# Variabilité de la réfractivité dans la couche limite atmosphérique par observation radar

Ruben Hallali

▶ **To cite this version:**

Ruben Hallali. Variabilité de la réfractivité dans la couche limite atmosphérique par observation radar. Sciences de la Terre. Université Paris Saclay (COmUE), 2016. Français. NNT : 2016SACLV083 . tel-01453036v2

**HAL Id: tel-01453036**
**https://hal.science/tel-01453036v2**

Submitted on 28 Apr 2017

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

NNT : 2016SACLV083

# THESE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY
PREPAREE A
L'UNIVERSITE VERSAILLES SAINT-QUENTIN EN YVELINES

ÉCOLE DOCTORALE N°129 SEIF
Sciences de l'environnement d'Ile-de-France

Spécialité de doctorat : Météorologie, océanographie, physique de l'environnement

Par

**M Ruben HALLALI**

## Variabilité de la réfractivité dans la couche limite atmosphérique par observation radar

**Projet de thèse présentée et soutenue à Guyancourt, le 7 octobre 2016 :**

**Composition du Jury :**
Mme Valérie Ciarletti, Professeur des Universités, Université de Versailles Saint-Quentin, France - Présidente du jury.
M. Frédéric Fabry, Professeur des Universités, Université McGill, Canada - Rapporteur
M. Pierre Durand, Directeur de Recherche, CNRS/OMP, France - Rapporteur
Mme Fleur Couvreux, Ingénieur de Recherche, Météo-France, CNRM, France - Examinateur
M. Nicolas Gaussiat, Ingénieur de Recherche, Météo-France, France - Examinateur
M. Olivier Caumont, Directeur de Recherche, Météo-France, CNRM, France - Examinateur
M Jacques Parent du Châtelet, Directeur de Recherche, Météo-France, CNRM, France - Directeur de thèse

**Titre : Variabilité de la réfractivité dans la couche limite atmosphérique par observation radar.**

**Mots clés :** Réfractivité, radar, variabilité, humidité, turbulence

**Résumé :** L'observation de la variabilité de l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère peut être réalisée en passant par la mesure du paramètre thermodynamique appelé réfractivité. Les radars météorologiques peuvent mesurer les changements de réfractivité dans la couche limite de l'atmosphère en exploitant la phase des signaux de retour des cibles fixes situées aux alentours. La cartographie de ce paramètre a été mise en place à plusieurs reprises lors de campagne de mesures aux Etats-Unis et en Europe, ce qui a démontré qu'elle est maintenant possible dans un rayon de 30 km autour du radar, avec une résolution temporelle de 15 minutes et une résolution spatiale de 5 km. . Un travail de simulation fait par Besson et al. 2012, à l'origine fait pour étudier les sources d'erreur de repliement de la phase, a permis de montrer que la variabilité de la réfractivité augmente considérablement notamment pendant les après-midi et l'été. Depuis trois ans, le travail mené au LATMOS et à Météo-France a consisté à étudier la possibilité de mesurer les fluctuations à l'échelle hectométrique dans l'atmosphère en utilisant la variabilité de la réfractivité. La première étape de ce travail, basée sur un jeu de données issues des réseaux opérationnels de Météo-France (stations automatiques et radar de Trappes) a permis d'établir un lien clair entre les variabilités à 5 minutes, de la réfractivité radar, et de la réfractivité in-situ. La deuxième étape du travail a consisté à regarder la nature de ce lien à plus petite échelle pour comprendre les limites éventuelles de la mesure. Ainsi, une campagne de mesure, TeMeRAiRE (Test de la Mesure de Réfractivité Atmosphérique par Radar à l'Echelle hectométrique) a été menée durant l'été 2014 sur le site instrumenté du SIRTA. Afin de se placer en conditions contrôlées, deux radars ont été placés en visée fixe et horizontale vers 4 réflecteurs connus. L'échantillonnage temporel était de 0,25s pour BASTA et de 1,5ms pour CURIE. Des stations de mesures in-situ ont également été placées à côtés des cibles. Les premiers résultats montrent que la mesure de réfractivité, et de sa variabilité, est possible aux fréquences utilisées (bande X et bande W), ce qui constitue en soi une première. Nous avons aussi pu démontrer que la différentiation spatiale conduit à une résolution spatiale de l'ordre de 100m, et proposer une explication pour un comportement spécifique, et très localisé, de la réfractivité sur le site du SIRTA. e but est maintenant de regarder, par le biais de comparaisons entre les différents instruments, si la mesure radar de la variabilité de la réfractivité dans un volume d'atmosphère constitue effectivement une mesure locale, et si cette dernière peut donner une information sur l'état turbulent de l'atmosphère et son évolution.

**Title : Variability of atmospheric boundary layer refractivity observed by meteorological radar**

**Keywords :** Refractivity, variability, radar, humidity, turbulence.

**Abstract:** Weather radars can retrieve refractivity changes based on phase variations of stationary targets. These retrievals provide valuable information of moisture in the atmospheric boundary layer along the radar path. Recent work on errors associated with these retrievals has shown that the refractivity variability is stronger during the afternoon and the summer season. This observation has led us to study further the link between the refractivity variability measured by radar and the small scales atmospheric fluctuations**.** First, we compared the variability of the refractivity retrieved from operational weather radars operating at C-band (5.6 GHz) to the variability of the refractivity directly measured by Automatic Weather Stations (AWS). A strong correlation between the two measurements was shown with a negative bias increasing with range from the radar. The bias is well explained when the variability signal is strong if one considers the model of a frozen turbulence transported by the wind. In winter, the measured variability was weaker and close to quantization noise of the AWS measurements, so it was more difficult to draw the same conclusions. Overall, we were able to demonstrate qualitatively and quantitatively that the refractivity variability retrieved using the radar observations and measured by AWS stations is due to low-level coherent turbulent structures. Next, in order to obtain information at hectometre's scales, a dedicated field campaign was conducted at SIRTA atmospheric observatory, near Paris. From June to September 2014 two radars (a 94 GHz W-band and a 9.5 GHz X-band radar) were pointing horizontally toward four corner reflectors aligned along a 700 meters line. Two wind and humidity high frequency measurement towers were deployed near the targets. Inter-comparisons between radar and in-situ refractivity measurement also showed a very good correlation. We finally demonstrated the possibility to compute radar refractivity on the path between two targets separated by 50 to 350 m and used this measure of the local variability of the refractivity to identify boundary processes linked to low level atmospheric turbulence.

# Table des matières

**Table des matières** ..... 5
**Remerciements** ..... 9
**Résumés** ..... 12
**Résumé** ..... 12
**Summary** ..... 12
**Introduction** ..... 15
**Chapitre 1. Contexte général** ..... 21
**1.1. L'eau atmosphérique** ..... 21
**1.2. Le rôle de la vapeur d'eau dans le système atmosphérique** ..... 22
**1.3. Les techniques de mesure de l'humidité** ..... 23
1.3.1. Mesure in-situ ..... 23
1.3.2. Mesure par télédétection ..... 24
**1.4. Pourquoi chercher à améliorer la résolution et la précision de ces mesures ?** ..... 24
1.4.1. Recommandations de l'OMM ..... 25
1.4.2. Et du côté de la couche limite et de la turbulence ? ..... 26
**1.5. Comment améliorer la mesure ?** ..... 27
**1.6. La mesure de réfractivité par radars** ..... 28
1.6.1. Principe ..... 28
1.6.2. Erreurs impactant la mesure ..... 35
1.6.3. Exigence de cibles de qualité ..... 36
**1.7. Conclusions** ..... 37
**Chapitre 2 Instruments** ..... 38
**2.1. Du côté de l'in-situ, la référence** ..... 38
2.1.1. Les stations sols du réseau Météo France ..... 38
2.1.2. Les capteurs utilisés : ..... 41
2.1.3. Les stations in-situ complémentaires : stations mobiles de mesure de flux du CNRM ..... 44
**2.2. Du côté des radars, de l'opérationnel à l'expérimental** ..... 45
2.2.1. Principe du fonctionnement du radar ..... 45
2.2.2. Les radars opérationnels du réseau ARAMIS : ..... 45
2.2.3. La mesure de la pluie par radar pour l'hydrologie ..... 48
2.2.4. Les techniques polarimétriques ..... 50
2.2.5. La mesure de vent ..... 52
2.2.6. Intérêts pour l'hydrologie et l'assimilation de données. ..... 54
2.2.7. L'assimilation des données réflectivité radar dans AROME. ..... 54
**2.3. Les instruments de recherche utilisés** ..... 55
2.3.1. Radar Curie Bande X ..... 55
2.3.2. Radar nuage BASTA ..... 57
**2.4. Conclusions** ..... 59
**Chapitre 3. Base de données et Outils** ..... 61
**3.1. Réseau opérationnel de mesure Météo France** ..... 61
**3.2. Base de données stations automatiques** ..... 61
3.2.1. Les données manquantes et les points aberrants ..... 62

3.2.2. Bruit de quantification....64
**3.3. Base de données radars réseau ARAMIS....65**
3.3.1. Extraction et disponibilité....65
3.3.2. Format des données radar....66
3.3.3. Caractéristiques des radars....67
**3.4. La mesure de la variabilité de la réfractivité....69**
3.4.1. Sélection de cibles de référence....69
3.4.2. Deuxième jeu de cibles pour les études statistiques....71
3.4.3. Taux de variation de la réfractivité :....73
3.4.4. Paramètre de variabilité SDV :....74
**3.5. Conclusions....74**
**Chapitre 4 Comparaison entre les variabilités mesurées par radar et stations in-situ....77**
**4.1. Comparaison in-situ et cibles de référence....78**
4.1.1. Comparaison des SDV entre l'in-situ de Trappes et 5 cibles de références....78
4.1.2. Impact de l'altitude des cibles sur la variabilité nocturne....85
**4.2. L'effet de la distance sur la variabilité....87**
4.2.1. Mise en place de l'outil statistique d'analyse....87
4.2.2. Analyses statistiques de la variabilité....89
**Chapitre 5 Réfractivité intégrée, hypothèse de Taylor, degrés de liberté et différentiation spatiale.....95**
**5.1. Turbulence atmosphérique....96**
**5.2. Le modèle de Taylor ou la spatialisation du temps....98**
5.2.1. Description du modèle statistique....98
5.2.2. Modèle utilisé et hypothèses....98
5.2.3. Limitation de la méthode....99
**5.3. Application aux données....99**
5.3.1. Radar « simulé » à partir de l'in-situ....100
5.3.2. Comparaison radar/radar « simulé »....104
**5.4. Degrés de liberté et simplifications....105**
5.4.1. Autocorrélation du signal de réfractivité in-situ....105
5.4.2. Principe de base....105
5.4.3. Autocorrélation des signaux in-situ....106
5.4.4. Résultats....107
5.4.5. Réduction du nombre de degré de liberté et simplification....108
**5.5. Différenciation spatiale....112**
**5.6. Conclusions....114**
**Chapitre 6 Campagne de mesure TEMERAIRE....117**
**6.1. Préparation de l'expérimentation....118**
6.1.1. Les « pré-campagnes »....118
6.1.2. Planification et organisation de la campagne....121
**6.2. La campagne de mesure....122**
6.2.1. Calendrier....123
6.2.2. Les cibles et leurs mâts supports....125
6.2.3. Conclusion....128
**Chapitre 7 De l'échelle kilométrique à l'échelle hectométrique 131**
**7.1. Conditions météorologiques pendant la campagne TEMERAIRE....132**

7.1.1. Bilan climatique de l'été 2014 ..... 132
7.1.2. Impact des précipitations sur les mesures ..... 133
**7.2. Vérifications en bande X et en bande W ..... 136**
7.2.1. Condition sur l'immobilité des cibles : ..... 136
7.2.2. Les tests effectués ..... 136
**7.3. Exploitation des données ..... 139**
7.3.1. Exploitation des données de BASTA pour la calibration ..... 139
7.3.2. Comparaison des variations diurnes de réfractivité : ..... 141
7.3.3. Comparaison de la variabilité de la réfractivité (BASTA) ..... 142
**7.4. Variations hectométriques des réfractivités ..... 143**
7.4.1. Etude de cas : le 2 août, passage d'un courant de densité ..... 143
7.4.2. Le passage du courant de densité lié aux cellules orageuses ..... 145
**7.5. Différenciation spatiale et réfractivité locale ..... 151**
7.5.1. Théorie ..... 151
7.5.2. Résultats ..... 152
**7.6. Impact du sous-échantillonnage ..... 155**
**7.7. Conclusions ..... 156**
**Conclusions et perspectives ..... 157**
**Annexe 1 ..... 163**
**Bibliographie ..... 185**

# Remerciements

« Sans acquiescement toujours, en appétit pour l'indicible, conserver immaculée l'énergie excessive du désir. » René Char.

C'est sans doute avec ces mots de René Char que je peux décrire au mieux l'état d'esprit qui m'a animé lors de ces trois années de préparation du doctorat au LATMOS. La « Formation Complémentaire Par la Recherche » porte bien son nom, les compétences développées ici sont effectivement complémentaire à la formation d'ingénieur, grâce à l'environnement recherche et à ces exigences particulières.

En premier lieu, je tiens à remercier chaleureusement Jacques Parent du Châtelet, pour m'avoir proposé cette thèse en 2013, et m'avoir entraîné dans ce sujet passionnant qu'est la réfractivité, sa variabilité et ses moyens de mesure. Pendant trois ans, tu as su me transmettre beaucoup de connaissances, sur le métier de chercheur, sur l'instrument radar, sur l'organisation de projets en tout genre, sur la politique interne et externe à Météo-France et ailleurs, et sur la stratégie à long terme et la vision recherche, indispensable pour exercer ce métier. Tes passages plus espacés au laboratoire en fin de thèse m'ont aussi permis d'apprendre la part d'autonomie qu'il faut et m'ont laissés une marge de manœuvre pour conduire mon sujet selon mes idées et convictions.

Je tiens également à remercier Francis Dalaudier, pour son accompagnement, son exigence de rigueur, ainsi que son aide précieuse lors de l'apprentissage de l'exploitation de données. Même si nos relations ont été turbulentes, je sais que tu m'as transmis des méthodes que j'utiliserai tout le reste de ma carrière et je t'en remercie.

Il me parait essentiel de mentionner ici Joël Poitevin, directeur adjoint de la recherche à Météo-France au moment où je commençais ma thèse. Tu m'as conseillé et guidé au début de ces trois années, ce qui m'a permis d'adopter une bonne stratégie de travail et d'organisation, pour la science et les tâches administratives.

Trois chercheurs du LATMOS ont très fortement contribué à la réussite de ce travail ; Yvon, tes conseils, tes discours de motivation et aussi ton humour ont fait de mon séjour au laboratoire une étape si agréable. Sans ta présence quotidienne aux déjeuners, j'aurais sans nul doute abandonné la cantine et sa nourriture exécrable.

Julien, tu m'as aidé à de très nombreuses reprises, tant du côté informatique avec tes routines en python que du côté des sciences avec des idées innovantes, de l'énergie à revendre et de la bonne humeur permanente.

Alain, la qualité des échanges avec toi m'ont donné un exemple de rigueur scientifique à suivre. Merci également pour tes avis éclairés sur le projet de campagne, sur mon premier article…

Des personnes ont relu ce manuscrit de thèse avec beaucoup d'attention, corrigeant une grande partie des fautes et émettant des remarques pour améliorer la qualité de la présentation de ce travail ; merci à Pierre Durand, rapporteur de la thèse, à Frédéric Fabry, membre du comité de thèse et rapporteur de la thèse, Fleur Couvreux, membre du comité de thèse et examinatrice dans le jury, ainsi qu'à Jean-Claude Heinrich, pour la relecture et les deux ans et demi de collaboration. Merci également à Nicolas Gaussiat et Oliver Caumont d'avoir accepté de participer au jury de thèse, et à Valérie Ciarletti pour la présidence du jury.

Les années 2013-2016 n'auraient pas été les mêmes sans le groupe d'amis, doctorants ou CDD au laboratoire. Meriem, François, Thomas, qui forment avec moi les « 4 fantastiques » pour la meilleure cuvée de thésards de l'équipe SPACE ? Merci au reste de la bande, futurs docteurs, Nàdia, Quitterie, Stavros, Djallel, Maëva, Sabrina, Sarah, et au déjà docteurs, Renaud, Marie, Jean-François, Gaëlle, Renaud et Kouakou. Je me souviendrai longtemps des « afters-work », des soirées, des week-ends, des randonnées, des journées ski, des covoiturages et des vacances passés ensembles. Sans ces moments de détente, cette période aurait été beaucoup plus fade.

Trois stagiaires m'ont permis d'avancer plus vite que j'imaginais sur de nombreux sujets, et je tiens à remercier Alain Moreau et Gilles Guillemin, pour leur excellent travail de stage de fin d'étude ainsi qu'Alex Hier pour son excellent travail de stage de fin de master 1.

La campagne de mesure TeMeRAiRE n'aurait jamais été possible sans l'aide et le dévouement des équipes techniques des différents laboratoires, des chercheurs associés aux instruments, et de la bonne volonté de nombreux acteurs du colossal chantier Paris Saclay (notamment pour le passage laissé entre les obstacles constitués de tas de terre). Je tiens donc à les remercier ici, et tout particulièrement Jean-Paul Vinson, Christophe Caudoux, Nicolas Pauwels, Jean-Charles Dupont, Dominique Legain, Christophe Le Gac, le commandant Jean-François Guichard, M. Raymond, Yannick Lefranc, Aurélien

Faucheux, Christophe Pietras, Martial Haefflin, William Brett, Fabrice Bertrand, Eric Moulin, Diane Tzanos, Dominique Suquia, Romain Coulomb, Luc Musson-Genon, Eric Dupont.

Merci à mes amis, Marie-Laure Giacomelli, François Jobard, Pierre Nabat, Jean-Philippe Baudouin, Alan Volant, Marion Ducousset et Antoine Cazenave, qui n'ont cessé de m'encourager, apportant une contribution non négligeable à mon état de motivation durant le doctorat. Merci également à Mme Tornato pour sa relecture attentive d'une partie de ce manuscrit.

Un immense merci à Marie Jo et Michel, pour leur accueil dans ce qui a été une « villa Médicis » pour mon travail d'écriture. Le travail à l'ombre de la glycine, vue sur la mer, ponctué de pauses bénéfiques avec les cousins, m'a permis de boucler la majorité des chapitres du manuscrit. Merci à Justine, Elodie, Brice, Noémie, Noah, Esther, Rachel et Ruben.

Enfin, je remercie tout particulièrement ma famille, mes grands-parents et mes parents ainsi que mon frère Gabriel et ma sœur Alysse pour tout le soutien, les encouragements, l'aide et les conseils tout au long de ces 9 ans d'études après le bac.

# Résumés

## Résumé

L'observation de la variabilité de l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère peut être réalisée en en passant par la mesure du paramètre thermodynamique appelé réfractivité. Les radars météorologiques peuvent mesurer les changements de réfractivité dans la couche limite de l'atmosphère en utilisant des cibles fixes situées aux alentours. La cartographie de la réfractivité est maintenant possible dans un rayon de 30 km, avec une résolution temporelle de 15 minutes et une résolution spatiale de 5 km. Elle a été mise en place à plusieurs reprises lors de campagne de mesures aux Etats-Unis et en Europe. Un travail de simulation fait par Besson et al. 2012 a permis de montrer que la variabilité de la réfractivité augmente notamment pendant les après-midi et l'été. Depuis trois ans, le travail mené au LATMOS et à Météo-France a consisté à étudier la possibilité de mesurer les fluctuations à l'échelle hectométrique dans l'atmosphère en utilisant la variabilité de la réfractivité. La première étape de ce travail, basée sur un jeu de données issues des réseaux opérationnels de Météo-France (stations automatiques et radar de Trappes) a permis d'établir un lien clair entre la variabilité à 5 minutes de la réfractivité radar et in-situ. La deuxième étape a pour but de déterminer de regarder à plus petite échelle la nature de ce lien. Ainsi, une campagne de mesure, TeMeRAiRE (Test de la Mesure de Réfractivité Atmosphérique par Radar à l'Echelle hectométrique) a été menée durant l'été 2014 sur le site instrumenté du SIRTA. Afin de se placer en conditions contrôlées, deux radars (Curie, bande X, BASTA, bande W) ont été placés en visée fixe et horizontale vers 4 réflecteurs connus. L'échantillonnage temporel était de 0,25s pour BASTA et de 1,5ms pour CURIE. Des stations de mesures in-situ ont également été placées à côtés des cibles. Le but est maintenant de regarder, par le biais de comparaisons entre les différents instruments, si la mesure radar de la variabilité de la réfractivité dans un volume d'atmosphère constitue effectivement une mesure locale, et si cette dernière peut donner une information sur l'état turbulent de l'atmosphère et son évolution.

## Summary

Weather radars can retrieve refractivity changes based on phase variations of stationary targets. These retrievals provide valuable information of moisture in the atmospheric boundary layer along the radar path. Recent work on errors affecting the measurements has shown that the refractivity variability is stronger during afternoon and summer. This have lead us to work on the ability to retrieve small scales atmospheric fluctuations through radar refractivity variability measurements. First, we focus on a one-year statistical analysis based on C-band operational weather radar (5.6 GHz) and Automatic Weather Stations (AWS) refractivity data sets. A link between 5-minutes variability of radar and AWS refractivity is shown. During summer and afternoon we observed a very strong correlation between variabilities. Negative bias increasing with the range is observed between radar and AWS measurements. This bias is well explained by a simulation using the hypothesis of frozen turbulence advected by the wind. Depending on the season, the simulation permits to explain this bias during the summer, when the signal of variability is strong. During winter the signal is weaker, at the same level as the quantization noise for AWS measurements so it is difficult to draw any clear conclusion from it. We are able to establish a quantitative and a qualitative link between radar and AWS refractivity variabilities that reflects low-level coherent turbulent structures. Second, in order to obtain information at hectometer scales a dedicated field campaign was conducted at SIRTA atmospheric observatory, near Paris. From June to September 2014 two radars (a 94 GHz W-band and a 9.5 GHz X-band radar) were pointing horizontally toward four corner reflectors aligned along a 700 meters line. Two wind and humidity high frequency measurement towers were deployed near the targets. Inter-comparisons between radar and in-situ refractivity measurement show very good correlation. We also demonstrate the possibility to compute radar refractivity on the path between two targets separated by 50 to 350 m. We put in evidence several meteorological events and processes, often linked to low level atmospheric turbulence.

