield, A. Bansemer & P. Brown – 2007 – The characterization of ice clouds properties from Doppler radar measurements. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 46(10): 1682-1698.

[12] Illingworth, A. J., R. J. Hogan, E. J. O'Connor, D. Bouniol, M. E. Brooks, J. Delanoe, D. P. Donovan, J. D. Eastment, N. Gaussiat, J. W. F. Goddard, M. Haeffelin, H. Klein Baltink, O. A. Krasnov, J. Pelon, J.-M. Piriou, A. Protat, H. W. J. Russchenberg, A. Seifert, A. M. Tompkins, G.-J. van Zadelhoff, F. Vinit, U. Willen, D. R. Wilson & C. L. Wrench – 2007 – CLOUDNET: Continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground-based observations. Bulletin of the American Meteorological Society, 88: 883-898.

[13] Hansen, J. E. & L. D. Travis – 1974 – Light scattering in planetary atmospheres. Space Science Reviews, 16: 527-610.

[14] Protat, A., Y. Lemaitre & D. Bouniol – 2003 – Terminal fall velocity and the FASTEX cyclones. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129: 1513-1535.

[15] Protat, A., J. Pelon, N. Grand, P. Delville, P. Laborie, J.-P. Vinson, D. Bouniol, D. Bruneau, H. Chepfer, J. Delanoë, M. Haeffelin, V. Noel & C. Tinel – 2004 – Le projet RALI: Combinaison d'un radar et d'un lidar pour l'étude des nuages faiblement précipitants. La Météorologie, 47: 23-33.

[16] Bouniol, D., A. Protat, A. Plana-Fattori, M. Giraud, J.-P. Vinson & N. Grand – 2008 – Comparison of airborne and spaceborne 95 GHz radar reflectivity and evaluation of multiple scattering effect in spaceborne measurements. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 25: 1983-1995.

[17] Protat, A., D. Bouniol, J. Delanoë, P. T. May, A. Plana-Fattori, A. Hasson, E. O' Connor, U. Gorsdorf & A. J. Heymsfield – 2009 – Assessment of CloudSat reflectivity measurements and ice cloud properties using ground-based and airborne cloud radar observations. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (soumis en Octobre 2008, en cours de révision).

[18] Hogan, R. J. & E. J. O'Connor – 2004 – "Facilitating cloud radar and lidar algorithms: The Cloudnet instrument synergy / target categorization product". Department of Meteorology, Reading University. [Disponible en ligne à http://www.cloud-net.org/data/products/categorize.html]

[19] Heymsfield, A. J. & G. M. McFarquhar – 2002 – "Mid-latitude and tropical cirrus: Microphysical properties". Chapitre 4 dans "Cirrus" (Edité par D. K. Lynch, K. Sassen, D. O'C. Starr & G. Stephens, Oxford University Press), pp.78-101.

[20] Mitchell, D. L. – 1996 – Use of mass- and area-dimensional power-laws for determining precipitation particle terminal velocities. Journal of the Atmospheric Sciences, 53(12): 1710-1723.

[21] Gayet, J.-F., F. Auriol, A. Minikin, J. Ström, M. Seifert, R. Krejci, A. Petzold, G. Febvre & U. Schumann – 2002 – Quantitative measurement of the microphysical and optical properties of cirrus clouds with four different in situ probes: evidence of small ice crystals. Geophysical Research Letters, 29(24), 2230, doi:10.1029/2001GL014342.

[22] Heymsfield, A. J., C. Schmitt, A. Bansemer, G.-J. van Zadelhoff, M. J. McGill, C. Twohy & D. Baumgardner – 2006 – Effective radius of ice cloud particle populations derived from aircraft probes. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 23: 361-380.

[23] Garrett, T. J. – 2007 – Comments on "Effective radius of ice cloud particle populations derived from aircraft probes". Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 24: 1495-1503.

[24] Gerber, H. – 2007 – Comments on "Effective radius of ice cloud particle populations derived from aircraft probes". Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 24: 1504-1510.

[25] Sassen, K., K.-N. Liou, S. Kinne & M. Griffin – 1985 – Highly supercooled cirrus cloud water: Confirmation and climatic implications. Science, 227: 411-413.

Tableaux

Tableau 2.1 : Etat actuel de l'algorithme de la méthode RadOn.

sélection de la base de données (latitude du site et fréquence d'observation de l'instrument), de la configuration (Vt-Ze ou Vt-Ze-H) avec laquelle la méthode RadOn sera appliquée, et des températures de l'air et des classes nuageuses d'intérêt

lecture de la bibliothèque de propriétés microphysiques adéquate à la gamme de latitudes et à la fréquence d'observation sélectionnées

pour chacune des journées d'observation prises en compte...

lecture de toutes les observations disponibles

identification des observations de réflectivité et vitesses Doppler qui soient physiquement cohérentes et aussi associées aux températures de l'air et aux classes nuageuses d'intérêt ; réjection des journées associées à moins de deux observations identifiées

évaluation des valeurs moyennes, par classe de réflectivité, de la vitesse Doppler (normalisée à la densité de l'air au sol si configuration Vt-Ze) et de la réflectivité elle-même (et de l'altitude associée aux observations si configuration Vt-Ze-H) ; évaluation des respectifs poids comme fonction de la variance relative et du nombre d'observations par classe de réflectivité; réjection des journées associées à au moins une vitesse Doppler moyenne ascendante, et de celles associées à moins de deux vitesses Doppler moyennes descendantes

évaluation des paramètres intervenant dans l'approximation entre vitesses terminales et réflectivités (et altitudes si configuration Vt-Ze-H) à partir des valeurs moyennes supra mentionnées et à l'aide de la méthode de moindres carrés dans sa version pondérée (hétéroscédastique) ; réjection des journées pour les quelles l'estimation des paramètres n'a pas abouti (entre autres, refuser $B1 < 0$ si configuration Vt-Ze, refuser $B1+H*B12 < 0$ si configuration Vt-Ze-H)