# Introduction

La vapeur d'eau contribue à de nombreux processus météorologiques et climatiques, comme les échanges de quantité de chaleur par évaporation ou condensation. La condensation engendre une libération de chaleur latente et cet apport d'énergie est moteur pour les processus dynamiques de la circulation atmosphérique (*Schneider et al. 2010*). Cependant l'atmosphère est l'un des plus petits réservoirs d'eau sur la Terre, mais c'est un réservoir d'échange où les trois états (gazeux, liquide et solide) se côtoient, et son rôle est central, à la fois dans le système climatique (la vapeur d'eau est le premier gaz à effet de serre[1]) et dans le système météorologique (l'eau joue un rôle dans le transfert de rayonnement, les processus chimiques, la cyclogenèse, la convection, la turbulence).

A l'échelle climatique, la vapeur d'eau réagit à une augmentation de la température moyenne qui se traduit par une augmentation de la pression de vapeur saturante, et donc de la quantité de vapeur d'eau maximale potentiellement présente. Lors de son exercice de 2014, le GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur le Climat) a étudié cette rétroaction positive qui est l'une des sources d'incertitude sur le changement climatique à venir. Certains tests montrent une augmentation significative du réchauffement par rapport à des scénarii où la concentration resterait constante (*IPCC, 2014, partie 2 « Futur Changes »*). Les sources d'incertitudes sur l'évolution de la concentration en vapeur d'eau sont dues aux différentes paramétrisations faites dans les modèles climatiques, notamment pour la convection, l'évaporation ou la prise en compte des nuages et de leur microphysique (*Sherwood et al. 2010*). La compréhension de ces processus, probablement essentiels pour une meilleure appréhension des futurs climatiques, fait donc l'objet de recherches actives (*Crook et al. 2011; Kay et al. 2012; Chakroun et al. 2016*).

A l'échelle « météorologique », la variabilité des concentrations de vapeur d'eau sur le globe va de 30 g/kg dans les tropiques à 2 g/kg au niveau des pôles. Sous nos latitudes cette variabilité est également marquée avec des cycles saisonniers et diurnes notables. La vapeur d'eau joue donc un rôle majeur dans les processus atmosphériques et une meilleure compréhension de la structure spatiale et temporelle de la variabilité du champ d'humidité dans la couche limite atmosphérique est l'un des enjeux majeurs pour améliorer la compréhension des mécanismes liés à la convection, à l'évaporation et à la turbulence. Par exemple, certaines erreurs dans les prévisions du déclenchement de la

[1] http://www.developpement-durable.gouv.fr/Les-principaux-gaz-a-effet-de.html

convection sont fortement liées au fait que les modèles météorologiques à méso-échelle ne représentent pas complétement la structure dynamique et les processus microphysiques de la couche limite.

Or, la résolution spatio-temporelle des modèles n'a cessé de s'améliorer au cours des dernières décennies, par exemple la résolution spatiale du modèle à aire limitée AROME[2] de Météo-France atteint désormais 1.3 km. Pour les phénomènes météorologiques plus petits que la taille de la maille, les modèles ne peuvent pas utiliser les équations classiques de la thermodynamique, et ils sont pris en compte par le biais d'algorithmes spécifiques qui simulent leur influence moyenne à l'intérieur de la maille (paramétrisations).

Compte tenu de la résolution actuelle des modèles à aire limitée, les paramétrisations sont progressivement abandonnées pour laisser la place à une description physique nourrie par l'assimilation d'un nombre croissant d'observations à des échelles de temps et d'espace de plus en plus petites. Ainsi, avec le modèle AROME, certains processus jusqu'alors inaccessibles deviennent prévisibles, comme les brises de mer ou de pente, les effets d'îlots de chaleur urbains, les lignes de grain et leur alimentation ainsi que les courants de densité associés aux structures convectives. Nous arrivons ainsi à la limite haute des plus grandes structures turbulentes comme les rouleaux ou les plumes de convection, mais nous ne disposons pas encore de suffisamment de données pour bien prévoir ces phénomènes et plus particulièrement le déclenchement de la convection. Pour ce faire, il devient nécessaire de mieux comprendre le champ d'humidité dans la couche limite (Dabberdt et Schlatter 1996 Koch et al 1997). Des études de sensibilité montrent par exemple qu'une erreur de l'ordre de 2% sur l'humidité relative peut être responsable d'un mauvais déclenchement de la convection dans les prévisions des modèles numériques, entrainant alors d'importantes erreurs dans la quantité de précipitation prévue. Dans ce contexte, les recommandations de l'OMM affichent l'objectif de 1 km et de 15 min pour la résolution spatio-temporelle de l'humidité relative. Une telle densité de mesure ne pourra pas être atteinte avec les stations automatiques des réseaux opérationnels actuels.

Il devient donc crucial d'avoir des observations précises à plus haute résolution des paramètres atmosphériques dans la couche limite, particulièrement de l'humidité. Les moyens de télédétection tels que  les radars météorologiques pourraient y contribuer.

Initialement déployés pour détecter les zones de précipitations, les réseaux radars permettent de mesurer de plus en plus de paramètres, souvent directement liés aux précipitations (réflectivité, taux de pluie, vitesse Doppler, détection du type

[2] L'acronyme AROME signifie : Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle

d'hydrométéores…). Plus récemment, le principe d'une mesure de l'indice de réfraction de l'air ($n$) en exploitant les signaux réfléchis par les obstacles fixes autour des radars lorsqu'il ne pleut pas, a été découvert par *Fabry et al. 1997*. Ces changements de l'indice de réfraction de l'air, et donc de la vitesse de propagation de l'onde radar, se traduisent par de très légères modifications de la durée du trajet aller-retour entre le radar et la cible fixe (bâtiments, antennes et pylônes etc…) mesurables à partir de la phase du signal. Par souci de commodité les météorologues travaillant dans le domaine du radar ont défini la réfractivité : $N = 10^{-6}(1 - n)$. Cette réfractivité dépend des paramètres atmosphériques pression, température et l'humidité. Pour les températures estivales, entre 15 et 30°C, 75% des variations de réfractivité sont dues aux variations d'humidité qui deviennent donc accessibles à partir de la mesure radar, et d'une valeur moyenne de température et de pression. On peut ainsi accéder à la température du point de rosée avec une incertitude de l'ordre de 0.25°C *(Fabry et Creese, 1999)*.

A l'heure actuelle, la mesure de réfractivité par radar a été développée au Canada, puis mise en place de façon quasi opérationnelle sur quelques radars lors de plusieurs campagnes de mesure aux Etats-Unis et en Europe, (IHOP 2002, REFRACTT 2006, *Roberts et al. (2008)*, HyMeX 2012, *Ducrocq et al. 2014*). Les premiers résultats ont permis de mettre en évidence de nombreux phénomènes comme le passage de fronts, de lignes de convergence, de lignes sèches (dans les grandes plaines américaines) ou encore des brises de mer, avec une résolution de l'ordre de 2 à 5 km de côté selon la densité de cibles disponibles et les radars utilisés. Bien que la résolution des radars soit bien meilleure (240 m, 2.5 min avec les radars de Météo-France), la mesure de réfractivité nécessite la mise en œuvre d'un processus de moyenne pour diminuer les erreurs, qui se traduit par une forte dégradation de la résolution spatiale. L'analyse de ces erreurs a été faite par *Besson et Parent du Châtelet 2013* : la mesure de réfractivité est effectuée à partir de la rotation de phase du signal rétrodiffusé due au supplément de retard de propagation, lui-même généré par le changement de l'indice de réfraction. La construction d'une série temporelle de réfractivité ainsi mesurée se fait à partir du cumul de ces changements successifs, mais lorsque la variation de réfractivité sur le trajet entraine une rotation de phase de plus de $2\pi$, il y a un problème de repliement à l'origine d'une erreur d'autant plus gênante qu'elle se propage jusqu'à la fin de la série. Ces erreurs, qui sont décorrellées d'un écho de sol à son voisin immédiat, provoquent un bruit parfois important et les cartes de réfractivité autour des radars ne sont exploitables qu'après une intégration qui permet de diminuer ce bruit tout en entraînant une forte dégradation de la résolution du résultat.

Cependant, les études menées sur les améliorations de la mesure d'humidité montrent que, pour caractériser les processus turbulents, en particulier convectifs, le paramètre important est la variabilité de l'humidité, plus que l'humidité elle-même. Ainsi, un écart type égal à 1 $g.m^{-3}$ de la densité de vapeur d'eau sera responsable d'un écart type de 2.6 $J.kg^{-1}$ sur l'énergie d'inhibition convective (*Fabry 2006*). En plus des variations spatiotemporelle de réfractivité, il paraît donc essentiel de s'intéresser à sa variabilité, en tant que proxy de la turbulence atmosphérique, et d'autant plus que cette variabilité devrait être moins sensible aux erreurs de repliement évoquées plus haut.

Nous avons vu que la variabilité de la vapeur d'eau joue un rôle important dans le déclenchement de la convection et qu'une mesure à haute résolution de cette grandeur permettrait d'améliorer la compréhension de certains processus de couche limite comme la turbulence ou l'évaporation. Lors d'un travail de simulation à partir de mesure in-situ (*Besson et al. 2012*), il a été établi que la variabilité de la réfractivité durant l'été et l'après-midi est nettement plus importante que durant la nuit, et plus encore que durant l'hiver, ce qui indiquerait un lien fort entre cette mesure et la turbulence atmosphérique. Dans le cadre de cette étude nous cherchons à l'aide de l'outil radar, à caractériser et à mesurer cette variabilité. Les enjeux en termes de compréhension des processus de couche limite, d'observation à fine échelle d'un paramètre clef, d'amélioration des prévisions à l'aide des modèles numériques sont les perspectives majeures à cette étude.

L'objectif principal est d'aboutir à une cartographie à l'échelle hectométrique de la variabilité de la réfractivité dans la couche limite atmosphérique. Nous nous concentrons dans les parties présentant les résultats sur les périodes durant lesquelles cette variabilité est très marquée, à savoir l'été et l'après-midi. Nous disposons pour cela, d'une part des instruments de Météo-France avec les radars opérationnels et les stations de mesures automatiques in-situ, et d'autre part des instruments de recherche déployés durant une campagne à laquelle ont participé le LATMOS, Météo-France et le CEREA[3] lors de l'été 2014. La méthodologie du travail a consisté à analyser dans un premier temps les données provenant des réseaux opérationnels de Météo-France radars et in-situ. Cette analyse, additionnée à celles des « pré-campagnes », a permis de mettre en place le protocole expérimental de la campagne de mesure dédiée réalisée sur le site du SIRTA[4]. La campagne, intitulée TeMeRAiRE[5], a fourni un deuxième jeu de données, pour un

[3] CEREA : Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement Atmosphérique

[4] SIRTA : Site Instrumental de Recherche en Télédétection Atmosphérique

[5] TeMeRAiRE : Test de la Mesure de Réfractivité Atmosphérique par Radar à l'Echelle hectométrique

dispositif déployé spécifiquement pour l'étude de la variabilité de la réfractivité par radar à l'échelle hectométrique.

Le chapitre 1 présente le contexte et l'état de l'art dans le domaine de la mesure de l'humidité, de la réfractivité et de sa variabilité.

Le chapitre 2 présente ensuite les différents instruments utilisés lors de cette étude, notamment les radars opérationnels de Météo-France, les radars de recherche, et également les autres types de capteurs in-situ permettant la mesure de la réfractivité et de sa variabilité.

Le chapitre 3 détaille les principes de la mesure de réfractivité par radar, la base des données obtenues par les réseaux opérationnels ainsi que les outils mis en place pour les traiter.

Le chapitre 4 explicite le lien qualitatif entre les mesures de variabilité de la réfractivité réalisées par les stations in-situ et par les radars météorologiques. Ce travail a fait l'objet d'une publication (*Hallali et al. 2015*) dans la revue REE[6].

Le chapitre 5 permet ensuite, avec la mise en place d'un modèle basé sur les hypothèses de la turbulence figée, d'établir un lien quantitatif entre les variabilités observées. Le travail des chapitres 4 et 5 a fait l'objet d'une publication dans le journal Boundary-Layer Meteorology (*Hallali et al. 2016*), jointe à ce manuscrit, en annexe 1.

Le chapitre 6 présente les raisons qui nous ont poussés à mettre en place une campagne de mesure dédiée afin de caractériser à plus fine échelle la variabilité mesurée jusque-là, le protocole de mise en place de ce dispositif ainsi que la base de données obtenue.

Le chapitre 7 présente les premiers résultats de la campagne, avec notamment une étude de cas lors du passage d'un phénomène météorologique particulier, bien capté par le dispositif.

Enfin le dernier chapitre résume les résultats recueillis avec tous les instruments et présente les perspectives envisageables au-delà de cette étude.

[6] REE : Revue de l'électricité et de l'électronique

# Chapitre 1.

# Contexte général

**Sommaire**


**1.1. L'eau atmosphérique** **20**
**1.2. Le rôle de la vapeur d'eau dans le système atmosphérique** **21**
**1.3. Les techniques de mesure de l'humidité** **22**
*1.3.1. Mesure in-situ* *22*
*1.3.2. Mesure par télédétection* *22*
**1.4. Pourquoi chercher à améliorer la résolution et la précision de ces mesures ?** **23**
*1.4.1. Recommandations de l'OMM* *23*
*1.4.2. Et du côté de la couche limite et de la turbulence ?* *25*
**1.5. Comment améliorer la mesure ?** **26**
**1.6. La mesure de réfractivité par radars** **27**
*1.6.1. Principe* *27*
*1.6.2. Erreurs impactant la mesure* *34*
*1.6.3. Exigence de cibles de qualité* *35*
**1.7. Conclusions** **36**


Ce chapitre a pour but de présenter le contexte général de la mesure de la vapeur d'eau et de sa variabilité dans la couche limite atmosphérique, notamment grâce à l'étude de l'indice de réfraction de l'air, de ses variations et de sa variabilité.

## 1.1. L'eau atmosphérique

Comme nous l'avons vu dans l'introduction générale, l'atmosphère est un des plus petits réservoirs d'eau de la planète. La quantité d'eau dans ce réservoir est pourtant très difficile à établir, du fait de la présence simultanée des trois phases, glace, liquide et vapeur ainsi que de sa très grande variabilité principalement due à la température. Les concentrations moyennes d'eau varient de 12 g d'eau par kilogramme d'air sec près du sol à moins de $10^{-2}$ g/kg dans la stratosphère. Si on s'intéresse uniquement à la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère, sa concentration dépend fortement de la température, comme nous pouvons le voir dans le Tableau 1-1.

| Quantité maximale de vapeur d'eau contenue dans une particule d'air en fonction de la température | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Température de l'air (en °C)** | -10 | -5 | 0 | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 |
| **Quantité maximale de vapeur d'eau possible (en g.m$^{-3}$)** | 2.1 | 3.2 | 4.9 | 6.8 | 9.4 | 12.8 | 17.3 | 23.0 | 30.4 | 39.6 | 51.1 |

*Tableau 1-1 : Quantité maximale de vapeur d'eau en g par m$^3$ d'air en fonction de la température pour une pression de 1013 hPa*

Sous nos latitudes la variabilité de la vapeur d'eau est très marquée ; si l'on considère un cycle diurne elle atteint généralement 5 à 15 g.m$^{-3}$. A plus haute fréquence elle est également marquée au cours des journées durant lesquelles l'atmosphère est instable et turbulente.

## 1.2. Le rôle de la vapeur d'eau dans le système atmosphérique

La **vapeur d'eau** a un rôle clé dans le système atmosphérique :

- Elle est prise en compte dans le calcul de la flottabilité et est donc l'un des principaux acteurs de la dynamique de la couche limite. Elle peut également donner une indication sur la provenance de l'air intervenant dans certains processus turbulents.
- Elle joue un rôle important dans les processus convectifs comme ont pu le montrer les études de *Emanuel et al. (1995) Weckwerth et al. (1999)* et *Weckwerth 2000.*
- L'interface sol-atmosphère contribue également grandement à la variabilité de cette quantité notamment par le biais de l'évapotranspiration (*Koch et al. 1997*).
- Enfin, à l'interface entre la troposphère libre et la couche limite les intrusions d'air sec ou la propagation d'ondes influencent fortement de façon dynamique la quantité de vapeur d'eau et sa variabilité (*Couvreux et al. 2007*).

Compte tenu de ces nombreuses implications dans la dynamique atmosphérique et les processus cruciaux en termes d'anticipation des événements météorologiques et climatiques, il est donc important de bien mesurer la vapeur d'eau ainsi que sa variabilité. Le paragraphe suivant détaille les instruments et les techniques de mesure.

## 1.3. Les techniques de mesure de l'humidité

Il est possible de quantifier la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère grâce à différentes grandeurs détaillées dans les ouvrages de (*Triplet et Roche 1977*) ou de (*Malardel 2005*) :

- $\rho_{H20}$ est le **rapport de mélange**. C'est le rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse d'air sec pour un volume donné. Il s'exprime en $g.kg^{-1}$.
- $q$, l'**humidité spécifique** est le rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse d'air humide pour un volume donné, elle s'exprime dans la même unité que le rapport de mélange.
- $e$, la **pression partielle de vapeur** est la contribution de vapeur d'eau à la pression atmosphérique totale, exprimée en hPa
- $T_d$, la **température du point de rosée**, correspond à la température à laquelle une masse d'air voit sa vapeur d'eau condenser après une transformation à pression constante.
- $HR$, l'**humidité relative**, est le rapport entre $e$ et $e_{sat}$ (pression de vapeur saturante).
- $T_W$, **température du thermomètre mouillé** (ou écart psychométrique), est la température qu'un volume donné d'air de température $\Theta$ et de contenu en vapeur d'eau Y attendrait si on y évaporait de l'eau liquide jusqu'à saturation, tout en gardant la pression constante.

Selon le capteur utilisé on peut obtenir une de ces grandeurs, ou une grandeur dérivée à partir de celles-ci. Une distinction entre mesures in-situ et par télédétection est effectuée ; les techniques et les instruments utilisés ainsi que les résolutions spatiotemporelles sont détaillées dans les paragraphes suivants.

### 1.3.1. Mesure in-situ

Les mesures in-situ sont effectuées par des capteurs qui mesurent directement dans un petit volume d'atmosphère une des grandeurs caractéristiques de la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les techniques mises en œuvre vont de l'*hygromètre à cheveux* aux capteurs à absorption IR, en passant par le *psychromètre*, le *film capacitif*, le « *chilled mirror* » ou les capteurs à absorption UV et encore le réfractomètre (Tableau 1-2). Les deux types d'instruments in-situ utilisés durant la thèse sont décrits plus précisément dans le chapitre 2 dédié aux instruments.

### 1.3.2. Mesure par télédétection

Les mesures par télédétection permettent d'obtenir de l'information en continu de façon spatio-temporelle (*Weckwerth et al. 1999*). On peut trouver différents types de capteurs qui permettent de faire des mesures actives ou passives. Les principaux capteurs rencontrés sont les *spectromètres infrarouges*, les *radiomètres* et les stations *GPS* pour les capteurs passifs. Du côté des capteurs actifs on peut recenser les *lidars* et les *radars*.

| | Instrument | Positionnement | Résolution spatiale | | Résolution temporelle | Précision |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | x,y | z | | |
| **Mesures in-situ** | Hygromètre | Sol/Avion/RS | Local | Local | 1/60 Hz | 1 à 4 % |
| | Chilled mirror | Sol/Avion/RS | Local | Local | 0.2 Hz | 5 % |
| | Licor | Sol | Local | Local | 20 Hz | 0.1 $g.mol^{-1}$ |
| | Réfractomètre | Sol/avion | Local | Local | 50 Hz | 0.1 $g.mol^{-1}$ |
| **Télédétection** | Spectromètre | Sol | 100 m | 3 km | 1/600 Hz | 1 $g.kg^{-1}$ |
| | Radiomètre | Sol | - | Intégration sur la colonne | 1 Hz | 0.4 $g.m^{-2}$ |
| | GPS | Sol et satellite | Dépend du réseau | Intégration | 1/1800 Hz | 1 $g.m^{-2}$ |
| | Lidars | Sol ou avion | Local | 25 m | 1/60 Hz | 0.5 $g.kg^{-1}$ |
| | Radars | Sol | 1 à 5 km | 250 premiers mètres | 1/300 Hz | 0.5$g.kg^{-1}$ |

*Tableau 1-2 : description des différentes méthodes de mesure de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, positionnement, précisions et résolutions. RS = radiosondage*

Alors, pourquoi se pencher sur l'amélioration de la mesure de la vapeur d'eau et plus particulièrement celle de sa variabilité ?

## 1.4. Pourquoi chercher à améliorer la résolution et la précision de ces mesures ?

Avant d'entrer dans le détail des recommandations ayant pour but une amélioration des modèles météorologiques ou de la compréhension générale des processus se produisant dans la couche limite, on peut se pencher sur les applications pratiques ou industrielles qui découleraient à long terme de ces améliorations. L'amélioration potentielle de la modélisation de la turbulence dans la couche limite touche des domaines variés, de la micro-météorologie de la météorologie urbaine, de l'aéronautique ou de la qualité de l'air. Tous ces domaines d'applications bénéficient de toutes les innovations et avancées

scientifiques qui permettent à terme des améliorations dans la description de l'atmosphère ou dans la prévision de son état futur.

### 1.4.1. Recommandations de l'OMM

Les nombreux instruments et méthodes permettent d'effectuer des mesures un peu partout dans l'atmosphère, de façon plus ou moins ponctuelle ou continue, au-dessus des continents ou des océans, avec des résolutions allant de 0.05 s à 30 minutes temporellement et du local à la dizaine de kilomètres intégrés spatialement, et avec des précisions s'étalant sur un ordre de grandeur. Pourtant, via le programme OSCAR (Observing Capability Analysis and Review Tools), l'Organisation Mondiale de la Météorologie a émis des recommandations pour la mesure de la vapeur d'eau et de sa variabilité selon une liste de 7 domaines d'applications (modèles numériques globaux, agro-météorologie, modèles à aire limitée à haute résolution, applications océanographiques, suivi de la cryosphère et enfin suivi climatique). Pour l'humidité spécifique, dans le domaine d'application des modèles globaux de prévision numérique le programme préconise une erreur maximale de 2% pour une résolution spatiotemporelle d'1 km et de 15 minutes (*Mahfouf et al. 2007*). Lorsque l'on s'intéresse aux modèles à haute résolution et aire limitée, les recommandations sont encore plus importantes puisqu'on atteint 2% d'erreur maximale pour une résolution spatiale de 0.5 km sur l'horizontale et 0.1 km sur la verticale dans la couche limite et pour des résolutions temporelles de 15 minutes (*Montmerle, 2016*, *Statement of guidance for high-resolution numerical weather prediction, mise à jour le 8 janvier 2016 et approuvé le 16/06/2016*).

L'OMM ne fait pas ces recommandations par hasard. Pour des prévisions à court terme, la principale amélioration possible des modèles concerne une meilleure prise en compte de l'humidité et de sa variabilité dans la couche limite. Une première étude de (*Zawadzki et al. 1981*) a mis en évidence la corrélation entre les radiosondages, la température, la pression et l'humidité de surface d'une part et les taux de pluie restitués par les pluviomètres et les radars d'autre part. Les études suivantes *(Dabberdt et Schlatter 1996; Fabry et Sun 2010; Hanley et al. 2011*) montrent l'impact d'une amélioration potentielle de la description du champ d'humidité dans les prévisions numériques des quantités de précipitations. Plus précisément, (*Crook 1996*) a établi qu'une erreur de 2% pouvait être responsable d'un non déclenchement de la convection dans les modèles. Une telle erreur d'appréciation aura également des conséquences dans la suite des échéances de prévision du modèle, pouvant alors impacter les prévisions pendant plusieurs journées. Comme a pu le montrer (*Fabry 2006*), avec la figure 0-4 déjà commentée dans

l'introduction générale, la convection de la veille peut apporter suffisamment de précipitations dans une zone de 20x20 km pour entraîner après évaporation un changement significatif de CIN (Convective Inhibition), permettant à la convection de percer à nouveau. « Never underestimate the power of night convection » est d'ailleurs une phrase courante chez les chasseurs de tornades des Grandes Plaines. Une amélioration des prévisions numériques, notamment dans les cas convectifs passe donc par une meilleure description du champ d'humidité en amont, permettant par le biais de l'assimilation de corriger les erreurs d'estimation.

### 1.4.2. Et du côté de la couche limite et de la turbulence ?

A l'interface atmosphère-sol au-dessus des continents, la couche la plus basse est directement influencée par des forçages comme la présence de relief, les frottements, les transferts de quantité de mouvement, de chaleur et de vapeur d'eau. Cette couche est appelée *couche limite atmosphérique* (*Stull 1988*), et son étendue verticale varie fortement, de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres. Cette hauteur peut également varier selon le type de *traceurs* choisis pour la caractériser (aérosols, profil de température, d'humidité ou de température potentielle, présence d'un fort cisaillement de vent…). Cette couche connaît également une forte variation diurne de sa structure, dont les périodes de transitions sont encore mal connues et comprises. Une couche limite est dite *stable* lorsqu'elle est caractérisée par une faible extension verticale, un profil de température stable et une destruction de la turbulence par flottabilité. Cette *couche limite stable* est essentiellement rencontrée au cours de la nuit. Une couche limite est dite *convective* lorsqu'elle est instable et animée par des mouvements verticaux importants. On y rencontre alors un flux de flottabilité positif au niveau de la surface. Dans ce cas, la turbulence a tendance à être organisée, avec des structures dont la distribution des tailles couvre près de trois ordres de grandeurs sur une échelle allant des turbulences de petite échelle de quelques mètres, ou moins, aux structures turbulentes cohérentes de plusieurs kilomètres (*Stull 1988*).

Du côté des processus turbulents donc, les premières études sur la variabilité horizontale de l'humidité permettent d'établir des distributions complexes dans la couche limite convective au-dessus des grandes plaines américaines *(Crum et Stull 1987)*. Au-dessus des océans, les échelles caractéristiques des fluctuations turbulentes ont été étudiées par (*Durand et al. 2000*) et la détermination des flux mer-air a été améliorée grâce à l'analyse de données de plusieurs campagnes (*Weill et al. 2003*). Pour la couche limite continentale, ces échelles caractéristiques ont été étudiées par *Lohou et al. (1998)*

et *de Bruin et al. (1999)* ou plus récemment par *Berg et Stull (2004)* ou *Cheinet et Cumin (2010)*. Ces fluctuations sont souvent de l'ordre de 1 à 3 $g.kg^{-1}$ selon les échelles du rapport de mélange variant de 1 à 5 km (*Weckwerth et al. 1996*). Cette variabilité est expliquée en partie par la présence de structures en rouleaux dans la couche limite avec des valeurs plus humides au niveau des branches ascendantes et des valeurs plus sèches au niveau des branches subsidentes. On observe une forte corrélation entre la température, l'humidité et les processus turbulents (*Stull, 1988*).

## 1.5. Comment améliorer la mesure ?

Sachant que l'indice de réfraction ($n$) de l'air est lié à la pression, à la température et à l'humidité, une piste sérieuse est donc de passer par la mesure de réfractivité $N$, définie comme $N = 10^6 \times (n-1)$ *(Bean et Dutton 1968)*. Pour relier $N$ aux mesurables atmosphériques, la relation[7] empirique de *Smith et Weintraub (1953)* est couramment utilisée (notamment pour les applications radar) :

$$N = 77.6\frac{P}{T} + 3.73 \times 10^5 \times \frac{e}{T^2} \qquad (1\text{-}1)$$

où $P$ est la pression atmosphérique [hPa], $T$ la température [K] et $e$ la pression partielle de vapeur d'eau [hPa].

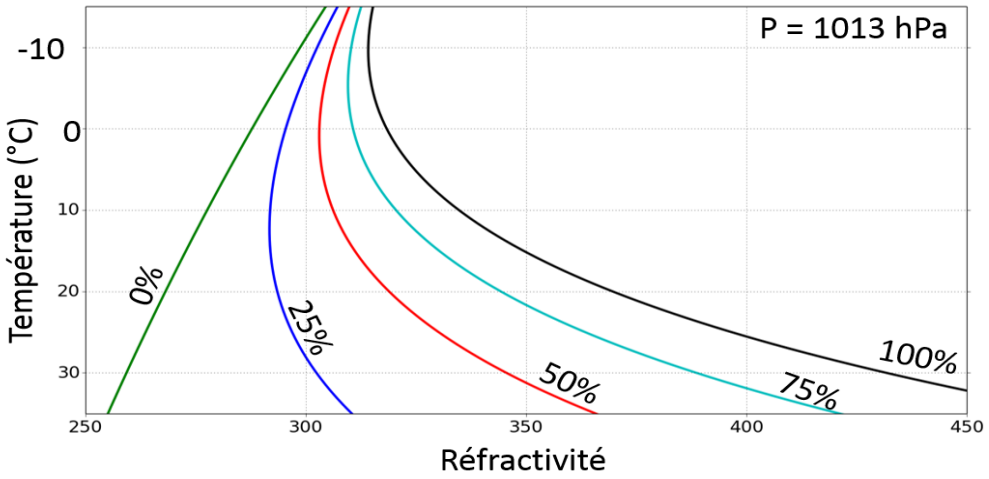


*Figure 1-1 : variations de la réfractivité pour différents taux d'humidité relative à pression constante égale à 1013hPa. En bleu : HR = 0%, en magenta : HR = 25%, en rouge : HR = 75%, en jaune : HR = 75%, en vert HR = 100%.*

7 Pour le travail présenté, l'équation $N = 77.6 \times \frac{P}{T} - 5.6\frac{e}{T} + 3.75 \times 10^5 \times \frac{e}{T^2}$ (Bean et Dutton, 1968) peut être simplifiée (1). Pour une plage de température de -50°C à 40°C l'erreur est inférieure à 0.02% sur la mesure de réfractivité.

La pression partielle de vapeur d'eau est calculée à partir de la relation entre la pression de vapeur saturante $e_w$ (en hPa) et l'humidité relative (HR en %) :

$$e = \frac{HR}{100} \times e_w \tag{1-2}$$

et $e_w$ (hPa) est donnée par l'équation suivante où $\theta$ est la température (en ° C) :

$$e_w = 6.112 \times exp^{(\frac{17.67 \times \theta}{\theta + 243.5})} \tag{1-3}$$

Par le biais de la mesure de réfractivité (resp. de sa variabilité) on obtiendrait alors une description d'une combinaison entre le champ de température (resp. de sa variabilité) et le champ d'humidité (resp. de sa variabilité). Compte tenu de l'influence plus importante des variations d'humidité par rapport aux variations de température sur la variation de la réfractivité (Figure 1-1), une piste possible pour améliorer la mesure d'humidité et de sa variabilité est de passer par la mesure de réfractivité par radar. La section suivante présente l'état de l'art dans ce domaine.

## 1.6. La mesure de réfractivité par radars

Le principe de la mesure de réfractivité par radar a été découvert et décrit dans les articles *Fabry et al. (1997)* et *Fabry (2004)* pour des radars équipés d'émetteurs cohérents dits «radars à klystron ». Dans le paragraphe suivant le principe de la mesure et ses applications seront détaillés.

### 1.6.1. Principe

Les radars météorologiques, conçus pour localiser et suivre les zones précipitantes, peuvent être utilisés pour des mesures de réfractivité atmosphérique. Pour cela, il est nécessaire d'analyser le changement entre deux observations de la phase du signal radar rétrodiffusé par des cibles fixes pour de faibles élévations du faisceau. Ces cibles fixes sont principalement des structures comme des antennes, des pylônes électriques, des tours ou des châteaux d'eau (voir §1.6.3). La durée $\tau_{travel}(r,t)$ nécessaire à l'onde électromagnétique pour parcourir l'aller-retour entre un radar au temps $t$ et pour une cible à la distance $r$ est de

$$\tau_{travel}(r,t) = \frac{2}{c}\int_0^r n(x,t)dx = \frac{2r}{c} + \frac{2 \times 10^{-6}}{c}\int_0^r N(x,t)dx \tag{1-4}$$

où $c$ représente la célérité de la lumière dans le vide, $n(x,t)$ et $N(x,t)$ l'indice de réfraction et la réfractivité de l'air au temps $t$ suivant la coordonnée spatiale $x$. Ainsi on peut poser $N(x,t) = 10^6 \times [n(x,t) - 1]$. A titre d'exemple, pour une variation homogène de réfractivité de 1 unité entre le radar et une cible située à 10km du radar entre deux instants $t_0$ et $t_1$, la différence de trajet sera d'environ $\Delta\tau_{travel} \approx 6.7 \times 10^{-5}\mu s$. Pour mesurer une différence de temps de trajet aussi petite sur des distances de plusieurs kilomètres il faut impérativement que la cible utilisée reste parfaitement immobile entre $t_0$ et $t_1$. En effet, même un mouvement de quelques cm (donc de l'ordre de la moitié de la longueur d'onde) entraînerait un changement du temps de trajet préjudiciable à la mesure. D'autre part, une variation aussi faible ne peut pas être vue directement sur la position temporelle de l'écho, et il faut passer par la mesure du changement de phase entre l'émission et la réception du signal, $\delta\Phi$ donné par

$$\delta\Phi(r,t) = 2\pi f \tau_{travel} \tag{1-5}$$

où $f$ est la fréquence, supposée constante, du signal émis. Ainsi cette même différence de temps de parcours de $6.7 \times 10^{-5}\mu s$ donnera, pour une fréquence $f = 5.62$ GHz, un changement de phase entre l'émission et la réception de $\delta\Phi = 23.7$ degrés tout à fait mesurable. Le changement de $\delta\Phi$ entre deux instants $t_0$ et $t_1$ peut être aisément retranscrit en variation de réfractivité en utilisant les équations (1-4) et (1-5):

$$\Delta\Phi(r,t_1,t_0) = \delta\Phi(r,t_1) - \delta\Phi(r,t_0) = \frac{4\pi f \times 10^{-6}}{c}\int_0^r [N(x,t_1) - N(x,t_0)]dx \tag{1-6}$$

On peut définir la réfractivité moyennée $N_m(r,t)$ à une date $t$ sur le trajet entre le radar et une cible fixe à une distance $r$ du radar comme :

$$N_m(r,t) = \frac{1}{r}\int_0^r [N(x,t)]dx \tag{1-7}$$

ce qui permet de relier la variation de phase entre deux instants $t_0$ et $t_1$ à la variation de réfractivité moyennée :

$$\boxed{\Delta\Phi(r,t_1,t_0) = \frac{4\pi f r}{c} \times (10^{-6}[N_m(r,t_1) - N_m(r,t_0)])} \tag{1-8}$$

L'évolution de la phase du signal permet ainsi de rendre compte des variations de réfractivité moyennée le long du trajet entre le radar et la cible.

Considérant deux cibles autour du radar de McGill à Montréal, *Fabry et al. (1997)* ont montré la très bonne corrélation temporelle entre la réfractivité restituée par le radar pour les cibles au NE et au SSO du radar et la station de mesure automatique de l'aéroport (Figure 1-2).

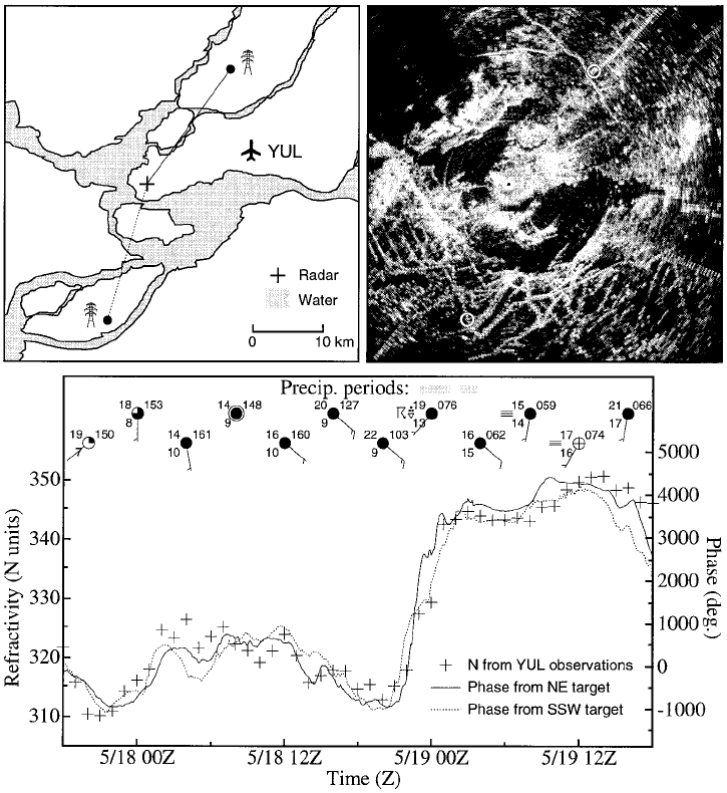


*Figure 1-2 : Illustration de la corrélation entre la phase des échos de sol situés au NE et au SSO du radar de Montréal sur les journées du 18 et 19 Mai 1996. Le schéma en haut à gauche montre la situation géographique des cibles utilisées par rapport au radar (croix) et la position de la station automatique de l'aéroport (YUL). La carte de droite montre la puissance reçue pour le tour d'antenne à 0.5° d'élévation. Enfin le graphique du bas montre la corrélation entre les phases des cibles (courbes pleine et pointillée) et la réfractivité mesurée à la station automatique (croix). Les pointages du haut de la figure (N, Time) représentent le pointage météorologique à la station de l'aéroport, avec la température en haut à gauche du cercle, le point de rosée en bas à gauche, la couverture nuageuse en octas, la pression en haut à droite et la vitesse et la direction du vent donnés par la barre et l (D'après Fabry et al 1997 ©American Meteorological Society)*

Afin de restituer une carte de réfractivité autour du radar, plusieurs étapes ont été mises en place par *Fabry (2004)*. La première étape consiste en une calibration qui permet de sélectionner une période temporelle pendant laquelle la réfractivité ne varie quasiment pas. Pour chaque cible fixe la fonction d'autocorrélation du taux de variation de la phase du retour radar est ensuite examinée afin d'éliminer les échos provoqués par des cibles qui bougent et qui ne peuvent donc pas être utilisées pour la mesure de réfractivité (végétation principalement) et seront filtrés.

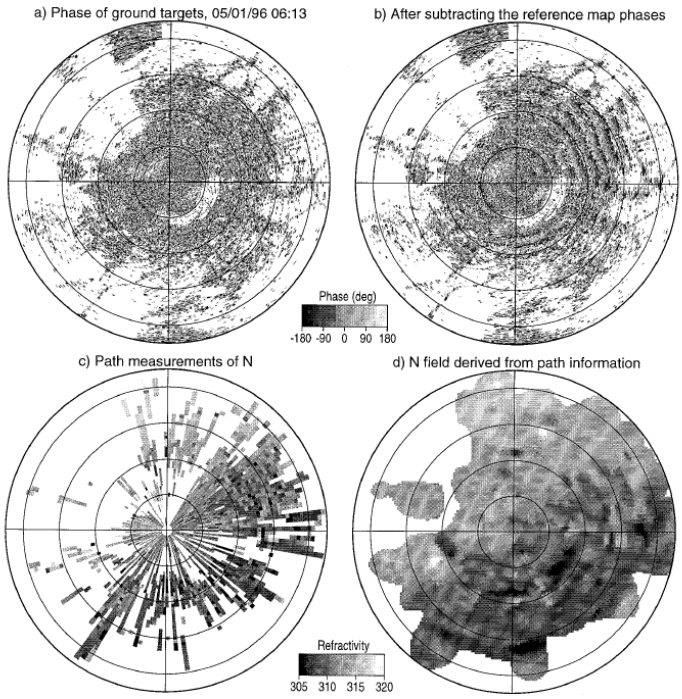


*Figure 1-3 : Procédure pour extraire le champ de réfractivité en temps réel à partir des échos provenant des cibles fixes (Fabry et al. 1997) a) : signal brut de phase des échos de sol le 5 janvier 1996 à 06h13. b) carte obtenue après soustraction de la donnée de phase de référence obtenue pendant une période stable. c) Différentes mesures de N pour chaque trajet entre le radar et une cible. d) Le champ de réfractivité est alors dérivé en utilisant c) combiné avec b). On obtient un champ de réfractivité moyenné sur des pixels d'environ 5 km de côté. © 1997 American Meteorological Society*

Le rapport signal sur bruit est également pris en compte, ce qui permet d'obtenir, après combinaison avec les autres éléments (soustraction de la phase de référence et lissage des informations provenant des radiales radar-cibles), une carte de cibles fixes utilisables pour la mesure. La phase provenant de ces cibles étant très bruitée (Section 1.6) une étape de lissage par moyennes successives est effectuée. En admettant que les trajets optiques ne changent pas entre le temps de calibration et l'instant de mesure on obtient des mesures de la réfractivité moyennée sur chaque trajet (Figure 1-3 et équation (1-7)). La dernière étape consiste alors à interpoler le tout pour obtenir la carte de réfractivité instantanée.

Cette approche a été développée pour des radars à émetteurs cohérents (klystron) dont la fréquence d'émission est constante. Ce n'est pas le cas pour les radars du réseau opérationnel de Météo-France ni pour la plupart des radars européens qui sont en général équipés d'émetteurs non cohérent (à magnétron) pour lesquels la fréquence d'émission peut varier en fonction de la température. Dans ce cas, pour le suivi point à point et des applications en cartographie de la réfractivité il faut revoir la formulation de l'expression de $\Delta\Phi$.

#### *1.6.1.1. Adaptation de la mesure avec les radars magnétrons*

L'émetteur magnétron est constitué d'une cavité placée dans un fort champ magnétique. Lorsqu'on applique dessus un champ électrique, la cavité produit des oscillations dont la fréquence est essentiellement déterminée par la taille de la cavité, qui peut légèrement varier en fonction de la température du milieu à cause de la dilatation. Avec les radars du réseau ARAMIS, un changement de température de 1°C se traduit ainsi par une variation de la fréquence d'émission d'environ 100 Hz. Dans ce cas, il faut prendre en compte les variations de la fréquence d'émission et celles de la fréquence de l'oscillateur local par laquelle le signal reçu est multiplié pour l'exploitation (§principe de fonctionnement du radar). Cette fréquence d'oscillateur local $f_{LO}$ est ajustée automatiquement à chaque fois que la fréquence d'émission change significativement.

L'expression du changement de phase $\Delta\Phi$ pour une cible à une distance $r$ entre deux instants $t_0$ *et* $t_1$ du signal échantillonné au retard $\tau_{sampled}$ devient alors (*Parent du Chatelet et al. 2012*) :

$$\Delta\Phi\left(r, \tau_{sampled}, t_1, t_0\right) = 2\pi \begin{bmatrix} -[f_{LO}(t_1) - f_{LO}(t_0)]\tau_{sampled} \\ +[f(t_1) - f(t_0)]\Delta\tau \\ -f(t_0)\dfrac{2\times 10^6}{c}[N_m(r,t_1) - N_m(r,t_0)] \end{bmatrix} \qquad (1\text{-}9)$$

Où $\Delta\tau$ est la différence entre $\tau_{sampled}$ et le "vrai" retard :

$$\Delta\tau = \tau_{sampled} - \frac{2r}{c}(1 + 10^{-6}N_m(t_0)) \qquad (1\text{-}10)$$

Cette équation met en évidence trois termes. Le premier terme est le produit du retard $\tau_{sampled}$ par le changement de fréquence de l'oscillateur local entre les deux instants. Le deuxième est un terme résiduel qui a été mis en évidence par *Nicol et al. (2013)*. Enfin le troisième terme est identique à la formulation de l'équation (1-8) pour un radar à émetteur cohérent. La principale correction à appliquer correspond donc aux changements de la fréquence de l'oscillateur local qui sont finalement beaucoup plus simples à déterminer que ceux de la fréquence d'émission (*Parent du Chatelet et al. 2012*). Nous verrons que cette correction n'est pas forcément nécessaire lors de l'étude de la variabilité de la réfractivité (§ 3.4).