évaluation des vitesses verticales de l'air comme différence entre vitesses Doppler observées et vitesses terminales exemptées de toute normalisation au sol

comparaison entre vitesses terminales normalisées avec leurs homologues disponibles dans la bibliothèque microphysique, et sélection du modèle microphysique le plus probable à l'aide de la méthode de minimisation ; ce modèle (caractérisé par une « loi de aire » et une « loi de densité ») guidera les étapes suivantes lors de l'estimation des propriétés microphysiques

pour chacune des observations de vitesse Doppler et réflectivité : évaluation du diamètre volumique moyen (Dm), du paramètre de normalisation (N0*) du spectre dimensionnel, et des propriétés microphysiques restantes (Kext, IWC, Nt, Re) à l'aide d'interpolations linéaires unidimensionnelles au sein des tableaux correspondants au modèle microphysique sélectionné ; réjection des observations pour les quelles l'analyse n'a pas abouti (vitesses terminales estimées dont la valeur s'est montrée en dehors de la plage de respectives valeurs théoriques)

sortie des résultats intermédiaires de la sélection du modèle microphysique : pour chacune des options disponibles, présentation des écarts quadratiques moyens entre les deux distributions de vitesse terminale (expérimentale et théorique, comme fonction de la réflectivité)

sortie des estimations journalières des propriétés microphysiques comme fonction du temps et de l'altitude, n'en considérant que les observations effectivement analysées par la méthode

Tableau 4.1 : Répartition des estimatives individuelles de propriétés microphysiques des nuages de glace discutées dans le sous paragraphe 4.1 selon huit classes établies dans la cadre du programme CloudNet. L'occurrence de gouttelettes d'eau liquide simultanément aux hydrométéores solides est absente dans la catégorie 6 et présente dans la catégorie 7. Les quatre indicateurs de qualité correspondent à l'absence d'atténuation du signal radar due à l'occurrence de couches d'eau liquide sous le nuage de glace (1 et 3) ou à son occurrence (49 et 51), puis à l'identification positive (3 et 51) ou non (1 et 49) du couvert nuageux dans les observations lidar à proximité.

« catégorie » (*category_bits*)	« qualité » (*quality_bits*)	nombre d'observations
6	1	2211294
6	3	140802
6	49	1487183
6	51	8009
7	1	1609
7	3	50682
7	49	13085
7	51	72724

Tableau 4.2 : Répartition des estimatives individuelles de propriétés microphysiques des nuages de glace selon les classes nuageuses définies précédemment (voir Tableau 4.1), comme fonction de la limite supérieure admise pour la température de l'air associée aux observations radar Doppler. La dernière ligne comptabilise le nombre d'observations sur l'ensemble des huit classes et le nombre de journées d'observation analysées avec succès par la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H.

catégorie	qualité	obs. (T<283K)	obs. (T<273K)	obs. (T<263K)	obs. (T<253K)	obs. (T<243K)	obs. (T<233K)
6	1	2211294	2312773	2062768	1336371	582538	157017
6	3	140802	136135	24926	1349	20	2
6	49	1487183	1662430	1364018	791904	279509	88714
6	51	8009	8095	1704	50	4	0
7	1	1609	1655	1421	528	79	0
7	3	50682	51305	26838	7663	437	0
7	49	13085	13177	7397	835	1	0
7	51	72724	74352	20559	2259	8	0
		3985388 obs. sur 165 jours	4259922 obs. sur 174 jours	3509631 obs. sur 179 jours	2140959 obs. sur 142 jours	862596 obs. sur 105 jours	245733 obs. sur 40 jours