### *1.6.1.2. En bande C :*

**Le suivi point à point de la réfractivité : comparaison d'un pixel radar avec les stations sols**

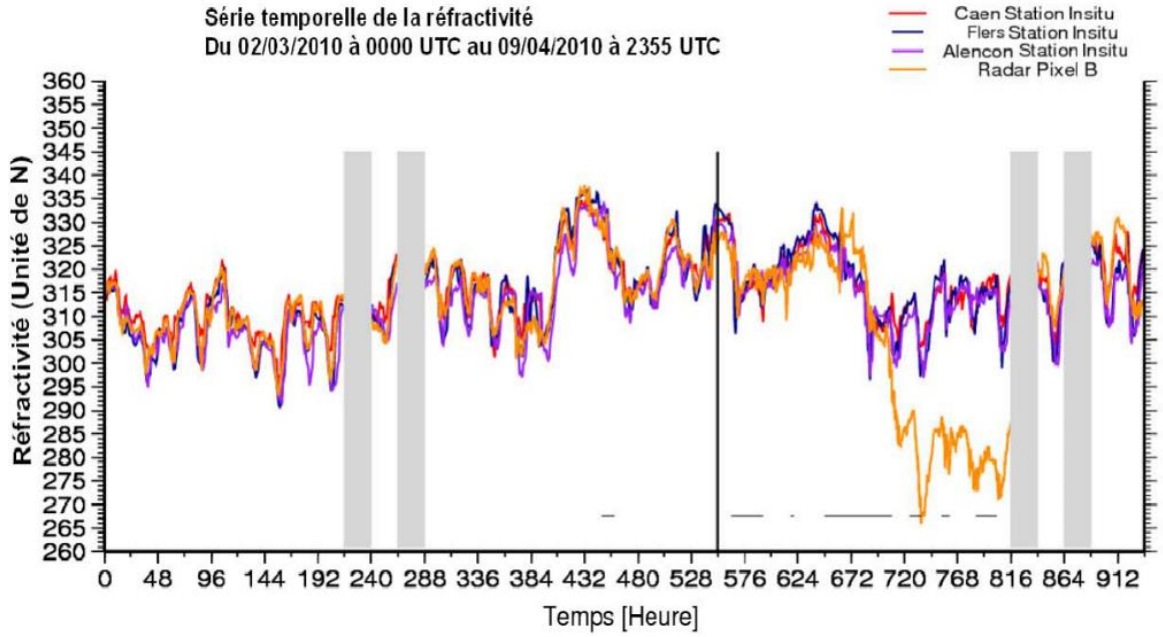


*Figure 1-4 : suivi point à point de la réfractivité pendant le mois de mars 2010 autour du radar de Falaise (Normandie, France) pour un pixel radar et trois stations automatiques du réseau de Météo-France situés autour. (D'après Boudjabi 2011).*

Le suivi point à point de la réfractivité est possible en utilisant des pixels radars bien déterminés. Dans le cas de la Figure 1-4, un pixel radar autour du radar de Falaise (Basse Normandie) est comparé aux variations de réfractivité mesurées aux stations environnantes (Caen, Alençon et Flers) durant un mois du 02 mars au 09 avril 2010. On constate une très bonne corrélation entre le radar et les stations automatiques la plupart du temps. Un recalage (le radar reprend la valeur moyenne de $N$ pour les 3 stations automatiques) est effectué entre la réfractivité radar et la réfractivité à chaque plage de données manquantes (en gris). Aux alentours de la 650$^{\text{ième}}$ heure, on constate que certaines variations ne sont pas bien restituées par le radar. Peu de temps après, les signaux sont à nouveaux bien corrélés mais les valeurs restituées par le radar se sont décalées d'environ 30 unités. On comprend aisément quels problèmes ces erreurs peuvent causer dans le cadre d'une utilisation en assimilation de données, ou lorsque la donnée est utilisée en cartographie à destination de prévisionnistes météo. Il paraît donc indispensable d'étudier les sources d'erreurs afin de mieux les comprendre. Ces « décrochages » dus à des variations de réfractivité provoquant des rotations de la phase du signal plus grandes que $2\,\pi$ sont l'un des problèmes à traiter lorsqu'une cartographie de la réfractivité doit être

réalisée comme nous pourrons le constater dans les paragraphes suivant qui traitent de cette question.

#### *1.6.1.3. En bande S, vers une cartographie de la réfractivité*

Les résultats ont été fructueux durant la campagne HyMeX avec les radars en bande S *(Besson et Parent du Châtelet 2013, Besson et al. 2016)*. Plusieurs produits ont été développés pour cette bande de fréquence, comme une cartographie de la réfractivité avec une échelle horizontale de 5 km et temporelle de 15 min (Figure 1-5).

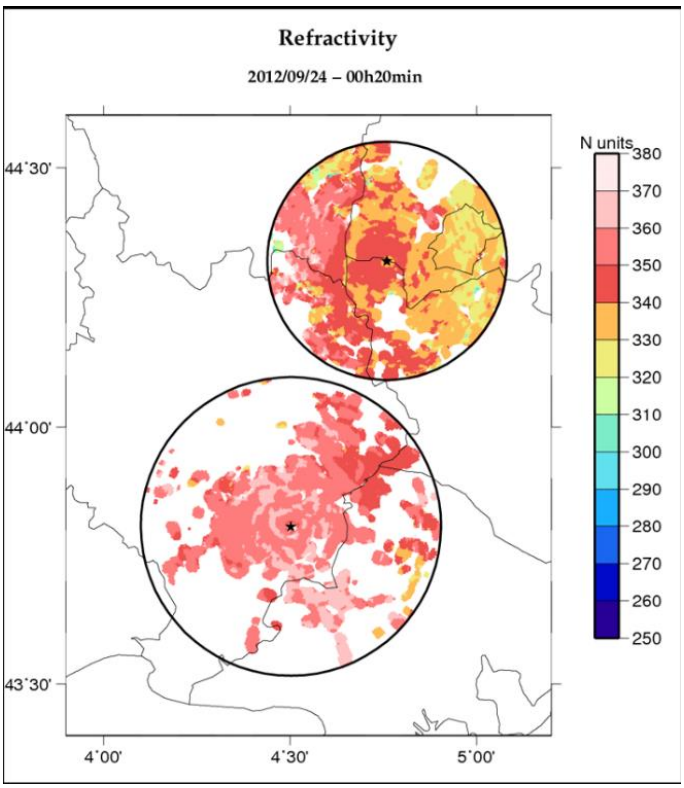


*Figure 1-5 : cartographie de la réfractivité autour des radars de Nîmes et de Bollène le 24 septembre 2012 durant la campagne HyMeX en utilisant le logiciel de F. Fabry. Durant les 3 mois d'observation de la campagne des phénomènes météorologiques comme le passage de front, les brises de mer ou les situations pré-convectives ont pu être mis en évidence (Source : L. Besson).*

L'évolution temporelle des phénomènes météorologiques peut être suivie en utilisant cette cartographie (*Weckwerth et al. 2005*). A titre d'exemple, *Wakimoto et Murphey (2009)* montrent que le maximum de la dérivée totale de la réfractivité radar est observé au niveau de la zone de développement de cumulus, près d'une zone de convergence. Des études sur l'assimilation de la réfractivité dans les modèles de prévision numérique du temps sont également en cours pour évaluer l'impact de la mesure sur le déclenchement de la convection *(Montmerle et al. 2001, Sun 2005, Montmerle 2012, Caumont et al. 2013)*.

## 1.6.2. Erreurs impactant la mesure

### *1.6.2.1. Erreur sur la mesure de phase et quantification radar.*

Pour la mesure de réfractivité par radar deux sources d'erreurs instrumentales ont été identifiées (*Boudjabi, 2011*). La première source est l'erreur commise sur la mesure de la phase dont l'écart-type est de 0.6°, et la seconde est l'erreur due au pas de quantification de la mesure de phase, qui est de 1.41°. Cela conduit respectivement à une erreur sur la réfractivité mesurée pour une cible à 10 km de 0.0045 et 0.010 unités de réfractivité. Nous pouvons donc conclure que ces sources d'erreur sont négligeables pour l'estimation de la variabilité de la réfractivité mesurée par radar.

### *1.6.2.2. Problèmes causés par les précipitations*

Les précipitations peuvent affecter les mesures de trois façons différentes. Dans un premier temps si les précipitations sont suffisamment intenses, elles peuvent impacter la mesure de la phase le long du trajet entre le radar et la cible (25mm/h sur 25 km entraîne 1.6 unité de $N$ de changement de réfractivité selon *Fabry 2004*). D'autre part, le signal de la porte radar contenant la cible utilisée pour la mesure peut être modifié en puissance et en phase par les gouttes présentes dans le volume sondé. Dans ce cas, les variations de la phase mesurée deviennent aléatoires et il est impossible de restituer une variation de réfractivité. Enfin, l'eau recouvrant les cibles lors des précipitations a un indice de réfraction $n = 1.33$ qui entraîne une modification importante de la nature de la cible, et donc de la phase du signal qui en revient.

### *1.6.2.3. Différence d'altitude entre le radar et les cibles*

La technique de mesure de la réfractivité radar développée initialement utilise des hypothèses simples (même altitude et profil vertical standard) concernant la hauteur des cibles utilisées et le gradient vertical de réfractivité $^{dN}/_{dh}$. En réalité, une partie du bruit de la phase des signaux radars provenant des cibles peut avoir comme origine les variations d'altitude du faisceau de mesure selon la topographie du terrain ou la hauteur des cibles. Une méthode d'estimation du gradient vertical de réfractivité est proposée dans *Feng et al. (2016)*. Cette méthode utilise la variation de réflectivité provenant d'une cible fixe. Ainsi, l'observation des variations de puissance des échos de sol permet d'estimer le gradient vertical de réfractivité, puis à partir de ce gradient, de corriger le biais dû aux différences d'altitude entre le radar et les cibles.

#### *1.6.2.4. Impact de la turbulence sur la mesure*

Lors d'un récent travail portant sur les sources d'erreurs liées à la mesure, une simulation à partir de données de stations in-situ a permis d'établir que la variabilité de la réfractivité durant l'été et l'après-midi est nettement plus importante que durant la nuit, et plus encore que durant l'hiver (cf. figure 0-4 et *Besson et al. 2012*). Sur cette base nous avons voulu approfondir la relation entre les fluctuations atmosphériques mesurées in-situ par les stations automatiques et la variabilité de la réfractivité mesurée par radar. Ces travaux, objet de la présente thèse, sont détaillés dans les chapitres suivants.

### 1.6.3. Exigence de cibles de qualité

Exactement comme pour les vitesses Doppler, la mesure de $N$ devient ambiguë à partir du moment où la variation de phase entre deux mesures successives dépasse $[-\pi, +\pi]$. Pour le radar de Trappes, une cible à 10km est impactée dès que la variation sur 5 minutes de la réfractivité moyennée dépasse 1.5 unités environ. On comprend alors pourquoi les méthodes de sélection des cibles doivent être « sévères ». Deux stratégies ont été jusque-là utilisées :

- *Fabry et al. (1997) et Fabry (2004)* ont proposé une méthode de calibration qui permet d'éliminer les cibles qui engendrent une variabilité haute fréquence (quelques minutes) de la phase importante sur une période de plus d'une heure, lors d'une journée sans phénomène météorologique marquant ;
- *Besson et al. (2012)* ont proposé un indice de qualité (QI) sur la base du changement de phase en 5min.

$$QI = 2 \times \frac{n_{\pi/2}}{n} - 1 \qquad (1\text{-}11)$$

où $n_{\pi/2}$ est le nombre de fois où la variation de phase entre deux mesures consécutives est inférieure ou égale en valeur absolue à $\pi/2$, $n$ étant la taille de l'échantillon. Quand le signal présente peu de variabilité sur 5 minutes cet indice est proche de 1. Pour une répartition aléatoire de la phase entre $]-\pi,\pi]$ le $QI$ est égal à 0. L'intérêt est alors de repérer les cibles peu sujettes aux repliements de phase. Plus la distance augmente et plus il est difficile d'avoir des cibles possédant un bon indice.

L'objectif du présent travail qui s'intéresse aux variations rapides de la réfractivité, et non à la réfractivité elle-même, est sensiblement différent et nous avons donc mis en

place un nouveau critère pour obtenir une sélection de cibles adaptée à notre étude. Ces méthodes seront décrites en détail dans le § 3.4.

## 1.7. Conclusions

Le rôle de l'humidité est clé pour de nombreux domaines, tant pour des applications directes à des sujet de météorologie pure que pour des applications à des enjeux sociétaux. Le profit direct d'une amélioration des connaissances de la variabilité du champ d'humidité en passant par la mesure de réfractivité sera dégagé grâce à une application directe dans les modèles de prévision numérique, par le biais de l'assimilation ou de l'amélioration des paramétrisations. Une telle mesure peut également apporter une contribution directe aux prévisionnistes dans des cas d'anticipation immédiate de phénomènes (déclenchement de la convection notamment).

Sur cette base nous avons voulu approfondir la relation entre les fluctuations atmosphériques mesurées in-situ par les stations automatiques ou les stations flux et la variabilité de la réfractivité mesurée par les radars en général. Dans le chapitre suivant, la description des instruments permet d'établir les échelles spatiotemporelles traitées au cours de notre travail. Les mesures effectuées ont permis de mettre en place deux bases de données pour effectuer le travail de recherche sur le sujet.

# Chapitre 2 Instruments

**Sommaire**

**2.1. Du côté de l'in-situ, la référence** **38**
***2.1.1. Les stations sols du réseau Météo France*** ***38***
***2.1.2. Les capteurs utilisés :*** ***40***
***2.1.3. Les stations in-situ complémentaires : stations mobiles de mesure de flux du CNRM.*** ***43***
**2.2. Du côté des radars, de l'opérationnel à l'expérimental** **44**
***2.2.1. Principe du fonctionnement du radar*** ***44***
***2.2.2. Les radars opérationnels du réseau ARAMIS :*** ***44***
***2.2.3. La mesure de la pluie par radar pour l'hydrologie*** ***47***
***2.2.4. Les techniques polarimétriques*** ***48***
***2.2.5. La mesure de vent*** ***50***
***2.2.6. Intérêts pour l'hydrologie et l'assimilation de données.*** ***52***
***2.2.7. L'assimilation des données réflectivité radar dans AROME.*** ***53***
**2.3. Les instruments de recherche utilisés** **53**
***2.3.1. Radar Curie Bande X*** ***54***
***2.3.2. Radar nuage BASTA*** ***56***
***2.4. Conclusions*** ***57***

L'objectif de cette étude est de constituer une base de données permettant de cartographier l'humidité (en passant par la réfractivité) dans les basses couches de l'atmosphère à différentes résolutions spatio-temporelles, en utilisant les instruments disponibles des réseaux opérationnels de Météo-France mais aussi ceux déployés lors d'une campagne de mesure dédiée. Quels sont ces instruments et comment les utiliser pour caractériser la variabilité de la réfractivité à fine échelle dans l'atmosphère ?

## 2.1. Du côté de l'in-situ, la référence

### 2.1.1. Les stations sols du réseau Météo France

Les stations automatiques du réseau sont utilisées dans la première partie de l'étude comme une référence de l'état de l'atmosphère à un instant donné. La description des paramètres mesurés et des contraintes instrumentales est essentielle pour calculer la réfractivité provenant de ces stations en utilisant l'équation (1-1) et y associer une erreur de mesure. Cette réfractivité, accompagnée de sa variabilité in-situ serviront de référence pour toutes les comparaisons avec la réfractivité radar et sa variabilité.

#### *2.1.1.1. Stations utilisées*

Pour chaque radar du réseau nous disposons des données d'observations des stations météorologiques automatiques situées à proximité. La situation géographique de ces postes est indiquée sur la Figure 2-1. Les données ont été désarchivées pour toutes les stations situées dans un rayon de 50 km des deux radars concernés par l'étude, celui de Trappes et celui de Nîmes. Seules les données de Trappes sont présentées ici. Le Tableau 2-1 donne les caractéristiques de ces stations et les paramètres mesurés. Les observations sont toutes effectuées en synchronisme au pas de temps minute.

*Figure 2-1 : Stations de mesure in-situ disponibles pour l'étude. Seules les stations détaillées dans le tableau 2-1 ont été utilisées.*

| Stations | Numéro INSEE | Altitude (m) | Propriétaire | Paramètres mesurés | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Radar de Trappes** | | | | **RR** | **DD** | **FF** | **T** | **U** | **P** |
| Paris Montsouris | 75114001 | 76 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Longchamp | 75116008 | 27 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | |
| Melun | 77306001 | 91 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Achères | 78005002 | 27 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | |
| Chapet | 78140001 | 42 | EDF | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Magnanville | 78354001 | 123 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | |
| Toussus-le-Noble | 78620001 | 154 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Trappes | 78621001 | 167 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Vélizy-Villacoublay | 78640001 | 174 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Dourdan | 91200002 | 116 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | |
| Orly | 91027002 | 89 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Le Bourget | 95088001 | 49 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Herblay | 95306001 | 75 | Autre | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | |
| **Radar de Nîmes** | | | | **RR** | **DD** | **FF** | **T** | **U** | **P** |
| Nimes-Courbessac | 30189001 | 59 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Nimes-Garons | 30258001 | 94 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Uzes | 30334003 | 72 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Vauvert | 30341003 | 50 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Villevieille | 30352002 | 41 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Cruviers-Lascours | 30100001 | 103 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Tarascon | 13108004 | 15 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| St Siffret | 30299001 | 135 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Arles | 13004017 | 10 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Vic le Fesq | 30349001 | 45 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Marsillargues | 34151005 | 4 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Cardet | 30068001 | 109 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Deaux | 30101001 | 185 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Barbentane | 13010001 | 15 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Brouzet les ales | 30055001 | 603 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Aigues-Mortes | 30003001 | 1 | Météo-France | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Pujaut | 30209002 | 44 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Eyragues | 13036003 | 17 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |
| Gallargues le Montueux | 30123001 | 17 | | ✓ | | | ✓ | ✓ | |

*Tableau 2-1 : Stations météorologiques situées dans un rayon de 50 km des radars de Trappes et de Nîmes. Les mesures effectuées sont RR pour la quantité de précipitation, DD pour la direction du vent, FF pour la vitesse du vent, T pour la température sous abri, U pour l'humidité relative et P pour la pression atmosphérique. L'altitude est donnée par rapport au niveau de la mer.*

Les stations de Trappes et de Nîmes-Courbessac ont servi de référence dans la majorité des comparaisons effectuées. La température T, l'humidité U sous abri à 2 mètres et la lame d'eau en 1 minute RR sont mesurées par toutes les stations. En revanche, elles ne disposent pas toutes d'un capteur de pression atmosphérique, grandeur nécessaire pour le calcul de la réfractivité. La pression au niveau de la mer variant en général faiblement sur des échelles horizontales de quelques dizaines de km, la pression

mesurée à Trappes sera donc utilisée dans le cas où la mesure n'est pas effectuée. De plus, l'influence de la pression sur la réfractivité pour les variations infra-horaires est inférieure à 0.25 unités pour un intervalle de confiance à 95%. Les instruments utilisés pour calculer la réfractivité de « référence » sont décrits dans les paragraphes suivants.

## 2.1.2. Les capteurs utilisés :

### *2.1.2.1. Mesurer la pression.*

*Figure 2-2 : Baromètre électronique (PTB 330) utilisé dans le réseau de Météo-France, source : Météo-France*

Les baromètres utilisés sont électroniques (Figure 2-2 PTB 330). Compte tenu des exigences de l'aéronautique la précision de ces capteurs est très bonne (l'exactitude garantie par Météo France pour le réseau synoptique sol est 0.5 hPa, Note interne Direction des Systèmes d'Observation (DSO) n°040) Compte tenu de l'influence de la pression sur la réfractivité et ses variations (Eq. 1-1) cette précision est largement suffisante pour le travail effectué.

#### *2.1.2.2. Mesurer la température.*

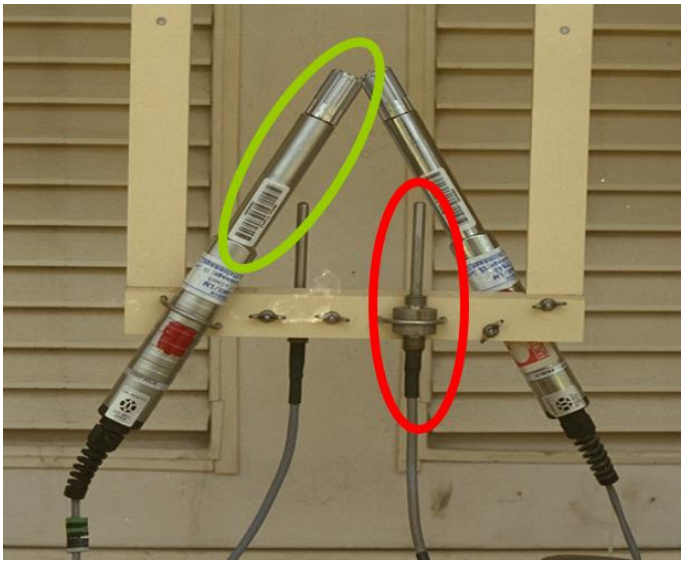

*Figure 2-3 Capteurs de température (sonde PT100 en rouge) et capteur d'humidité (entouré en vert) utilisés dans les abris des stations du réseau d'observation de l'atmosphère de Météo France, source : Institut national polytechnique, école nationale de la météorologie (INP-ENM), Météo-France*

Le capteur utilisé pour la mesure de la température est un thermomètre à résistance de platine (PT100) sélectionné pour être conforme aux tolérances des normes fixées par l'OMM (Guide CIMO, 2008). La gamme de température est de -40°C à +60°C avec des erreurs maximales associées comprises entre ±0.077°C à ±0.104°C aux extrémités de la gamme de mesure. Des contrôles de dérive ont été effectués sur un échantillonnage de capteurs âgés de 5 à 20 ans et aucune dérive décelable (supérieur à 0.1°C) n'a été trouvée (Note interne DSO n°38)

#### *2.1.2.3. Mesurer l'humidité*

La température du point de rosée (*Td*) est calculée et l'humidité relative (*HR*) est mesurée dans le réseau de Météo-France. Nous avons utilisé uniquement la mesure d'humidité relative faite par un capteur capacitif (Figure 2-3, capteur Vaisala HMP) à variation d'impédance. L'électronique associée au capteur transforme l'information en courant (entre 4 et 20 mA) ou en tension (entre 0 et 1 V), variant linéairement avec l'humidité relative (Note interne DSO n°39). Ces capteurs fournissent un taux d'humidité relative par rapport à l'air, même à température négative (par exemple dans un brouillard givrant à -10°C, l'humidité relative indiquée par l'hygromètre est de 90 %).

#### *2.1.2.4. Mesurer le vent*

*Figure 2-4 : anémomètre et girouette, source : Ecole Nationale de la Météorologie (INP-ENM, Météo-France)*

- **Vitesse du vent** : Pour ses réseaux opérationnels actuels, Météo-France utilise principalement des anémomètres à coupelles (Figure 2-4). Les transducteurs utilisés par les anémomètres comptent optiquement le nombre de tours effectués par le moulinet en un laps de temps déterminé. L'intervalle de temps est généré par un quartz dont les caractéristiques métrologiques (exactitude, stabilité) permettent de considérer l'incertitude de mesure sur le temps comme négligeable. La réponse de l'anémomètre est directement liée à la fonction de transfert du moulinet. L'anémomètre se déclenche pour les valeurs de vitesse supérieures à 0.4 m/s. Sa précision est de 0.1 m/s jusqu'à 60 m/s puis il sous-estime le vent (-6% à 80 m/s). Compte tenu de ces caractéristiques ces problèmes ne nous concerneront pas (Note interne DSO n°41).
- **Direction du vent** : Météo-France utilise principalement des girouettes à drapeau pour mesurer la direction du vent. La résolution de mesure est de 10°. (Note interne DSO n°41)

La mesure de vent s'effectue sur des mâts de 10 m et lors du choix du site, une attention particulière est apportée pour choisir l'endroit le plus dégagé possible. Lors du travail réalisé la mesure du vent à la station de Trappes a servi dans l'application de l'hypothèse de Taylor (chapitre 5, §3) et dans la mise en œuvre de l'approche par calcul du nombre de degrés de liberté restants pour le système (chapitre 5, §4).

#### *2.1.2.5. Mesurer la pluie*

La mesure de la pluie est faite par pluviomètres à augets basculants à Météo-France (Note interne DSO n°42). La précision est de 0.1 mm. Ces mesures nous permettent

d'établir les périodes sèches propices à la mesure de réfractivité (§ 7.1.2, Problèmes causés par les précipitations)

### 2.1.3. Les stations in-situ complémentaires : stations mobiles de mesure de flux du CNRM.

Les stations seront décrites en détail au chapitre 3. Brièvement, les instruments utilisés sont :

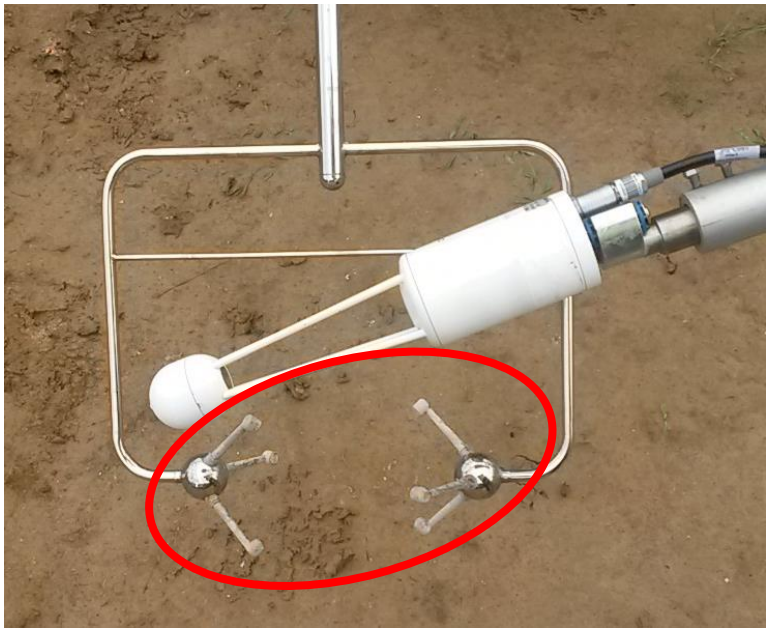

*Figure 2-5 : capteur gillh (en base entouré en rouge) et licor (en blanc au centre) lors de leur installation sur le site de la campagne de mesure TEMERAIRE au SIRTA le 9 juillet 2014.*

#### *2.1.3.1. Anémomètre sonique (Gillh HS-50)*

Ces instruments mesurent la vitesse du vent dans les trois directions (méridienne, zonale et verticale) et la température de l'air. Ces paramètres sont acquis à une fréquence de 50 Hz par mesure de la vitesse du son et de ses variations (Figure 2-5).

#### *2.1.3.2. L'hygromètre à absorption IR (Licor 7500)*

Le capteur licor (Figure 2-5) permet de mesurer la quantité de vapeur d'eau dans le volume sondé et ses variations à une fréquence de 20 Hz. Le principe est basé sur l'absorption d'un faisceau infrarouge émis dans une raie de la vapeur d'eau. Des limitations existent lorsqu'il pleut, l'eau liquide traversant le volume sondé ou se déposant sur le récepteur peut en effet perturber complétement la mesure.

## 2.2. Du côté des radars, de l'opérationnel à l'expérimental

### 2.2.1. Principe du fonctionnement du radar

Le radar (Radio Detection et Ranging) est un dispositif de télédétection basé sur l'émission d'ondes électromagnétiques continues ou pulsées et la réception du signal rétrodiffusé par des cibles. Les radars météorologiques permettent une exploration volumique de l'atmosphère. Ils sont constitués d'une ou plusieurs antennes paraboliques, d'un système d'émission-réception et d'un calculateur. Pour une exploration volumétrique autour de l'instrument, l'antenne est mise en mouvement par des moteurs destinés à l'orienter horizontalement et verticalement. Le pointage de l'antenne sera alors repéré par deux angles : l'azimut défini comme l'angle entre le nord et la projection sur l'horizontale de la ligne de visée, et l'élévation (ou site) défini comme l'angle entre le plan horizontal et la ligne de visée. Les radars météorologiques des réseaux opérationnels ont pour vocation première la localisation et le suivi des hydrométéores mais ils sont également sensibles à d'autres types de cibles. Dans notre étude, les cibles fixes seront utilisées. La suite du chapitre est dévolue à une description du réseau opérationnel de Météo-France et des radars de recherche utilisés lors de ce travail. Cette description vise à donner un état des lieux de ces systèmes et de leurs utilisations actuelles. Nous verrons ensuite au chapitre 4 comment les utiliser pour obtenir la variabilité de la réfractivité, objet de ce travail de thèse.

### 2.2.2. Les radars opérationnels du réseau ARAMIS :

Le réseau radar de Météo-France, ARAMIS (Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique) comprend en métropole 30 radars (Figure 2-6 à gauche, fin 2015) : 19 radars en bande C ($\lambda$=5cm), 5 en bande S ($\lambda$=10cm), et 6 en bande X ($\lambda$=3cm). En outre-mer Météo-France opère 7 radars (Figure 2-6, à droite) : 1 en Martinique, 1 en Guadeloupe, 2 à La Réunion et 3 en Nouvelle-Calédonie. Le choix des fréquences dépend du type de mesure que l'on souhaite effectuer et des contraintes géographiques. Par exemple, les radars en bandes C et S ont une portée de 200 à 400 km et une antenne de 4 à 7 m de diamètre. Les radars en bande X ont une portée plus faible (50 à 100 km) mais sont de plus petite taille (antenne de 2 m de diamètre) ce qui rend plus facile leur installation dans les zones difficiles d'accès et où la portée est de toute façon limitée par le relief (radars du projet RYTHMME dans le sud-est, (*Delrieu et al. 1999; Testud et al. 2000; Mériaux et al. 2011; Westrelin et al. 2013*). Les radars de ce réseau permettent de mesurer la réflectivité causée principalement par des zones de précipitations, et les

vitesses Doppler associées. La mesure en double polarisation permet d'enrichir les mesures avec une information sur le type d'hydrométéore. Ce réseau opérationnel fonctionne en permanence et effectue une mesure toutes les 5 minutes.

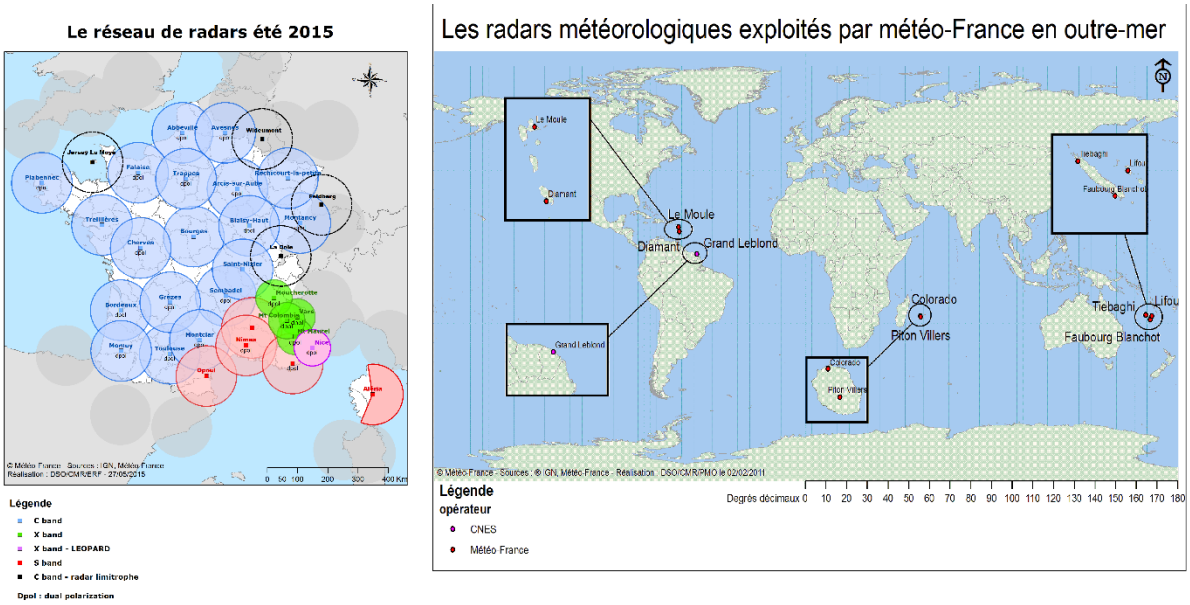


*Figure 2-6 : Radars des réseaux opérationnels de Météo-France en métropole et en outre-mer. A la fin de 2015, le réseau compte 30 radars en métropole et 7 radars en outre-mer. Pour la métropole les radars bande S sont représentés en rouge, les bandes C en bleu et les bandes X en vert et violet. La mention « dpol » signifie que le radar dispose de la double polarisation Les cercles grisés représentent les radars frontaliers qui pourront être utilisés pour compléter ce réseau. En outre-mer, tous les radars sont opérés par Météo-France à l'exception du radar de Guyane opéré par le CNES.*

La première fonction de ce réseau lors de son déploiement, de 1980 à 1995, (Parent du Chatelet 2003) est la détection de la pluie pour les alertes aéronautiques (détection des cellules orageuses) grâce à la réflectivité (Figure 2-7). Pour des cibles météorologiques de type hydrométéores, la puissance moyenne rétrodiffusée par une population d'hydrométéores répartis dans le volume est proportionnelle à leur réflectivité radar $\eta$ c'est-à-dire la somme des sections efficaces de rétrodiffusion des particules individuelles dans l'unité de volume :

$$\eta = \sum_i \sigma_i \qquad (2\text{-}1)$$

Dans la plupart des cas, les conditions de l'approximation de Rayleigh concernant la rétrodiffusion dans les précipitations et les nuages sont satisfaites. Si la répartition des particules au sein du volume sondé, ainsi que ses propriétés physiques, sont homogènes on a alors (*Sauvageot, 1982*) :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \|K\|^2 \sum_i D_i^6 \qquad (2\text{-}2)$$

Avec $||K||^2$ la constante diélectrique des hydrométéores. La réflectivité radar est proportionnelle à la somme des puissances sixièmes des diamètres des particules, il est alors possible de définir le *facteur de réflectivité radar Z* par unité de volume comme :

$$Z = \int_0^\infty Nb(D)D^6 \mathrm{d}D \qquad (2\text{-}3)$$

avec *Nb(D)* le nombre d'hydrométéores de diamètre *D* par unité de volume. Cette quantité est exprimée en $\mathrm{mm^6.m^{-3}}$.

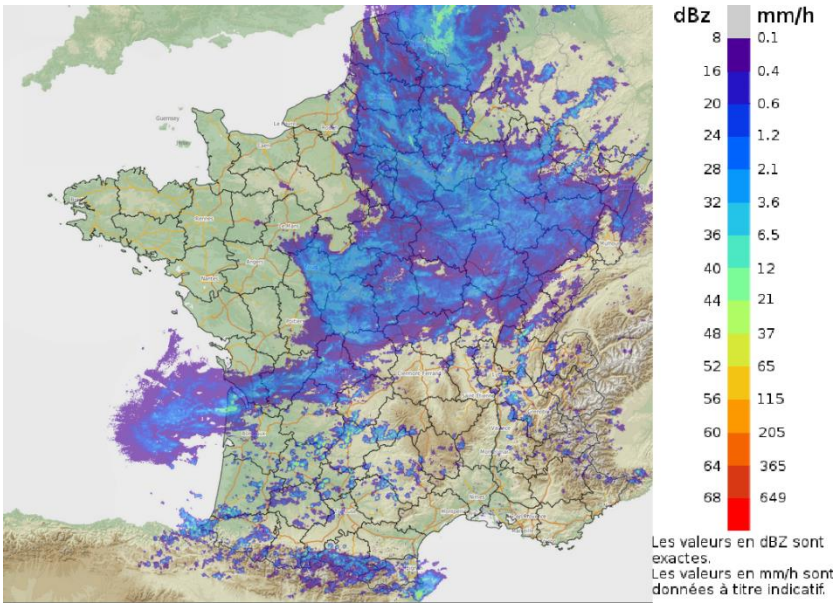


*Figure 2-7 : Capture d'écran d'une visualisation de la mosaïque de réflectivité observée sur la France le 30 mai 2016. On peut y observer très nettement plusieurs zones de précipitations de façon à assurer leur suivi. Cette situation météorologique, assez atypique pour une fin mai, a causé une crue importante de la Seine et de ses influents. Les précipitations se déplacent dans un flux de nord-est. On remarque des cellules orageuses dans le sud-ouest du pays et une zone de pluie plus importante au niveau du Bénelux.*

La puissance reçue par le radar pour une rétrodiffusion par un orage peut être cent mille fois plus forte que celle qui est diffusée par une bruine. Compte tenu de cette dynamique, il est commode d'exprimer la puissance reçue sur une échelle logarithmique, en facteur de réflectivité en unité de dB :

$$\mathrm{Z_{dBZ}} = 10\log_{10}(Z_{mm^6m^{-3}}) \ . \qquad (2\text{-}4)$$

Le radar mesure la puissance reçue Pr qui peut être liée au nombre d'hydrométéores de diamètre D par l'équation (*Fabry 2015*):

$$P_r = Constantes \times paramètres\ radars \times trajet \times \|K\|^2 \int_0^\infty Nb(D)D^6 \mathrm{d}D \qquad (2\text{-}5)$$

Les « paramètres radars » dépendent de la taille et des propriétés de l'antenne, du pulse utilisé et de la longueur d'onde. Le terme « trajet » permet de prendre en compte

la transmittance de l'atmosphère sur le trajet de l'onde. On observe que la puissance reçue est liée à la somme des puissances sixièmes des diamètres des particules, alors que le volume d'eau liquide sera lié à la somme des puissances troisièmes des diamètres des particules. Le lien entre réflectivité radar et taux de pluie ($R$ généralement exprimé en $\mathrm{mm.h^{-1}}$), n'est donc pas trivial, mais il peut être fait moyennant l'utilisation de relations pour le moment empiriques.

### 2.2.3. La mesure de la pluie par radar pour l'hydrologie

*« It may be possible to determine with useful accuracy the intensity of rainfall at a point quite distant (say 100 km) by the radar echo from that point. » Marshall et al. (1947).*

C'est la deuxième utilisation des radars météorologiques : l'estimation des taux de pluie associés aux réflectivités mesurées. Ce taux de pluie $R$ s'exprime en millimètres par heure, en fonction de la quantité d'eau liquide dans le volume de résolution et de la vitesse de chute (*Fabry 2015*) :

$$R = \frac{\pi}{6}\int_0^\infty N(D)D^3 w_r(D)\mathrm{d}D \qquad (2\text{-}6)$$

où $w_r(D)$ est la vitesse de chute d'une goutte sphérique de diamètre D. Ces équations (5) et (6) permettent de calculer analytiquement la puissance reçue $P_r$ et le taux de pluie R à partir de N(D), mais ne permettent pas d'estimer analytiquement R à partir de $P_r$ lorsque la distribution $N(D)$ n'est pas connue, ce qui est souvent le cas a priori. Il faut donc chercher une relation simple entre $Z$ et $R$ car pour les longueurs d'ondes utilisées, excepté pour la grêle, les précipitations satisfont aux conditions de l'approximation de Rayleigh et le paramètre $R$ intervient dans l'expression analytique de leurs distributions dimensionnelles. De (très) nombreuses études ont cherché à établir ces relations $Z$-$R$ sous une forme générale du type :

$$Z = a\,R^b \qquad (2\text{-}7)$$

où $a$ et $b$ sont des constantes dont les valeurs sont déterminées expérimentalement. On compte plus de deux cents relations empiriques ou expérimentales publiées (*Fabry 2015*). Parmi celles-ci on peut retenir pour différents types de précipitation celles détaillées dans le tableau ci-dessous.

| Type de précipitations | Relation | Référence |
|---|---|---|
| Pluies convectives | $a = 486$, $b = 1.37$ | *Jones 1956* |
| Pluies stratiformes | $a = 200$, $b = 1.6$ | *Marshall et Palmer 1948* |
| Neige | $a = 1780$, $b = 2.21$ | *Sekhon et Srivastava 1971* |

*Tableau 2-2 : exemple de relations expérimentales Z-R dans le cas de différents types de précipitation. (Adapté de Sauvageot, 1982)*

Si les coefficients $a$ et $b$ sont connus, il est possible d'exprimer $Nb(D)$ en fonction du taux de pluie $R$ et du diamètre des gouttes $D$. C'est ainsi que *Marshall et al. (1947)* ont proposé la relation :

$$Nb(D) = 8000e^{(-4.1R^{-0.21}D)} \qquad (2\text{-}8)$$

avec $Nb(D)$ en $\mathrm{m^{-3}.mm^{-1}}$, $R$ en $\mathrm{mm.h^{-1}}$, et $D$ en mm. Il est alors possible de relier $Nb$ à $D$ pour différents taux de pluie et donc pour différentes valeur de réflectivité $Z$ comme on peut le voir sur la figure suivante :

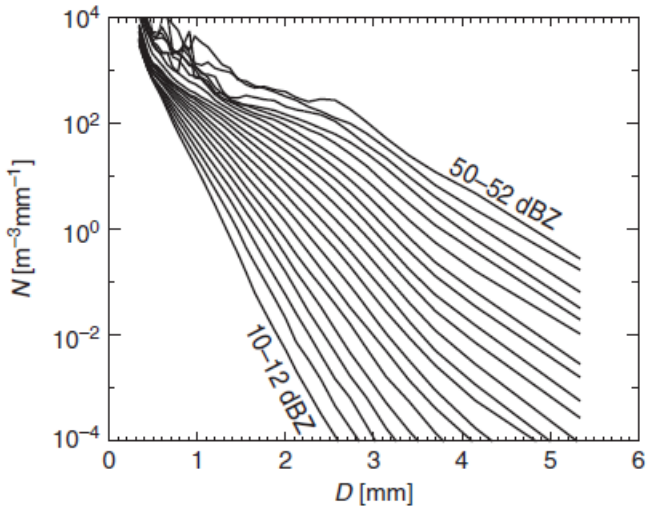


*Figure 2-8 : Distributions moyennes des tailles des gouttes pour des intervalles de facteurs de réflectivité de 2-dBZ entre 10-12 et 50-52 dBZ tracées avec 5 ans d'observations à Montréal, Canada. (Source : Lee et Zawadzki (2005) © American Meteorological Society).*

Compte tenu de la diversité des formulations possibles, on comprend aisément qu'il est délicat de lier le taux de pluie à la réflectivité selon les types d'hydrométéores rencontrés et leurs distributions au sein des volumes sondés. Pour compliquer le tout, l'hypothèse sur la forme des gouttes n'est pas tout à fait exacte puisque ces dernières ne sont pas parfaitement sphériques (*Fabry, 2015*). Comme on le verra dans le paragraphe suivant, l'exploitation de cette particularité peut conduire à des algorithmes de mesure plus directe du taux de pluie en exploitant les signaux polarimétriques.

### 2.2.4. Les techniques polarimétriques

L'utilisation des deux polarisations (horizontale et verticale) tire parti de la dissymétrie des gouttes pour les hydrométéores liquides afin d'obtenir des informations sur les précipitations et leur nature. La figure suivante donne une explication rapide du principe utilisé pour la mesure.