Figures

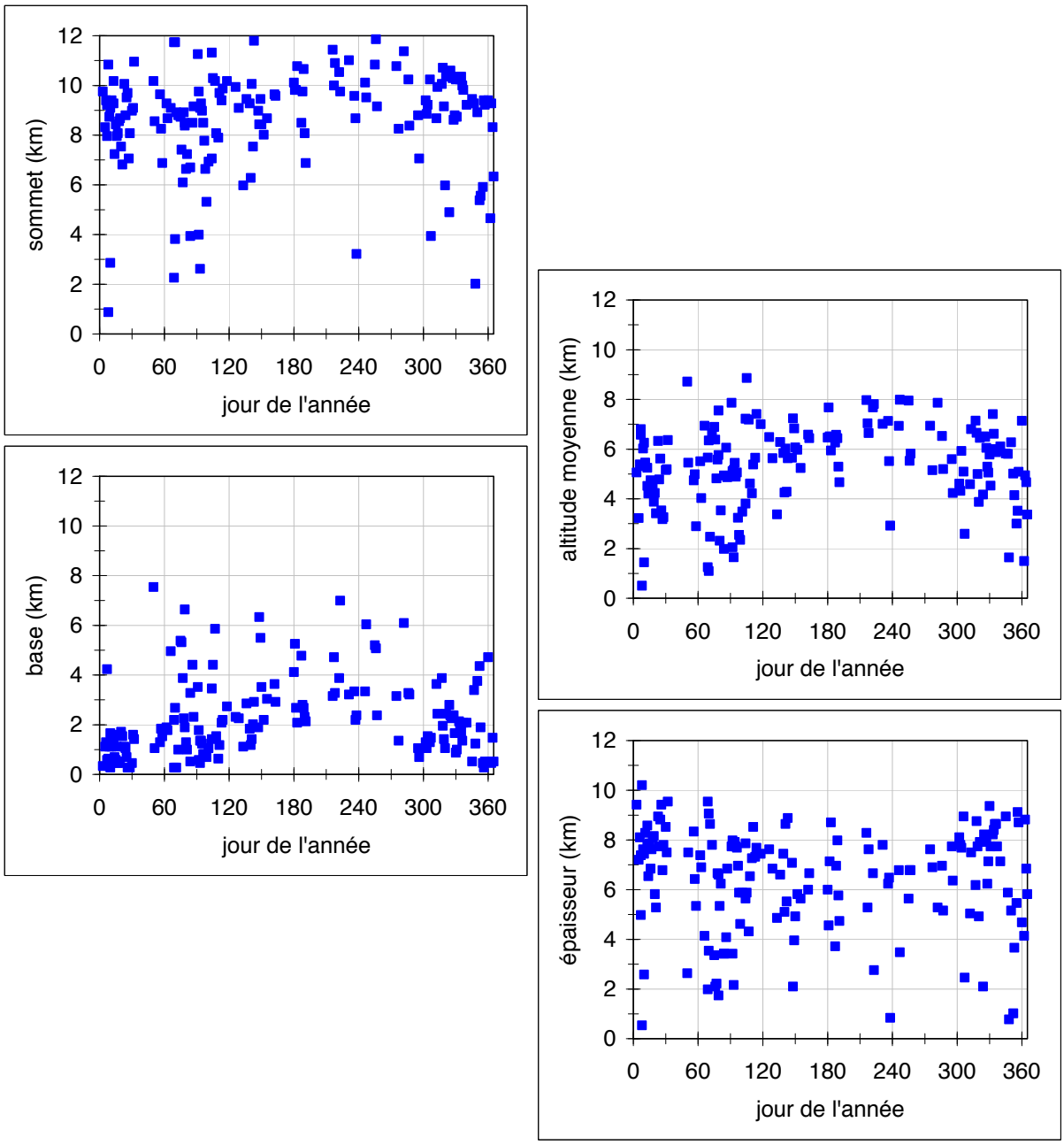

Figure 3.1 : Séries temporelles des valeurs journalières du sommet, de l'altitude moyenne, de la base et de l'épaisseur géométrique associées à la couverture nuageuse « glace » observée à l'aide du radar RASTA à Palaiseau en 2003 et 2004, au cours d'une année synthétique. Cette figure considère uniquement les 165 journées pour lesquelles la méthode RadOn a été appliquée avec succès dans sa configuration Vt-Ze-H.

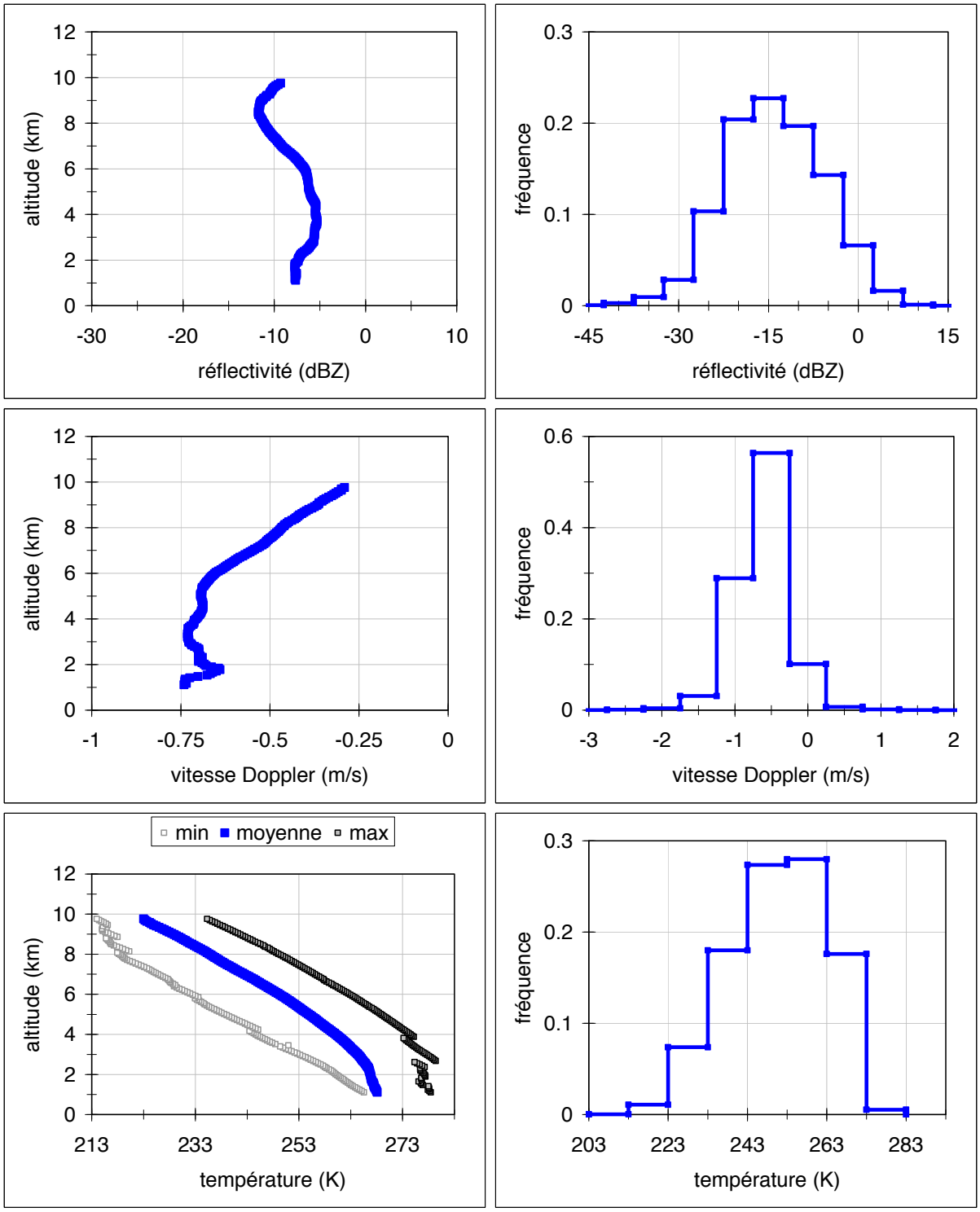

Figure 3.2 : Statistiques de la réflectivité (en haut) et de la vitesse Doppler (au centre) observées, et de la respective température de l'air (en bas) d'après un modèle météorologique. Les diagrammes à gauche présentent la distribution verticale des respectives valeurs minimales, moyennes et maximales associées aux portes-radar ayant été échantillonnées au cours de 55 jours ou plus ; les diagrammes à droite présentent les distributions de fréquences obtenues sur la totalité des observations.