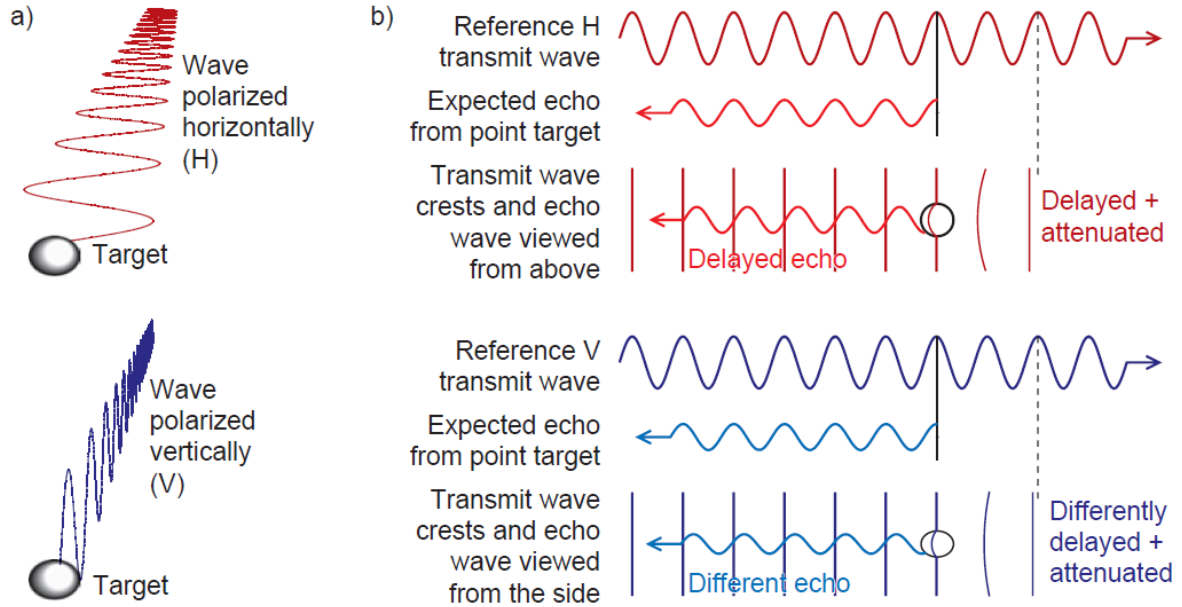


*Figure 2-9 : (source Fabry 2015) Illustration des différences entre les mesures faites en polarisation horizontale (en haut) et verticale (en bas). (a) Illustration des oscillations du champ électrique pour les deux polarisations. (b) Comparaison de l'onde transmise (couleurs sombres) et l'écho obtenu (couleurs claires) pour une cible ponctuelle idéalisée et une cible réelle. On peut remarquer que dans le cas d'une cible réelle l'onde rétrodiffusée est retardée et atténuée par rapport à l'onde rétrodiffusée par la cible ponctuelle idéale. Encore plus important à remarquer : le retard est différent selon la polarisation pour la cible réelle.*

La polarisation fournit deux signaux radars (en polarisation horizontale et verticale) à partir desquels on peut calculer trois nouvelles grandeurs qui nous donneront des informations supplémentaires sur les cibles rétrodiffusant les ondes émises :

- Le rapport $Z_H/Z_V$, ou *réflectivité différentielle* sera noté $Z_{dr}$ et sera exprimé en dB. La différence en $\log_{10}$ est nulle lorsque les deux réflectivités sont égales. Cette grandeur en l'absence d'atténuation est proportionnelle au rapport d'axe des gouttes (qui sont plus ou moins aplaties) et permet de classifier les hydrométéores (*Pruppacher et Beard 1970, Pruppacher et Klett 1978, Bringi et Chandrasekar 2001*).
- Le *changement de phase différentielle* noté $\Psi_{dp}$ correspond au changement de la différence entre la phase horizontale $\varphi_{HH}$ et la phase verticale $\varphi_{VV}$. Ce changement

de phase est donné par $\Psi_{dp} = \varphi_{HH} - \varphi_{VV} = \delta_{co} + \Phi_{dp} + \Psi_o$ où $\Phi_{dp}$ est le terme correspondant à la variation de phase sur l'aller-retour entre le radar et la cible, $\delta_{co}$ la phase différentielle de rétrodiffusion des cibles et $\Psi_o$ représente une fonction dépendante du système radar et unique pour chaque radar. Pour de la rétrodiffusion de Rayleigh et pour des cibles sphériques on a $\delta_{co} = 0$. C'est pourquoi le symbole $\Phi_{dp}$ est souvent utilisé pour désigner le changement de phase différentielle. Sous l'effet de la résistance de l'air, les gouttes d'eau sont d'autant plus aplaties qu'elles sont grosses. Du fait de cette dissymétrie, le trajet de l'onde polarisée horizontalement sera légèrement plus long que le trajet d'une onde polarisée verticalement, et l'indice de réfraction intégré sera plus important en polarisation horizontale qu'en polarisation verticale. Cela se traduira au niveau des signaux radar par un changement de phase différentielle lorsque les ondes parcourent l'aller-retour entre le radar et la cible, qui dépendra de la totalité du trajet. On peut la ramener à une unité de distance et cette phase différentielle spécifique, notée $\mathbf{K}_{dp}$, peut être liée directement au taux de pluie *R. Sachidananda et Zrnic (1986)* ont proposé de l'utiliser directement pour mesurer le taux de pluie, alors que d'autres comme *Ryzhkov et al. 2005* proposent de l'utiliser en combinaison avec $Z_{dr}$ et/ou Z dans le même but.

- Enfin le coefficient d'intercorrélation entre les deux polarisations, noté $\rho_{HV}$, est caractéristique de la nature de la précipitation. Ses valeurs vont de 0 (pas de corrélation entre les signaux HH et VV) à 1 (pour une corrélation parfaite, ce qui est en particulier le cas pour la pluie). Cette grandeur donne une idée de l'homogénéité des cibles dans le volume sondé.

Il existe enfin d'autres variables polarimétriques non encore utilisées par le réseau de Météo-France, comme le facteur de dépolarisation LDR *(Melnikov et Matrosov 2013, Fabry 2015*), qui peut par exemple servir à la discrimination entre les échos de sols et les échos associés aux précipitations, à l'identification de la bande brillante (zone de fonte des hydrométéores marquée par une forte réflectivité), à la séparation pluie/neige, à la détection et à la quantification de la grêle, à la détection des zones de givrage.

Outre les utilisations ci-dessus, les signaux polarimétriques peuvent également être utilisés pour augmenter la richesse de l'information en réfractivité (Besson et al., 2013)

## 2.2.5. La mesure de vent

### *2.2.5.1. Effet Doppler*

Les cibles météorologiques de type hydrométéores sont généralement en mouvement dans l'atmosphère. Ces mouvements sont complexes car tridimensionnels, à des échelles variées (du mm pour une simple goutte jusqu'au millier de km pour un système) et à des gammes de vitesses très étendues (théoriquement au-delà de la vitesse du son selon l'échelle de *Fujita 1971*). On imagine donc à quel point la restitution du champ de vitesse autour d'un radar est une opération délicate. En considérant un radar émettant à la longueur d'onde $\lambda$ (ou à la fréquence $f$) et observant une cible ponctuelle située à une distance $r$, la phase du signal reçu est :

$$\Phi_r(t) = -\frac{4\pi r(t)}{\lambda} = -\frac{4\pi f r(t)}{c} \qquad (2\text{-}9)$$

Si la cible se déplace par rapport au radar à une vitesse radiale $v_r$, $r=r_0+v_r t$, et la dérivée temporelle de la phase du signal devient :

$$\frac{d\Phi_r}{dt}(t) = \frac{4\pi f}{c}\frac{dr}{dt}(t) = 2\pi\,\frac{2v_r}{\lambda} \qquad (2\text{-}10)$$

On peut donc dire que la fréquence de l'écho présente un décalage dû à l'effet Doppler-Fizeau[8], dont la valeur est :

$$f_d = -\frac{2v_r}{\lambda}\ ; \qquad (2\text{-}11)$$

$f_d$ est la fréquence Doppler qui est par convention négative quand la cible s'éloigne du radar ($v_r>0$) et positive dans l'autre cas. L'équation (2-10) nous donne alors une approximation de la vitesse radiale de la cible atmosphérique (*Sauvageot 1982*). Les fréquences Doppler dans l'atmosphère sont de l'ordre du kilohertz, bien en dessous des fréquences émises. Pour effectuer une telle mesure il faut garder en mémoire les paramètres de l'onde émise et extraire l'information relative à l'effet Doppler par comparaison avec le signal reçu. Sans entrer dans les détails de la mise en œuvre de la technique nous pouvons toutefois remarquer que la mesure passe par le déphasage du signal entre l'émission et la réception. Cependant l'observation radar se fait en général par échantillonnage à intervalles de temps constants, ce qui va poser immanquablement des problèmes d'ambiguïtés. En effet si la vitesse radiale d'une cible est telle que le

[8] L'effet a été découvert en 1848 par C. Doppler pour les ondes sonores et étendu par H. Fizeau à l'optique.

déphasage dépasse $\pi$ entre deux impulsions successives, il y aura une ambiguïté sur la mesure de phase et donc de vitesse. On peut alors parler de *fréquence de repliement* (*Blackman et Tukey 1959, Bendat et Piersol 1971*). C'est la fréquence Doppler maximale mesurable sans repliement, qui correspond à la moitié de la fréquence de répétition $f_r$ :

$$f_{d_{max}} = \frac{f_r}{2}. \qquad (2\text{-}12)$$

Ce qui correspond à une vitesse radiale maximale mesurable de :

$$v_{\max} = \pm f_r \frac{\lambda}{4}, \qquad (2\text{-}13)$$

soit une distance parcourue par la cible de moins du quart de la longueur d'onde pendant le temps qui sépare deux impulsions radar successives. Ce temps définissant également la portée maximale du radar $r_{\max}$, on peut écrire :

$$v_{\max} r_{\max} = \pm \frac{\lambda c}{8}\ , \qquad (2\text{-}14)$$

Qui exprime le compromis délicat entre portée et vitesse maximale, parfois difficile à réaliser sauf en utilisant d'autres procédés techniques détaillés dans le paragraphe suivant.

#### *2.2.5.2. Solutions mises en œuvre*

Quelques ordres de grandeurs permettent de mieux saisir l'impact de l'équation (2-14) sur la mesure de vent. Pour un radar en bande C ($\lambda = 5$ cm) et une fréquence de répétition de 4000 Hz, on peut mesurer les vents de $\pm 25\ \mathrm{m.s^{-1}}$ à une distance n'excédant pas les 75 km. Il devient alors difficile de faire un choix approprié à la mesure de vitesse compte tenu du besoin de détection des précipitations à longue distance. Des techniques permettant de lever ces ambiguïtés ont donc été développées. La technique utilisée à Météo-France consiste à coder le signal en utilisant 3 fréquences de récurrence décalées de quelques centaines d'Hertz les unes par rapport aux autres. Les fréquences Doppler mesurées avec chacune des trois fréquences de récurrence permettent alors de lever l'ambiguïté dans un intervalle égal à plusieurs fois l'intervalle non ambigu sur la fréquence de répétition la plus élevée (Double Pulse Repetition Time (PRT), *Doviak et al. 1978*, Triple PRT *Tabary et al. 2006*). Pour éviter les difficultés d'analyse spectrale et de filtrage liées à ces techniques, des raffinements sont actuellement proposés en utilisant jusqu'à 9 fréquences de récurrence (M-PRT, *Tahanout et al. 2015).*

La problématique détaillée ci-dessus (exploitation de la phase d'un signal éventuellement sous-échantillonné) est similaire à celle de la réfractivité.

### 2.2.6. Intérêts pour l'hydrologie et l'assimilation de données.

Météo-France met à disposition de ses utilisateurs deux produits, la lame d'eau PANTHERE calculée au pas de temps 5 min et la lame d'eau horaire ANTILOPE (*Tabary et al. 2007*). La première synthétise plusieurs post-traitements qui permettent de prendre en compte les différents problèmes que peut rencontrer la mesure radar (masques, bande brillante, échos fixes, hauteur du faisceau par rapport au sol, augmentation du volume sondé avec la distance). Dans un rayon de 100 km le rapport entre la réflectivité radar et la lame d'eau est calibré en temps réel et de façon homogène. Cette calibration est réalisée en multipliant la lame d'eau radar par un coefficient, constant pour tout le domaine radar, calculé en utilisant les 12 dernières heures de comparaisons entre pluviomètres et radars avec un poids décroissant en fonction de l'échéance. Ce rapport permet de corriger une dérive lente de la mesure et de déclencher le cas échéant des opérations de maintenance.

La lame d'eau ANTILOPE est calculée au pas de temps horaire et utilise une interpolation par krigeage des données des pluviomètres disponibles. Deux versions, l'une 20 minutes après l'obtention de la donnée radar et une 24h après (il y a alors d'avantage de pluviomètres disponibles) sont réalisées. Le gradient de réflectivité, analysé sur un pixel de 1 km$^2$ toutes les 5 minutes et moyenné sur une heure, permet de séparer une partie de « pluie convective » et une partie de « pluie stratiforme » complémentaire. Les précipitations sont alors estimées par un krigeage à dérive externe des deux informations (*Tabary et al. 2007, Tabary et al. 2013*).

### 2.2.7. L'assimilation des données réflectivité radar dans AROME.

Les réflectivités et les vitesses Doppler peuvent être assimilées par des techniques variationnelles (*Sun et Crook 1997*) ou par application de filtre de Kalman d'ensemble (*Tong et Xue 2005*). Pour assimiler une donnée de vent (*Montmerle et Faccani 2009*) ou de réflectivité (*Caumont 2007, Caumont et al. 2010*) il faut construire un opérateur d'observation qui permet de simuler une vitesse radiale (à partir du vent modèle) ou une réflectivité (à partir des profils d'humidité et des types d'hydrométéores, *Wattrelot et al. 2013*). On peut alors tirer parti de la capacité du modèle à corriger son ébauche en créant des profils cohérents d'humidité et de réflectivité adaptés à la situation météorologique ou en corrigeant le champ de vent modèle (*Mahfouf et al. 2013*). Ainsi, l'assimilation conjointe des réflectivités radar et des vents Doppler a permis une amélioration significative des scores probabilistes de prévision des précipitations. Dans les prochaines

années des nouveaux observables pourront être développés notamment pour les observations des radars polarimétriques (*Al-Sakka et al. 2013, Augros et al. 2015*).

## 2.3. Les instruments de recherche utilisés

Cette partie décrit les instruments de recherche utilisés lors de la campagne de mesure dédiée.

### 2.3.1. Radar Curie Bande X

#### *2.3.1.1. Description du radar*

CURIE est un radar mono statique à impulsion en bande X (9 GHz pour une longueur d'onde de 3 cm). Le choix de la fréquence a été motivé par la volonté d'avoir une longueur d'onde appartenant au domaine inertiel de la turbulence tout en conservant une taille d'antenne acceptable pour un radar facilement transportable lors des différentes campagnes de mesure. Les données sont enregistrées dans des fichiers binaires nommés dont la taille est variable, environ 1.2 Go pour une heure de données. Lorsqu'il est complet, un fichier contient environ une heure de données. Ces données, codées en format binaire sont organisées comme suit :

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Entête de fichier<br>13 octets<br>Codage :<br>ISO8859-1 | Entête de profil<br>73 octets<br>Codage : ISO<br>8859-1 | Profil<br>2097152 octets<br>Codage : Big Endian<br>IEEE 758 | Entête de profil<br>73 octets<br>Codage : ISO<br>8859-1 | Profil | … |

#### *2.3.1.2. Exemple*

Entête de fichier : Version=2.3.9

Entête de bloc :
SériesT;Mode=4IntCo=300Time=15:59:55,687AZ=180EL=00Gain=51Atn=4F=Manuelr

Un ensemble Entête de profil + Profil sera appelé bloc par la suite.

#### *2.3.1.3. Données détaillées de l'entête de profil*

| Type de donnée | Position des octets | Nombre d'octet | Exemples |
|---|---|---|---|
| **Retour chariot (codé 0D) suivi du type d'enregistrement** | 1 à 9 | 9 | rSériesT; |
| **Mode d'utilisation du radar** | 10 à 15 | 6 | Mode=4 |
| **Nombre d'intégrations cohérentes** | 16 à 24 | 9 | IntCo=300 |
| **Heure de début d'enregistrement en hh :mm :ss,sss** | 25 à 41 | 17 | Time=15:59:55,687 |
| **Azimut de l'antenne en** | 42 à 47 | 6 | AZ=180 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| **degrés** | | | |
| **Elévation de l'antenne en degrés** | 48 à 52 | 5 | EL=00 |
| **Gain de l'antenne** | 53 à 59 | 7 | Gain=51 |
| **Atténuation** | 60 à 64 | 5 | Atn=4 |
| **Type de fonctionnement suivi d'un retour chariot** | 65 à 73 | 9 | F=Manuelr |

Les fichiers d'enregistrement des séries temporelles brutes n'avaient jamais encore été utilisés et l'identification des en-têtes et des blocs ainsi que de la composition des profils a constitué un premier travail assez long. Les principales constatations sont alors :

- la porte radar n°30 ne comporte pas de partie imaginaire $Q$
- les séries temporelles ne sont pas enregistrées dans l'ordre des portes : un profil contient des données de réception liées au tir précédent pour les 4 premières portes, la 5$^{\text{ième}}$ étant la porte tir.
- 2 octets « disparaissent » pour chaque série temporelle et pour chaque porte. Il en résulte des trous de 3 ms et des séries temporelles de 4094 points au lieu de 4096. Pour « rattraper » les données manquantes, un enregistrement de 64 (2*32 portes) octets de zéros figure à chaque fin de profil.
- On constate des « sauts de porte » où la porte « tir » est décalée, ainsi que les autres portes du signal, depuis la porte 5 « tir » du premier profil impacté jusqu'à la porte 5 précédent le « tir » après le dernier profil impacté (Figure 2-10)
- A la mise en route du radar, les 6 premières secondes ne sont pas exploitables.

Ces constatations très techniques ont permis aux équipes du LATMOS d'améliorer la conception de l'évolution suivante du radar, malheureusement disponible à partir de 2016 et donc inutilisée dans cette thèse.

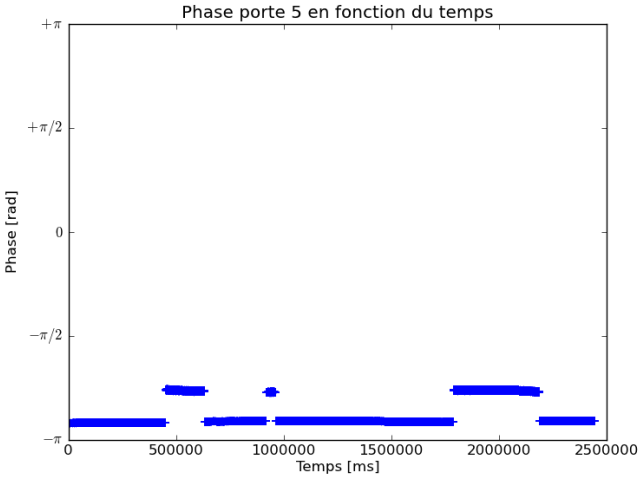


*Figure 2-10 : Illustration du « saut de porte » pour la porte tir n°5 pour une heure de données le 30 octobre 2013. Les 3 sauts de phase correspondent au saut dans les fichiers des séries temporelles. La phase tracée pendant les sauts correspond à la phase de la porte n°6. (Vérifications par continuité du signal).*

Compte tenu des nombreux problèmes rencontrés, et de leur caractère aléatoire, nous avons choisi d'appliquer une chaine de traitement permettant de détecter les « sauts de porte » et de reconstituer des séries temporelles correctes, tout en indiquant l'incertitude par un drapeau dans les fichiers.

### 2.3.2. Radar nuage BASTA

Le radar BASTA, dédié à l'étude des nuages et du brouillard, fonctionne dans la bande W (95GHz). Contrairement aux radars « pulsés » qui ont d'excellentes performances mais sont très coûteux compte tenu de leurs émetteurs à forte puissance, le radar BASTA utilise une autre technique basée sur un émetteur de faible puissance, en émission continue. Il utilise la technique « Frequency Modulated Continuous Wave » (FMCW) c'est-à-dire une émission continue modulée en fréquence. Pour cela le radar est composé de deux antennes : l'une émettrice et l'autre réceptrice, situées côte à côte sous le radôme. Il résulte que la quantité moyenne d'énergie émise est la même que pour un radar impulsionnel mais sur une plus grande durée. L'inconvénient majeur, qui est l'accroissement de la complexité du traitement du signal, est largement compensé par les avantages en termes de coût, de fiabilité et de facilité d'emploi. On peut se demander d'ailleurs si cette solution technique ne pourrait pas être mise en œuvre pour d'autres types de radars météorologiques, au premier rang desquels les radars précipitations dont les puissances crêtes, proches du GW pour les radar en bande S, sont de plus en plus difficilement compatibles avec les autres utilisateurs de la bande de fréquence.

Le radar BASTA (Figure 2-11) mesure 154 cm de long, 94 cm de large et 62 cm de profondeur pour une masse de 70 kg ce qui le rend très mobile ! Les deux antennes ont des diamètres de 60 cm et sont disposées légèrement décalées en hauteur pour des questions de couplage. Pour le moment la polarisation du radar est unique (*Delanoë et al. 2016*).

*Figure 2-11 : vue de profil du radar BASTA mobile sur sa balancelle. On note les deux antennes l'une émettrice située plus haut que l'antenne réceptrice.*

BASTA permet de mesurer la réflectivité due aux hydrométéores présents dans les nuages. Un profil de réflectivité permet alors d'obtenir un profil de la distribution verticale des nuages. Le radar mesure également la vitesse radiale des hydrométéores le long de la ligne de visée par effet Doppler. Ces profils sont disponibles à plusieurs résolutions (12.5, 25, 100 et 200 m) pour une portée de 6 km pour le mode le plus précis et 12 km pour les autres modes (et 20 km dans les tropiques). Les résolutions de 100 et 200 m sont utilisées pour les mesures des cirrus élevé. Les résolutions de 12.5 et 25 m permettent de détecter les nuages bas et moyens ainsi que le brouillard, la bruine et certains nuages de glace à basse altitude (exemple sur la Figure 2-12). D'autres utilisations, par exemple l'observation des cendres volcaniques, peuvent aussi être envisagées avec ce radar (*Donnadieu et al. 2016*).

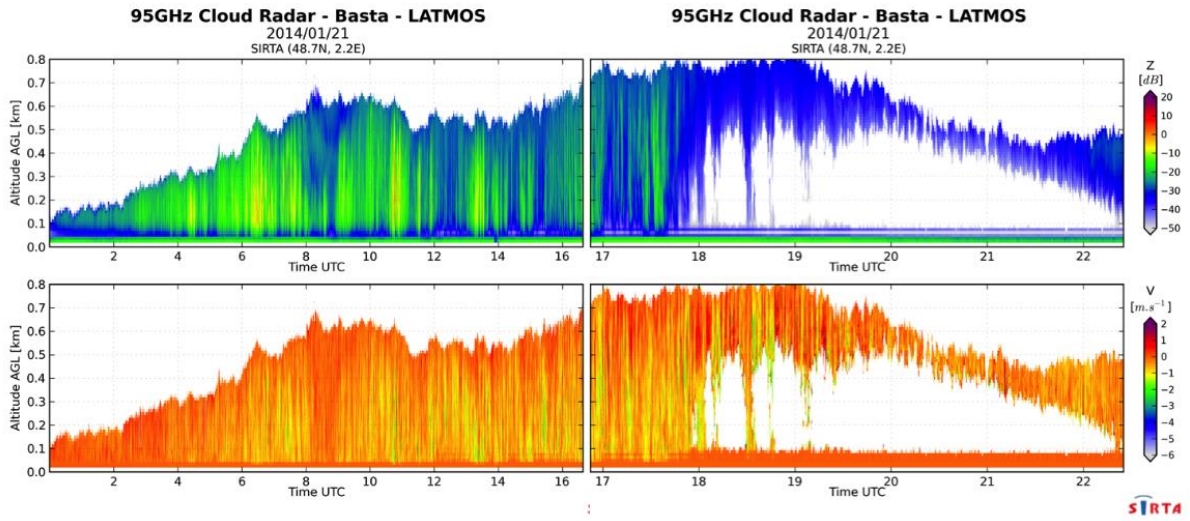


*Figure 2-12 : exemple d'observation de brouillard se levant pour donner des nuages bas au-dessus du SIRTA le 21/01/2014. La réflectivité Z (dB) est tracée en haut et les vitesses doppler ($m.s^{-1}$) en bas. Résolution 12.5 m. (Source : Delanoë et al. 2016)*

L'instrument BASTA mobile a été utilisé lors de la campagne TeMeRAiRE durant l'été 2014 (Chapitres 6 et 7).

## 2.4. Conclusions

Durant la thèse nous avons utilisé 12 instruments différents dont les caractéristiques permettent d'atteindre différentes échelles : les stations automatiques et les radars météorologiques des réseaux opérationnels permettent de documenter des structures turbulentes d'échelles kilométriques (chapitres 4 et 5) comme les rouleaux de convection matinaux, les stations de mesure de flux et plus généralement le dispositif de la campagne TeMeRAiRE permet de descendre au niveau des échelles hectométriques comme nous le verrons dans les chapitres 6 et 7.

# Chapitre 3.

# Base de données et outils

**Sommaire**


**3.1. Réseau opérationnel de mesure Météo France ..... 61**
**3.2. Base de données stations automatiques ..... 61**
3.2.1. Les données manquantes et les points aberrants ..... 62
3.2.2. Bruit de quantification ..... 64
**3.3. Base de données radars réseau ARAMIS ..... 65**
3.3.1. Extraction et disponibilité ..... 65
3.3.2. Format des données radar ..... 66
3.3.3. Caractéristiques des radars ..... 67
**3.4. La mesure de la variabilité de la réfractivité ..... 69**
3.4.1. Sélection de cibles de référence ..... 69
3.4.2. Deuxième jeu de cibles pour les études statistiques ..... 71
3.4.3. Taux de variation de la réfractivité : ..... 73
3.4.4. Paramètre de variabilité SDV : ..... 74
**3.5. Conclusions ..... 74**


Ce chapitre décrit les bases de données utilisées durant la thèse et les outils développés pour répondre aux questions scientifiques soulevées dans l'introduction. Dans un premier temps les données extraites de la base de données opérationnelle de Météo-France sont décrites (données de stations de mesure in-situ et données radar) puis les outils associés aux traitements de ces données sont détaillés.

## 3.1. Réseau opérationnel de mesure Météo France

Deux bases de données provenant du réseau opérationnel de Météo-France sont utilisées. Cette partie commence par décrire la base de données des stations automatiques et les traitements réalisés. La base de données radar est ensuite détaillée. Enfin, la mesure de la variabilité de la réfractivité, radar et in-situ, est présentée.

## 3.2. Base de données stations automatiques

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe (§2.1) les stations automatiques fournissent des mesures de la température, de l'humidité, de la pression, du vent et des

précipitations. Ces paramètres peuvent être utilisés pour calculer une réfractivité de référence pour vérifier et valider les mesures effectuées avec les radars du réseau opérationnel. 13 stations ont été sélectionnées dans un rayon de 50 km autour du radar de Trappes et 19 stations autour du radar de Nîmes. Chacun des paramètres est fourni au pas de temps minute dans un format ASCII. L'extraction a été effectuée par ftp avec un script mySQL depuis la Base de Données Climatiques (BDCLIM[9]) de Météo-France. A titre d'exemple, le Tableau 3-1 présente quelques lignes de données pour la station de Trappes. On y trouve le numéro INSEE de la station, son altitude par rapport au niveau de la mer, la date au format décrit dans la légende, la direction d'où souffle le vent moyen à 10 m et son intensité, la lame d'eau sur une minute, la température, l'humidité relative et enfin la pression atmosphérique. Après extraction, les fichiers créés par mois et par liste de station ont été réorganisés par année et par station. Un premier travail de visualisation a permis de mettre en évidence les données manquantes, les points aberrants (Tableau 3-1 et Figure 3-1), ainsi que les effets du bruit de quantification de la mesure.

### 3.2.1. Les données manquantes et les points aberrants

La séquence de traitement pour obtenir des séries temporelles complètes consiste à détecter les aléas puis de produire une estimation de la valeur manquante ou aberrante. Une valeur aberrante ou manquante est détectée par l'application d'un filtre médian.

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 78621001 | 174 | 20130110142000 | 0.000000 | 280 | 1.800000 | 281.850000 | 95 101400 |
| 78621001 | 174 | 20130110142100 | 0.000000 | 280 | 2.400000 | 281.850000 | 95 101400 |
| 78621001 | 174 | 20130110142200 | 0.000000 | 280 | 2.000000 | 281.750000 | 94 101400 |
| 78621001 | 174 | 20130110142300 | 0.000000 | 280 | 1.300000 | **999999.000000** | 95 **999999** |
| 78621001 | 174 | 20130110142400 | 0.000000 | 280 | 1.200000 | **999999.000000** | 14 **999999** |
| 78621001 | 174 | 20130110142500 | **999999.000000** | 290 | 1.300000 | **999999.00000** | 94 **999999** |

*Tableau 3-1: Exemple de données d'observation des stations automatiques au format ASCII. Ces données correspondent aux mesures effectuées entre 14h20 et 14h25 à la station de Trappes le 10 janvier 2013. On y trouve le numéro INSEE de la station (78621001), son altitude (174 m), la date au format AAAAMMDDhhminminss, la quantité de précipitation en mm, direction du vent en °, l'intensité du vent en m.s-1, la température en K, l'humidité relative en % et la pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer en Pa. Une donnée manquante est codée par 999999. On remarque également une donnée aberrante pour l'humidité relative (en rouge, 14% à 14h24 entre deux valeurs autour de 95% avant et après).*

Ce filtre médian permet de trouver les valeurs qui s'écartent anormalement des valeurs du voisinage : la largeur de ce filtre est de 15 valeurs différentes de 999999 (correspondant aux valeurs manquantes) autour de la valeur détectée. Pour décider qu'une valeur est anormale, les seuils de détection des variations en une minute sont: i) de 3°C pour la température, ii) de 15% pour l'humidité et iii) de 3 hPa pour la pression.

[9] BDCLIM : Base de Données Climatiques

Lorsqu'une valeur manquante ou anormale est détectée, elle est remplacée par une interpolation linéaire entre ses plus proches voisines. Nous avons défini un « code qualité » pour conserver les informations sur les traitements appliqués. Ce code contient 3 digits pour la température, l'humidité et la pression respectivement. Le « 0 » indique une donnée manquante remplacée par une interpolation, le 1 une donnée présente et considérée comme valide par le filtre médian et enfin le 2 indique une donnée considérée comme aberrante remplacée par une interpolation. La Figure 3-1 donne une illustration de l'application du filtre pour la station de Trappes le 20 août 2013.

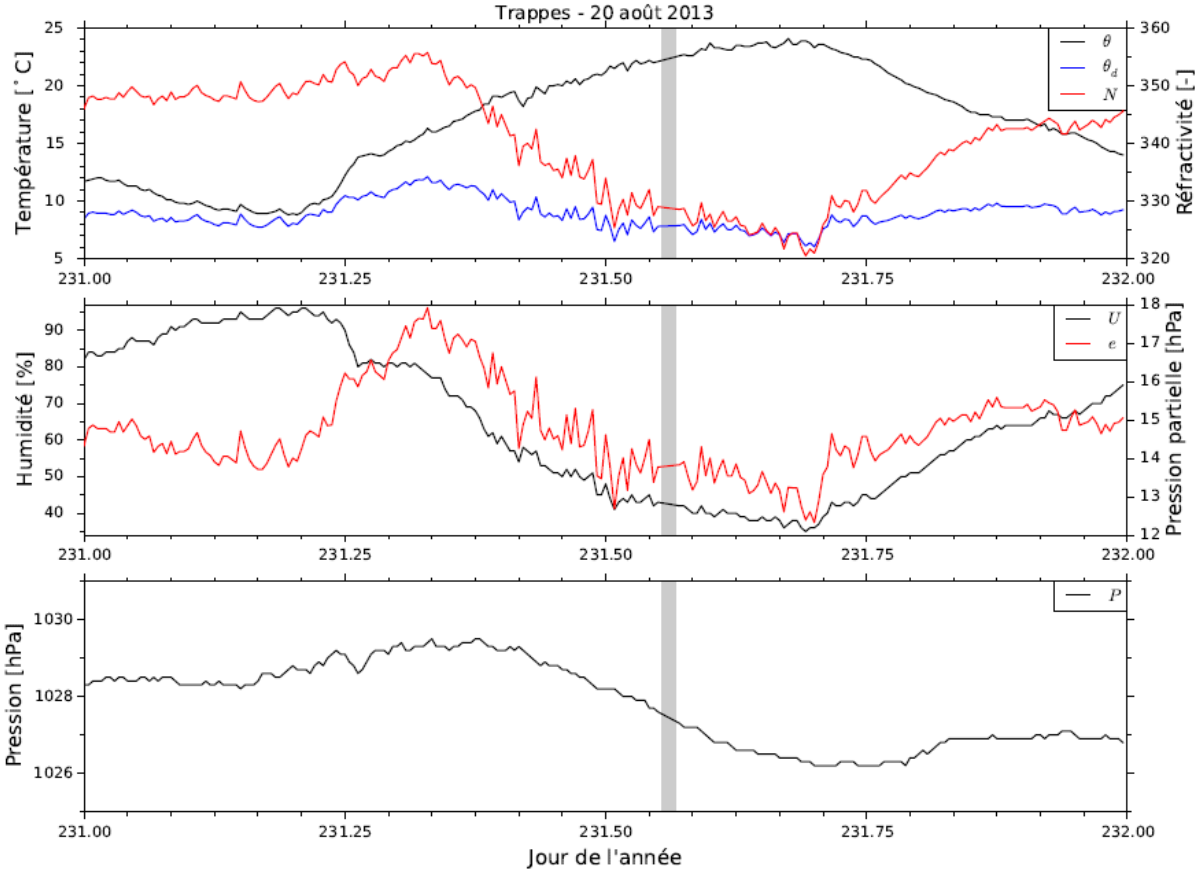


*Figure 3-1 : Exemple de traitement de données manquantes pour la journée du 20 août 2013 pour la station de Trappes. La plage grisée correspond aux valeurs manquantes, recouvrées par l'application de la chaîne de traitement pour la température (en noir en haut), la température du point de rosée (en bleu en haut), la réfractivité (en rouge en haut), l'humidité relative (en noir au centre), la pression de vapeur d'eau (en rouge au centre) et pour la pression atmosphérique (en noir en bas).*

Le Tableau 3-2 donne pour l'année 2013 une indication de la proportion de lignes manquantes, de données manquantes, de données aberrantes et du total de traitement et du pourcentage de données à traiter.

| Stations | Paris Montsouris | Longchamp | Melun | Achères | Chapet | Magnanville | Toussus | Trappes | Villacoublay | Dourdan | Orly | Le Bourget | Herblay |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Lignes manquantes** | 227 | 680 | 110 | 37 | 50 | 1382 | 219 | 156 | 1277 | 1228 | 229 | 899 | 1498 |
| **Données manquantes** | 2 | 3 | 15 | 3 | 3 | 40 | 5 | 110 | 15 | 84 | 0 | 272 | 78 |
| **Données aberrantes** | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| **Total** | 229 | 683 | 125 | 41 | 53 | 1423 | 224 | 267 | 1292 | 1312 | 229 | 1171 | 1576 |
| **%** | 0.3 | 0.8 | 0.1 | 0 | 0.1 | 1.6 | 0.3 | 0.3 | 1.5 | 1.5 | 0.3 | 1.3 | 1.8 |
| **Total Général / %** | | | | | | | **8625 / 0.8** | | | | | | |

*Tableau 3-2 : bilan de la séquence de traitement pour les stations autour du radar de Trappes pour l'année 2013.*

On observe qu'aucune station n'a plus de 2% de valeurs manquantes ou aberrantes, et on en conclut que pendant l'année 2013 les stations automatiques peuvent effectivement être utilisées comme référence pour caractériser l'atmosphère et sa variabilité lors des comparaisons avec les données radars.

### 3.2.2. Bruit de quantification

Les pas de quantification $q$ (quantité séparant deux valeurs consécutives) ont été choisis pour les différents paramètres mesurés (pression, température et humidité) de façon à restituer les séries temporelles de variations continues des paramètres atmosphériques sous une forme compacte. Cependant cette quantification introduit un bruit dit « bruit de quantification » entre le signal quantifié et le signal source. Le niveau de ce bruit peut être calculé en divisant le pas de quantification par $\sqrt{(12)}$. Les niveaux de bruit pour chaque capteur sont donnés dans le Tableau 3-3.

| *Capteur* | *Température °C* | *Humidité Relative %* | *Pression hPa* |
|---|---|---|---|
| ***Pas de quantification*** | *±0.1* | *±1* | *±0.1* |
| ***Bruit de quantification*** | *0.028* | *0.28* | *0.028* |

*Tableau 3-3 : Pas de quantification et bruit associé pour chaque capteur des stations automatiques du réseau opérationnel.*

Sous réserve que les bruits de quantification des différents paramètres sont décorrelés, les équations (1) (2) et (3) permettent d'obtenir une expression analytique de l'erreur faite sur la réfractivité, due aux bruits de quantification des différents paramètres. Compte tenu des coefficients, ce bruit dépend principalement du pas de quantification

de l'humidité relative dont la contribution est à elle seule 3 fois plus importante que celle de la température et 10 fois plus que celle de la pression. Comme nous le verrons dans les chapitres suivants, ce bruit de quantification devient parfois supérieur au signal et il devient alors difficile de caractériser avec précision pour les petites variations de réfractivité, particulièrement durant la nuit ou l'hiver lorsque ces changements ne dépassent pas le dixième d'unité de réfractivité par minute. Compte tenu des hypothèses faites, ce bruit de quantification doit être considéré comme une borne supérieure, surtout lors de situations très stables pour lesquelles il peut être corrélé avec le temps et/ou la distance.

## 3.3. Base de données radars réseau ARAMIS

Dans cette partie, les données des radars sont détaillées, ainsi que les outils de traitement utilisés pour constituer la base de données, sélectionner les pixels utilisables, et calculer l'indicateur de variabilité. Ces différentes étapes sont préalables à l'obtention des résultats décrits dans le chapitre suivant.

### 3.3.1. Extraction et disponibilité

La récupération des données de réfractivité se fait sur place via l'interface homme/machine présente sous le système de mesure, et n'est pas entièrement automatique : pour les radars concernés, les données sont recopiées régulièrement par les collègues de la maintenance locale et transmises par envois postaux de disques durs. La Figure 3-2 donne un aperçu de la disponibilité des données ainsi obtenues pour les radars du réseau en polarisation horizontale et verticale de 2011 à mi-2016. Un effort tout particulier a porté sur les sites de Trappes, Falaise, Toulouse (radars en bande C avec une fréquence d'émission voisine de 5.64 GHz) et Nîmes (radar en bande S avec une fréquence d'émission voisine de 2.71GHz).

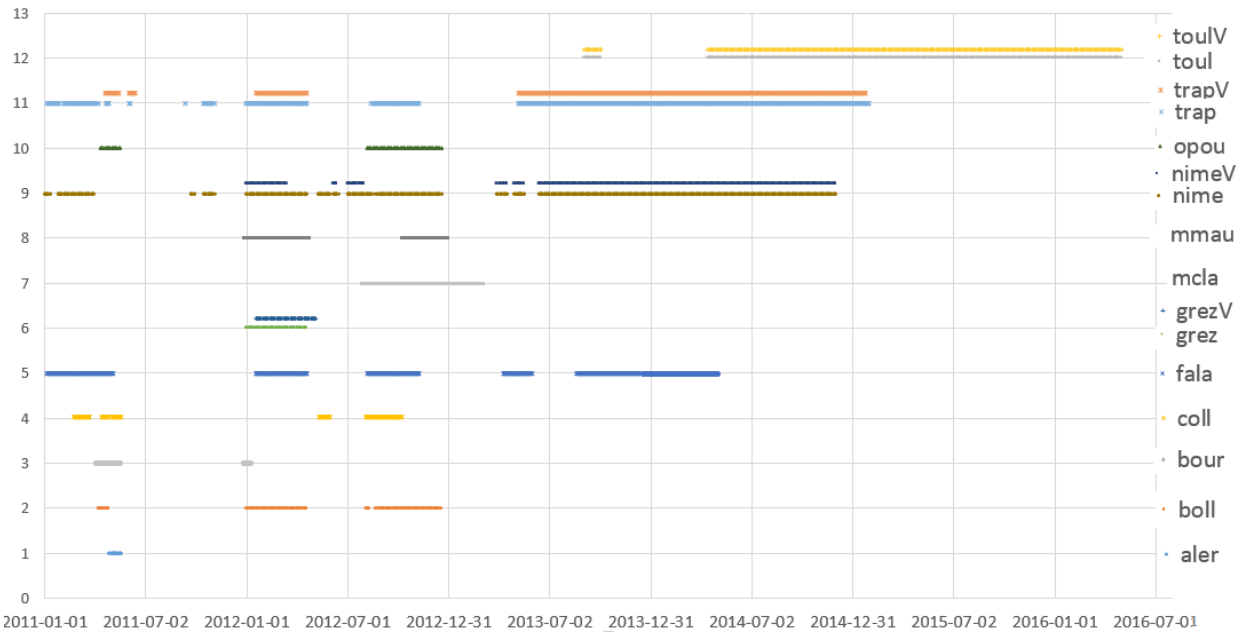


*Figure 3-2 : Catalogue des données radar disponibles du 01/01/2011 au 01/05/2016. De bas en haut : 1 – Aléria (Bande S), 2 – Bollène (bande S), 3 – Bourges (Bande C), 4 – Collobrières (Bande S), 5 – Falaise (Rodin bande C), 6 – Grèzes (Bande C), 7 – Montclar (Bande C), 8 – Mont Maurel (Bande X), 9 – Nîmes (Bande S), 10 – Opoul (bande S), 11 – Trappes (Bande C), 12 – Toulouse (Bande C). Les couleurs permettent de séparer les radars et les polarisations*

Dans la suite du manuscrit nous présenterons les résultats obtenus avec le radar de Trappes, pour lequel un travail d'identification et de sélection d'un jeu de cibles de référence a été effectué. Cette sélection est présentée dans la partie suivante.

### 3.3.2. Format des données radar

Les données sont stockées dans des fichiers binaires provenant de l'interface homme machine Castor[10] 2. Un premier travail de désarchivage et de renommage des fichiers est nécessaire car à ce niveau d'enregistrement les cycles de 5 minutes ne font pas de distinction d'heure entre les différentes élévations et ne donnent aucune indication sur le nombre de portes, d'azimuts, et le numéro de la version du logiciel Castor. Comme ces paramètres sont essentiels pour les comparaisons effectuées par la suite, les fichiers binaires sont renommés selon un format xxx_aaaa_mmjj_hhmm_+0EE _P_portes_azimuts_VCASTOR où :

- xxx est le code en 3 lettres du radar,
- aaaa l'année,
- mmjj le mois et le jour,
- hhmm l'heure et la minute,

[10] Castor : qui construit sa maison avec sa queue plate

- +0EE l'élévation en dixième de degré,
- portes le nombre de portes dans le fichier, de même pour azimuts
- et enfin le numéro de la version du logiciel castor.

Le pas temporel entre chaque fichier est de 5 minutes, soit le temps d'échantillonnage des tours d'antenne à la plus basse élévation. Seule la polarisation horizontale a été étudiée ici.

### 3.3.3. Caractéristiques des radars

Les caractéristiques communes de ces radars sont les suivantes :

- **L'oscillateur local**

Les radars bande C (resp. bande S) mettent en œuvre un oscillateur local pour la transposition des signaux hyperfréquences vers des signaux à basse fréquence. La multiplication du signal reçu par cet oscillateur local de fréquence $f_{LO}$=5.58 GHz (resp. $f_{LO}$=2.71 et 2.58 GHz) donne deux signaux, l'un de fréquence élevée qui est éliminé par filtrage et un signal de sortie à une fréquence proche de 60 MHz. Lors du passage en « bande de base » de 60 à 0 MHz, le signal est multiplié par un autre signal dit de référence, lui aussi à 60 MHz et un autre à 60 MHz de référence déphasée de $+\pi/2$. Après ce filtrage on obtient les parties provenant du cosinus et de sinus du nombre complexe défini par une partie réelle $I$ et de partie imaginaire $Q$ après correction de la phase de l'impulsion d'émission. Le récepteur est équipé d'un contrôle automatique de fréquence qui permet de changer la fréquence $f_{LO}$ pour ramener le signal de sortie dans la bande voulue au cas où la fréquence $f_o$ du signal émis s'éloigne trop de la fréquence de référence.