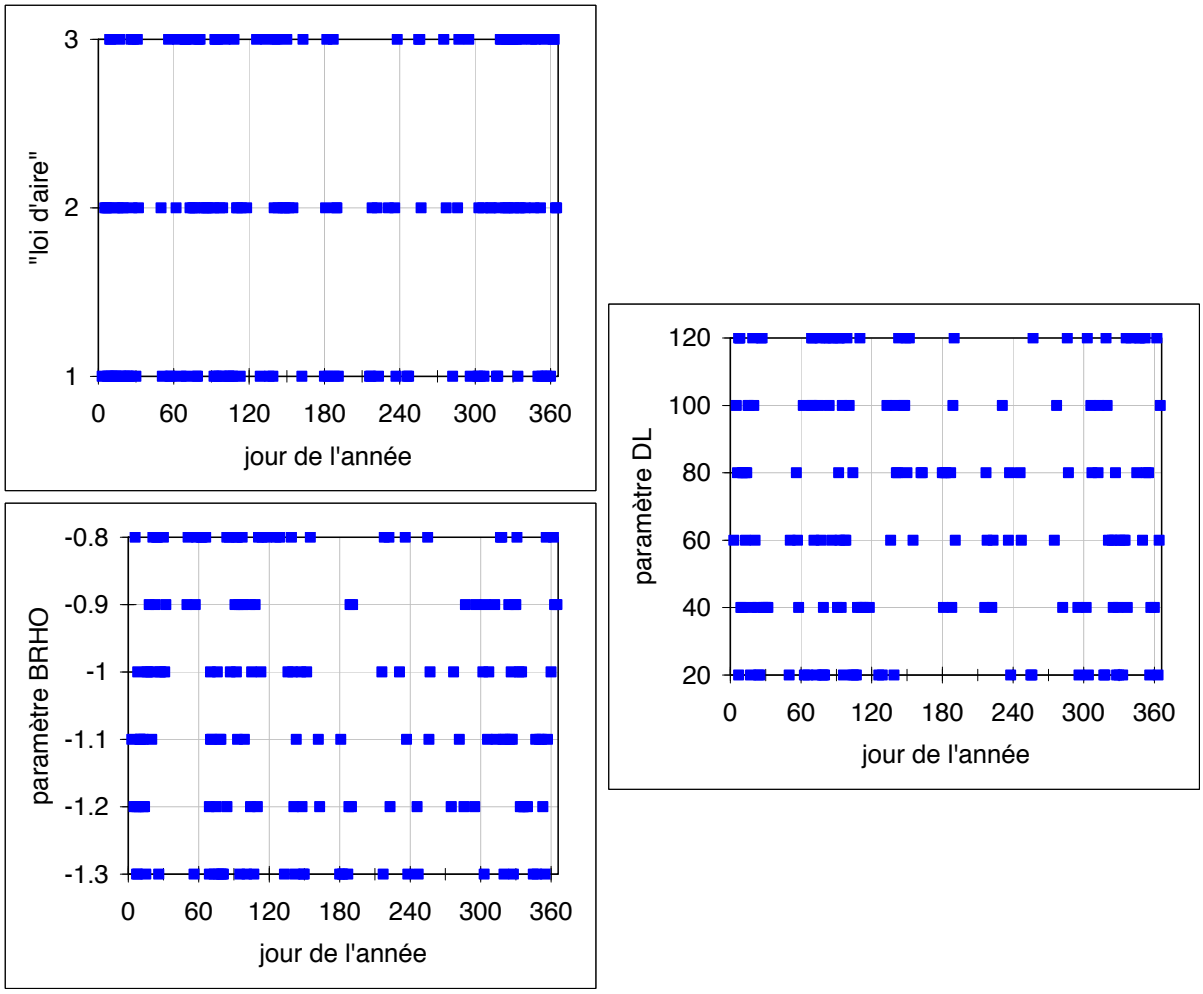

Figure 4.1 : Séries temporelles des « lois d'aire » (en haut) et des paramètres BRHO (au centre) et DL (en bas) des « lois de densité » identifiées comme les plus satisfaisantes d'après la comparaison journalière entre les vitesses terminales estimées et leurs homologues disponibles dans la bibliothèque microphysique.

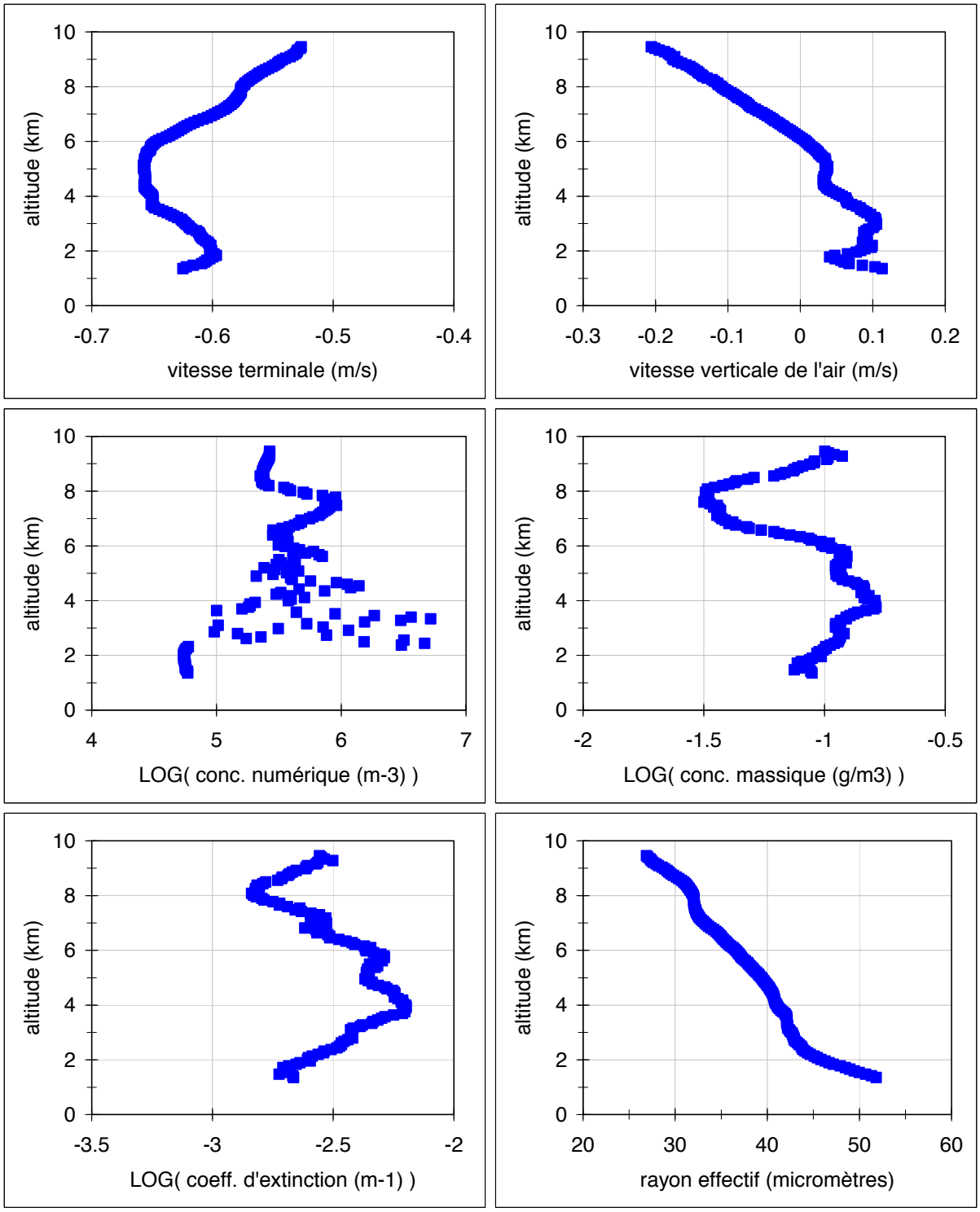

Figure 4.2 : Distribution verticale moyenne de six propriétés microphysiques, d'après l'application de la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H. Seules les altitudes associées aux portes-radar ayant été échantillonnées au cours d'au moins 55 jours ont été prises en compte.

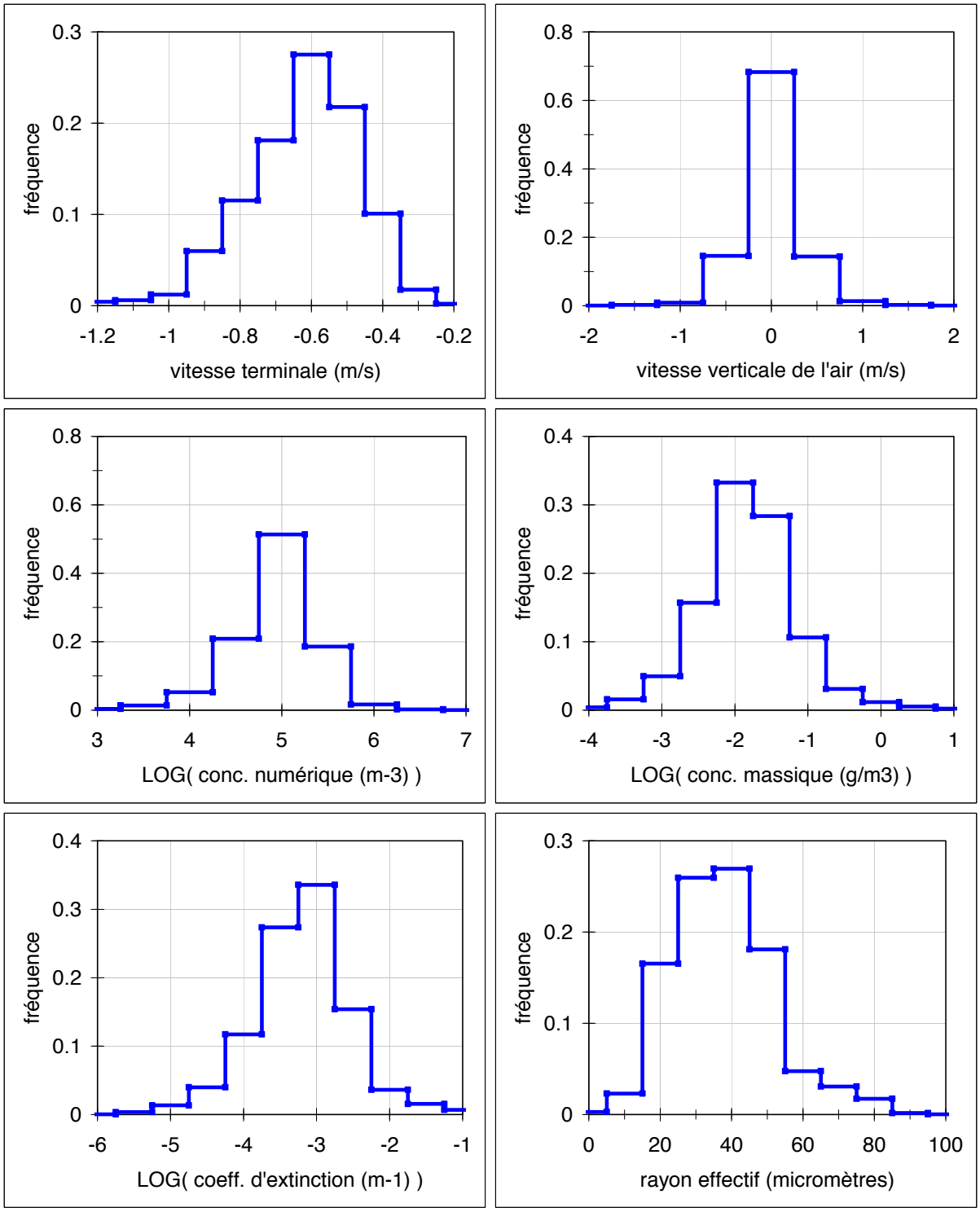

Figure 4.3 : Distribution de fréquences de six propriétés microphysiques, en considérant la totalité des observations analysées avec succès par la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H.

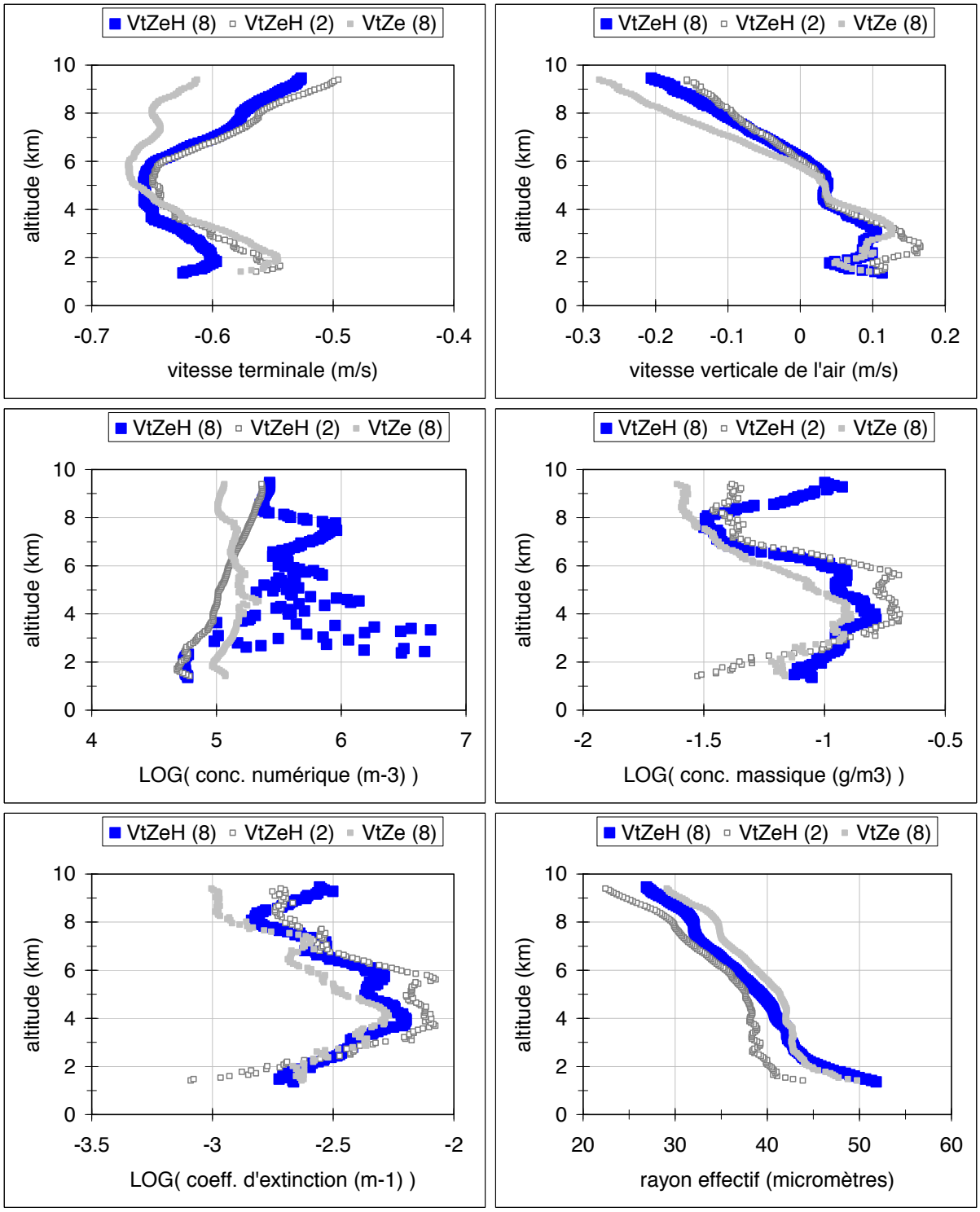

Figure 4.4 : Distribution verticale moyenne de six propriétés microphysiques d'après la méthode RadOn selon trois applications : configuration Vt-Ze-H et huit classes de nuages en bleu (sous paragraphe 4.1), configuration Vt-Ze-H et deux classes de nuages en gris foncé et blanc (sous paragraphe 4.2), et enfin configuration Vt-Ze et huit classes de nuages en gris clair (sous paragraphe 4.3). Seules les altitudes associées aux portes-radar ayant été échantillonnées au cours d'au moins 55, 54 et 59 jours ont été prises en compte, respectivement (voir texte).

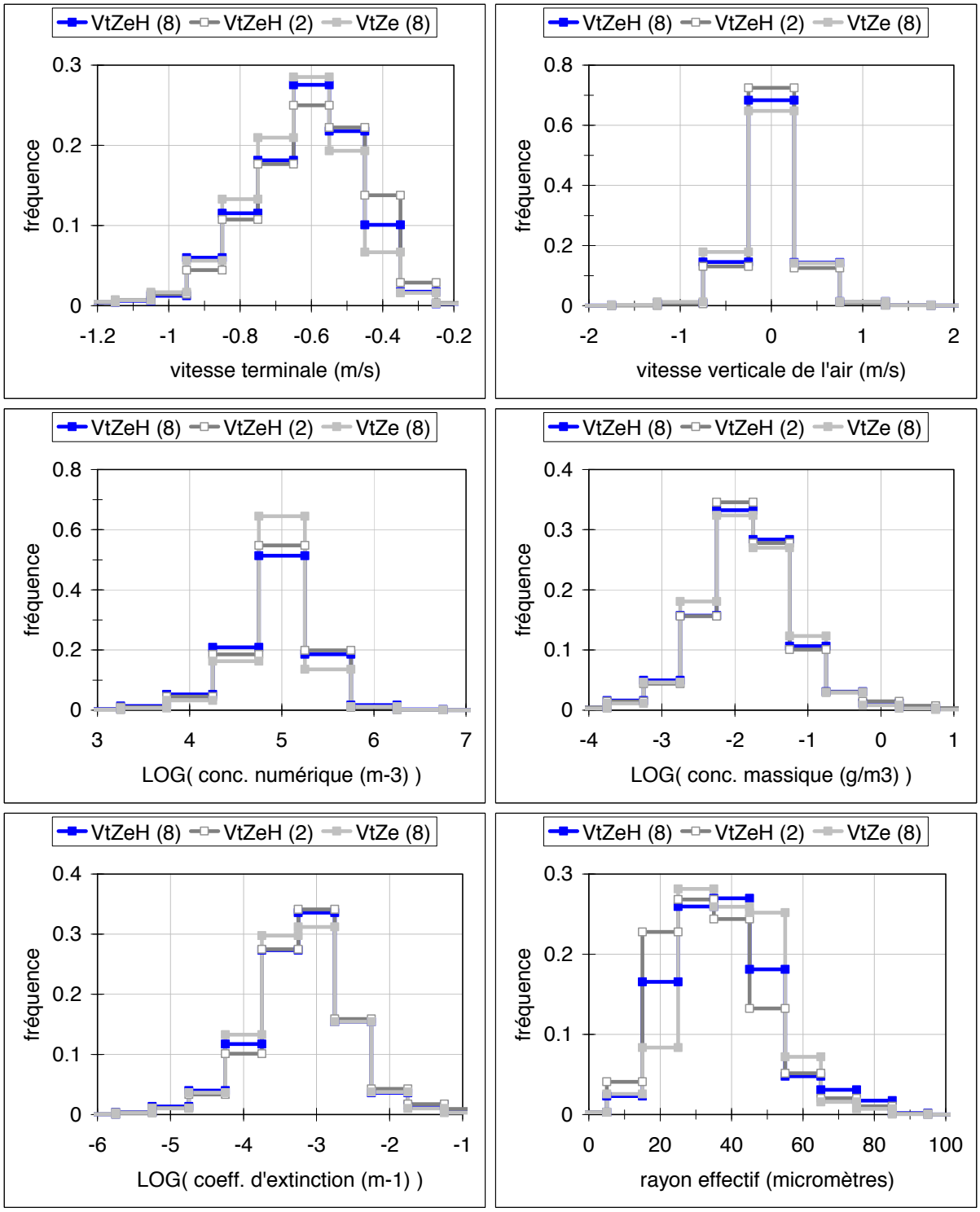

Figure 4.5 : Distribution de fréquences de six propriétés microphysiques d'après la méthode RadOn selon trois applications : configuration Vt-Ze-H et huit classes de nuages en bleu (sous paragraphe 4.1), configuration Vt-Ze-H et deux classes de nuages en gris foncé et blanc (sous paragraphe 4.2), et enfin configuration Vt-Ze et huit classes de nuages en gris clair (sous paragraphe 4.3), en considérant à chaque cas la totalité des observations analysées avec succès par la méthode (voir texte).

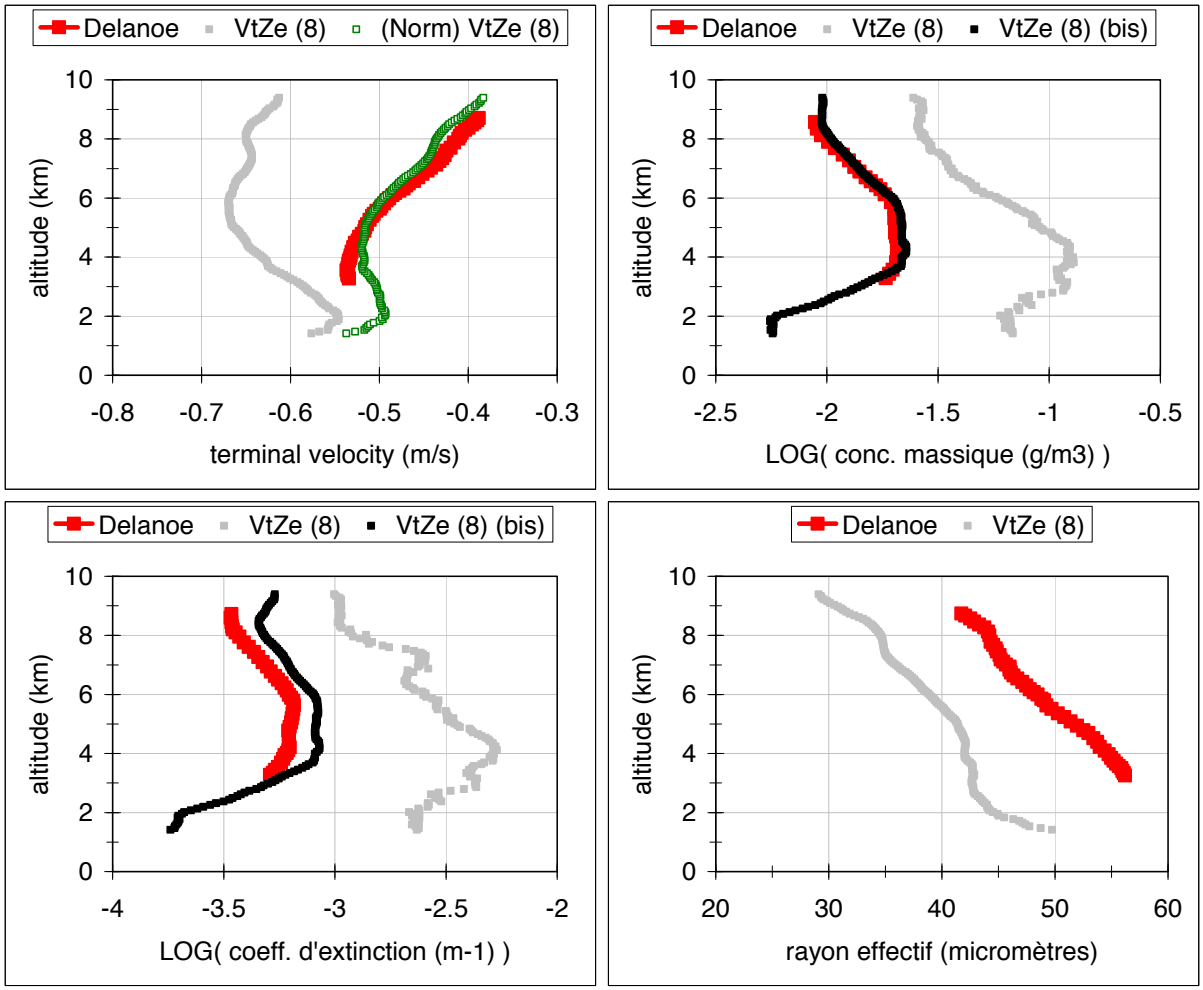

Figure 4.6 : Distribution verticale moyenne de quatre propriétés microphysiques d'après Delanoë [8] (en rouge) et d'après la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze, toujours en considérant l'ensemble des huit classes nuageuses. Les résultats affichés en gris clair sont identiques à leurs homologues dans la Figure 4.4. En ce qui concerne nos résultats, seules les altitudes associées aux portes-radar ayant été échantillonnées au cours d'au moins 59 = 177 / 3 jours ont été prises en compte.

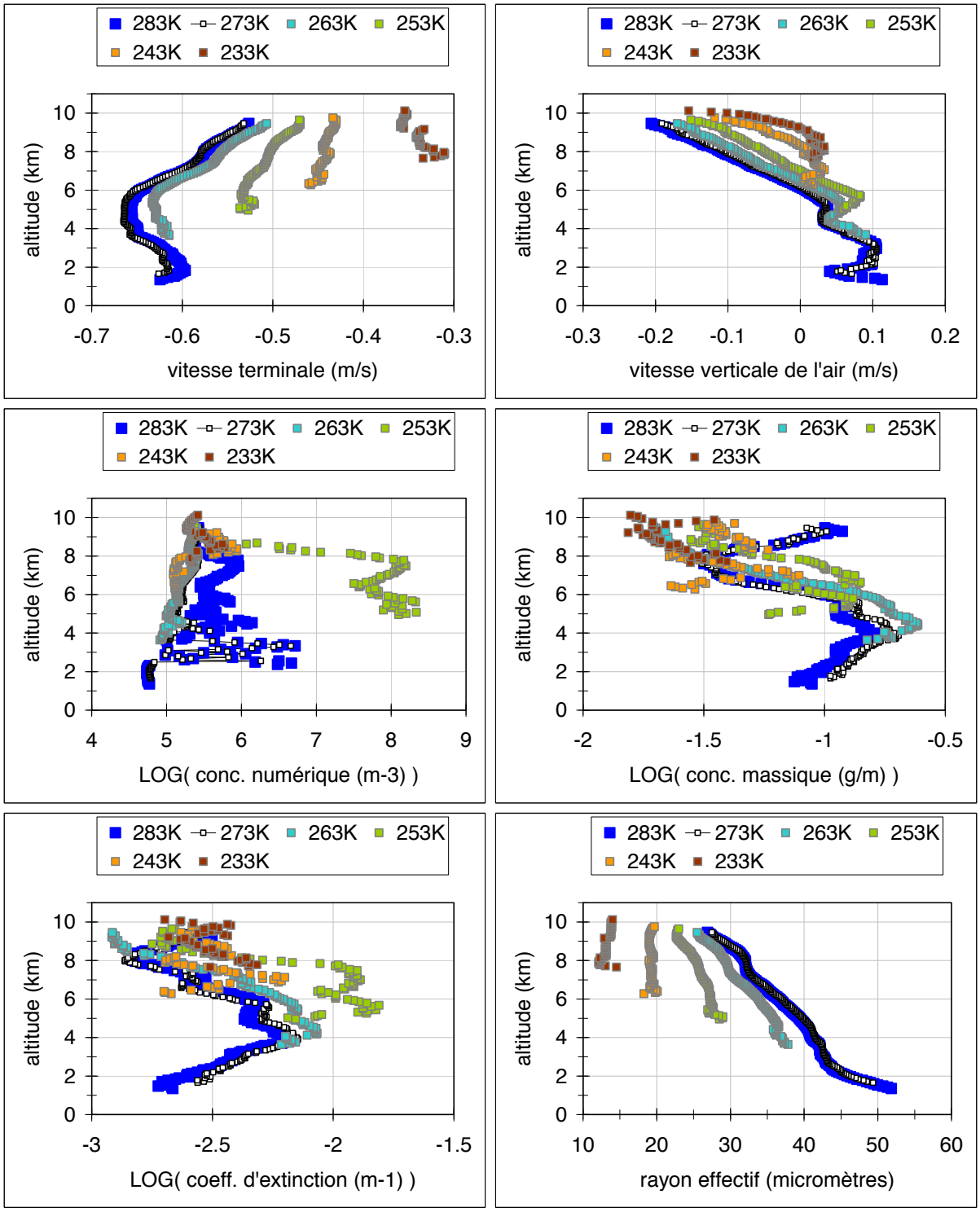

Figure 4.7 : Distribution verticale moyenne de six propriétés microphysiques, d'après l'application de la méthode RadOn dans sa configuration Vt-Ze-H et l'adoption de six limites supérieures pour la température de l'air associée aux observations de réflectivité et vitesse Doppler. Seules les altitudes associées aux portes-radar ayant été échantillonnées au cours d'au moins 55, 58, 60, 48, 35 et 14 jours ont été prises en compte lors de l'adoption des limites supérieures de température égales à 283, 273, 263, 253, 243 et 233 K respectivement.