- **Les cycles de rotation**

L'exploitation opérationnelle du radar conditionne les mouvements de l'antenne qui effectue 18 tours en 15 minutes, repartis en 3 cycles de 5 minutes chacun. Pendant chaque cycle, l'antenne effectue successivement un tour complet pour chacun des angles d'élévation sélectionnés. Seules les élévations à 0.4° (0.6° pour Nîmes) sont utilisées dans cette étude, avec un intervalle de temps de 5 min entre mesures successives.

- **Format des données et résolution spatiale**

Les mesures sont regroupées par blocs de 720 azimuts (0.5° de résolution). Chaque bloc est constitué de 134 portes en distance, chacune de profondeur radiale 240 m, la plus

éloignée étant à 32 km du radar. Chaque pixel radar est caractéristique d'un domaine géographique, de 0.5° en azimut et 240m en distance radiale, pour lequel nous disposons des données de différence de la phase, et des amplitudes cohérente et incohérente. Nous avons principalement utilisé les données concernant la différence de la phase entre l'émission et la réception, moyennée sur un pixel :

$$\delta\Phi = arg(\langle I\rangle_{0.5^\circ} + i\langle Q\rangle_{0.5^\circ})$$

Où $< >_{0.5^\circ}$ représente une moyenne sur 0.5° d'azimut, c'est-à-dire sur environ 50 impulsions radar successives compte tenu de la vitesse de rotation de l'antenne. Cette information est stockée sur 256 valeurs ce qui implique une résolution de 1.40°. Les deux autres informations disponibles sont l'amplitude cohérente du nombre complexe moyen exprimé en dB $10log(\langle I\rangle^2_{0.5^\circ} + \langle Q\rangle^2_{0.5^\circ})$ et l'amplitude incohérente moyenne exprimée également en dB $10\log(\langle I^2 + Q^2\rangle_{0.5^\circ})$ Les données d'amplitude n'ont été utilisées que pour la sélection des pixels utilisables, qui est détaillée dans le paragraphe suivant.

| **Mois/2013** | **Juin** | **Juillet** | **Août** | **Septembre** | **Octobre** | **Novembre** | **Décembre** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nombre de données disponibles (par cible) | 8606 | 8868 | 8010 | 7035 | 8915 | 8589 | 8598 |
| Nombre de données manquantes | 14 / 0.16% | 1 / 0.01% | 868 / 9.72% | 1571 / 18.18% | 2 / 0.02% | 0/0% | 292 / 3.27% |
| Nombre de sauts de $f_{LO}$ | 20 / 0.23% | 59 / 0.66% | 50 / 0.56% | 34 / 0.39% | 11 / 0.12% | 51 / 0.59% | 38 / 0.43% |

*Tableau 3-4 : Données disponibles pour le radar de Trappes, taux de données manquantes et taux de sauts de $f_{LO}$ Les principaux manques sont dus à des périodes de maintenance sur le radar.*

Les données manquantes sont plutôt rares pour les radars du réseau opérationnel comme on peut le voir dans le tableau (Tableau 3-4). Les mois d'août et septembre ont vu des pannes de plusieurs jours à l'origine de 95% du total des données manquantes. Compte tenu de leur faible fréquence d'occurrence, largement inférieure à 1%, nous avons choisi de considérer les données associées aux sauts de fréquence de l'oscillateur local comme des données manquantes. Ce choix permet de simplifier les traitements et ne modifie pas le taux de variation de la réfractivité.

## 3.4. La mesure de la variabilité de la réfractivité

Afin de mesurer la variabilité de la réfractivité autour des radars et pour la comparer avec la variabilité mesurée par les stations in-situ alentour, nous avons besoin de constituer deux jeux de cibles fixes, et de définir un paramètre statistique permettant de caractériser les variabilités observées. Ce paragraphe décrit le travail de sélection des cibles et le paramètre statistique choisi pour la suite de l'étude. Deux jeux de cibles seront utilisés, un jeu de référence pour l'exploration et la validation et un jeu statistique afin de généraliser les résultats obtenus.

### 3.4.1. Sélection de cibles de référence

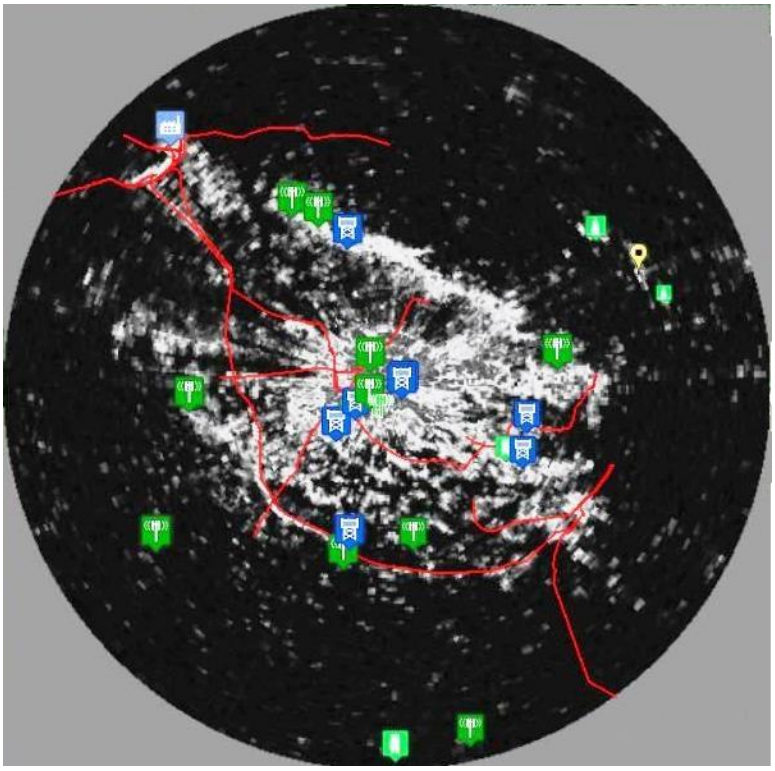

*Figure 3-3. Carte représentant l'amplitude de la réflectivité autour du radar de Trappes (au centre) en niveau de gris (-10dBz en noir à 120dBz en blanc). Les cibles constituant la sélection de référence sont représentées de la façon suivante : en rouge les pylônes des lignes électriques visibles, en vert les antennes ou les bâtiments élevés, en bleu les châteaux d'eau et en jaune la Tour Eiffel*

Nous souhaitions commencer l'étude par l'examen d'un petit nombre de cibles fixes choisies en tant que référence qui puissent être ensuite utilisées à fins de vérifications et de confirmations lors de l'application de méthodes statistiques plus globales. Pour être sélectionnée dans la liste de référence une cible doit répondre aux critères suivants :

- l'amplitude cohérente du signal reçu de la cible doit être significativement (>30dB) au-dessus du bruit (Figure 3-3) ;

- la cible doit être identifiée sans ambiguïté comme étant la seule source de signal. Elle doit donc être isolée, ce qui signifie qu'aucune autre structure ne doit être présente dans la zone qui correspond au pixel. Par exemple, une cible constituée de deux antennes dans une même zone ne peut pas faire partie de la sélection de référence. En effet, dans ce cas le signal est une somme vectorielle de plusieurs contributions des différentes cibles et l'interprétation de la phase résultante peut être compliquée car il est impossible de déterminer si les changements de phase du signal sont dus à des variations de réfractivité atmosphérique ou à des interférences entre signaux provenant des différentes parties de la cible;

Au cours des opérations de sélection, les structures identifiées lors de l'observation sur le terrain sont souvent des bâtiments élevés, les pylônes électriques, les antennes relais de téléphone et de télévision, les châteaux d'eau ou des tours (Figures 3-3 et 4-1). Lors de la première sélection des châteaux d'eau possédant une antenne sur leur toit avaient été identifiés. Ces derniers avaient une amplitude cohérente très au-dessus du bruit, un QI (*Quality Index,* cf. §1.6) excellent mais ne permettaient pas de restituer la réfractivité basse ou haute fréquence ; l'une des explications est que ce type d'antenne fixée assez souplement vibre légèrement avec le vent ce qui perturbe le signal.

Le tableau suivant donne la liste de 22 des cibles de référence autour du radar de Trappes, leur position par rapport au radar, ainsi que les valeurs de QI et de corrélation avec l'in-situ. On constate que pour plusieurs cibles situées à plus de 10 km et notamment pour les lignes HT ou les constructions, le QI avec un seuil à 0.90 n'aurait pas permis de sélectionner ces cibles alors que l'indice de corrélation (voir §3.4.2) entre les taux de variation autorise cette sélection.

| **Type de cible** | **Nom** | **Position** | | **QI** | **Corrélation R** |
|---|---|---|---|---|---|
| | | **Distance (km)** | **Azimut (°)** | | |
| **Châteaux d'eau** | Château d'eau 1 | 1.4 | 68 | 0.98 | 0.99 |
| | Château d'eau 2 | 1.7 | 62.5 | 0.95 | 0.99 |
| | Château d'eau 3 | 12.7 | 194 | 0.96 | 0.95 |
| | Château d'eau 4 | 13.2 | 347.5 | 0.99 | 0.94 |
| | Château d'eau SNCF | 3.1 | 241.5 | 0.99 | 0.99 |
| | Château d'eau 6 | 5.3 | 233.5 | 0.94 | 0.99 |
| | Château d'eau 7 | 12.2 | 101.5 | 0.90 | 0.90 |
| **Antennes** | Antenne 1 | 3.6 | 245 | 0.99 | 0.99 |
| | Antenne 2 | 1.2 | 237.5 | 0.85 | 1.00 |
| | Antenne 3 | 1.4 | 256 | 0.87 | 1.00 |
| | Antenne 4 | 1.0 | 204.5 | 0.88 | 1.00 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Antenne 5 | 3.1 | 335 | 0.56 | 0.98 |
| **Lignes HT** | Ligne HT au sud-ouest du radar | 14.1 | 193.5 | 0.78 | 0.88 |
| | | 13.9 | 197 | 0.79 | 0.95 |
| | | 13.2 | 206.5 | 0.76 | 0.96 |
| | | 13.4 | 208.5 | 0.77 | 0.97 |
| | | 11.8 | 210 | 0.77 | 0.99 |
| | | 11.5 | 212.5 | 0.76 | 0.97 |
| | | 11.3 | 214 | 0.76 | 0.98 |
| | | 10.9 | 216.5 | 0.82 | 0.99 |
| **Constructions** | Eglise | 4.6 | 94 | 0.86 | 0.87 |
| | Immeuble | 4.6 | 130 | 0.66 | 0.88 |

*Tableau 3-5 : Extrait de la liste des cibles de référence classé par type de cible. Le tableau donne la distance radar-porte contenant la cible ainsi que l'azimut radar. Pour chaque cible, le QI et le coefficient de corrélation sont donnés pour la période du 2 au 6 juin 2013.*

L'étude de terrain et les tests réalisés sur la puissance des échos de sol sélectionnés a donc permis de construire un premier jeu de cibles de référence composé de 38 cibles. Ces cibles nous serviront dans le chapitre 4 pour les comparaisons entre la variabilité de la réfractivité in-situ et la variabilité de la réfractivité radar. La partie suivante décrit le paramètre statistique choisi pour constituer le deuxième jeu de cibles.

### 3.4.2. Deuxième jeu de cibles pour les études statistiques

L'indice de qualité QI avait pour objectif de sélectionner des cibles utilisables pour le suivi point à point de la réfractivité. Ces cibles ne devaient pas produire (ou très peu) de données aberrantes. Dans le cadre du travail réalisé ici, le critère de sélection peut être plus souple, surtout que la variabilité est estimée à partir d'une médiane qui filtre l'impact de valeurs atypiques ou trop extrêmes. Nous avons donc choisi de développer un nouveau critère de sélection des cibles. Ce dernier permet d'obtenir un jeu de 3400 cibles.

Nous disposons de deux séries de mesure des variations temporelles de réfractivité $N$. La première pour l'in-situ et la seconde pour la réfractivité moyennée entre le radar et une cible. L'étude de la corrélation entre ces deux signaux, après avoir retiré leurs valeurs moyennes, fournit un indicateur de comparaison des variations de haute fréquence (<2h) entre la mesure radar et la mesure in-situ. Une comparaison, montrée partiellement dans le Tableau 3-5, entre le coefficient de corrélation linéaire et l'indice QI pour une sélection de cibles de référence, nous conforte dans le bien-fondé de cette méthode. Les bonnes cibles identifiées par l'indice QI possèdent dans la plupart des cas un coefficient de corrélation élevé. En fixant à 0.90 le seuil de corrélation pour retenir une cible, on constate que pour les distances les plus grandes, il y a encore des cibles sélectionnées, ce

qui n'était pas le cas avec le précédent critère du QI (Figure 3-4). Ce seuil à 0.9 résulte d'une étude de sensibilité réalisée afin de trouver le meilleur compromis entre une corrélation suffisante et le nombre de cibles sélectionnées pour les grandes distances.

L'indice QI étant conçu pour suivre point à point les variations de réfractivité, il ne permet donc pas de sélectionner des cibles lointaines, car elles subissent en effet l'effet de la distance sur l'ambiguïté de la mesure. L'indice de corrélation permet de suivre la variabilité de la réfractivité et les quelques points concernés par les ambiguïtés de phase n'impactent pas autant la série temporelle du taux de variation de réfractivité.

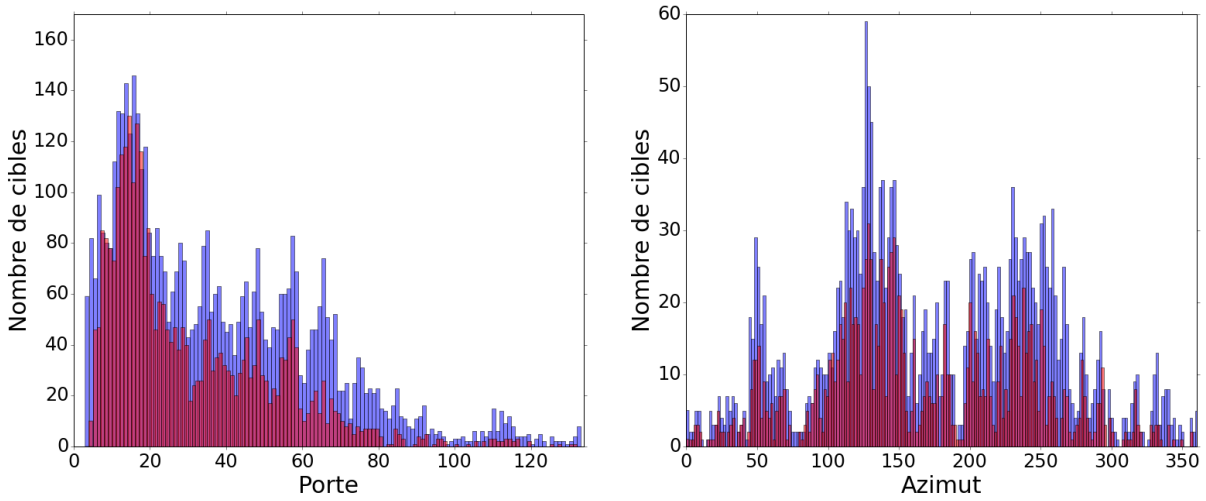


*Figure 3-4 : comparaison entre les distributions selon la distance du nombre de cibles sélectionnées par porte et par azimut dans le cadre de la sélection par la méthode du QI (en rouge) et par la méthode de la corrélation (en bleu).*

On constate sur la Figure 3-4 une distribution des cibles globalement similaire entre la méthode du QI et la méthode du coefficient de corrélation. Dans les premiers km autour du radar le nombre de cibles sélectionnées par les deux méthodes est globalement similaire à la différence près des 7 premières portes pour lesquelles la méthode de la corrélation donne des meilleurs résultats. Pour les portes supérieures à 20 (soit au-delà de 5 km), on constate que la méthode de corrélation donne systématiquement environ 20 cibles supplémentaire, et ce jusqu'à la 80$^{ième}$ porte radar, soit 19 km. Du côté des azimuts la distribution des cibles est la même selon la méthode de sélection choisie. On constate un « déficit » de cible pour les azimuts compris entre 300-360° et 0-50° (secteurs NO-N-NE) par rapport aux autres secteurs. Deux maxima sont observés au niveau de la distribution ; entre 100° et 150° (secteur E-SE) et entre 200° et 260° (secteur SSO-SO-O). Cette distribution particulière est bien expliquée par la topographie autour du radar de Trappes (Figures §2.3.1). Les distributions azimutales et radiales serviront pour l'interprétation des résultats du chapitre 4 (§4.3.1-4.3.3).

| | | Période étudiée | | |
|---|---|---|---|---|
| | | **1er au 5 juin** | **2 au 6 juin** | **8 au 11 septembre** |
| **Conditions météorologiques** | | Anticyclonique et sec | Anticyclonique et sec | Orageux et pluvieux |
| **Taux de données manquantes (%)** | | 12.8 | 1.3 | 2.2 |
| **Pixel** | **Distance (km)** | ***R*** | ***R*** | ***R*** |
| **Porte 5, Azimut 236.5°** | 1.25 | 0.937 | 0.938 | 0.845 |
| **Porte 22, Azimut 233.5°** | 5.5 | 0.960 | 0.974 | 0.894 |
| **Porte 59, Azimut 193.5°** | 14.75 | 0.720 | 0.960 | 0.580 |

*Tableau 3-6 : Pour trois cibles de référence, étude de l'impact des données manquantes (période du 1er au 5 juin) ou des mauvaises conditions météo (8 au 11 septembre) sur l'indice de corrélation pour la sélection statistique des cibles par le nouveau critère.*

Des tests de sensibilité ont été effectués pour choisir la période la plus favorable à la sélection des pixels par la méthode des corrélations : ils consistaient à calculer systématiquement le nombre de pixels sélectionnés par l'application de la méthode de corrélation sur une durée de 4 jours de temps sec, glissante avec un intervalle de 2 jours. Nous avons ainsi pu constater que deux types de situation font baisser drastiquement le nombre de pixels sélectionnables : les périodes marquées par des précipitations importantes et les périodes impactées par un grand nombre de données manquantes (voir Tableau 3-6). La période du 2 au 6 juin 2013 a finalement été choisie pour ses conditions météorologiques particulières, avec une situation synoptique anticyclonique et sèche bien représentative de la période estivale. Le nombre de pixels sélectionnés, de 3381, est légèrement au-dessus de la moyenne obtenue pour les autres périodes glissantes de 4 jours de conditions sèches, égale à 3120).

### 3.4.3. Taux de variation de la réfractivité :

Dans la suite de l'étude, nous utiliserons le taux de variation de réfractivité entre mesures successives séparés par $\Delta t$ défini comme :

$$\frac{\Delta N_m(r,t,\Delta t)}{\Delta t} = \frac{\Delta \Phi(r,t,t-\Delta t) \times c \times 10^6}{4\pi f r \Delta t} \qquad (3\text{-}1)$$

Ce taux de variation reflète la variabilité instantanée de la réfractivité. On peut noter que la formulation convient bien pour les radars à klystron, mais peut aussi être utilisée pour les radars à magnétron comme ceux du réseau radar de Météo-France en

appliquant les formules de correction décrites dans le §1.6.1.1, ou bien en éliminant tout simplement les intervalles de temps pendant lesquels la fréquence de l'oscillateur local est changée. C'est la raison pour laquelle les données correspondantes, qui ne représentent que 0.43% du total (voir le Tableau 3-4), ont été déclarées « données manquantes ».

### 3.4.4. Paramètre de variabilité SDV :

Afin de quantifier la variabilité haute fréquence de la réfractivité, l'écart type glissant sur 2h du taux de variation de la réfractivité (SDV) est calculé pour le radar et les stations automatiques. La taille de la fenêtre (2h) doit être suffisamment grande pour avoir assez de valeurs (25 valeurs pour le radar et 121 valeurs pour l'in-situ). Bien que proches, les définitions des indicateurs pour le radar ($SDV_R$) et l'in-situ ($SDV_{in\text{-}situ}$) ne sont pas strictement identiques puisque le radar mesure une réfractivité moyennée sur le trajet entre le radar et la cible :

$$\mathrm{SDV_R}(h,r)^2 = \frac{1}{2k+1}\sum_{t_i=h-k\times\Delta t}^{h+k\times\Delta t}\left[\frac{\Delta N_m(r,t_i,\Delta t)}{\Delta t} - E\left(\frac{\Delta N_m(r,t_i,\Delta t)}{\Delta t}\right)\right]^2 \qquad (3\text{-}2)$$

$$\mathrm{SDV_{in-situ}}(h)^2 = \frac{1}{2k+1}\sum_{t_i=h-k\times\Delta t}^{h+k\times\Delta t}\left[\frac{\Delta N(t_i)}{\Delta t} - E\left(\frac{\Delta N(t_i)}{\Delta t}\right)\right]^2 \qquad (3\text{-}3)$$

| | *Nombre d'échantillons* | *Intervalle de temps $\Delta t$ entre mesures successives* |
|---|---|---|
| Radar | 25 | 5min |
| In-situ | 121 | 1min - $\Delta N$ calculé sur 5 min |

*Tableau 3-7 : paramètres utilisés pour le calcul de SDV, qui dépend de l'heure h, ainsi que de la distance r pour le radar.*

Avec E() est l'espérance mathématique estimée à l'aide de la médiane. Il nous permettra de comparer la variabilité de la réfractivité mesurée par les stations in-situ et la celle mesurée sur chaque radiale radar-cible. L'indicateur nous permettra de quantifier la variabilité de la réfractivité mesurée par radar ou par les stations in-situ.

## 3.5. Conclusions

Les deux bases de données ont été mises en place pour étudier la variabilité de la réfractivité dans l'atmosphère selon deux approches différentes. Pour la première base de données, les contraintes opérationnelles ne nous laissent pas le choix des échelles que

nous pouvons approcher. Il s'agira d'étudier l'impact de structures turbulentes cohérentes qui peuvent affecter des échelles kilométriques en plusieurs dizaines de minutes. Cette approche sera donc principalement statistique, afin d'établir un lien quantitatif et qualitatif entre les indicateurs de variabilité SDV calculés pour le radar et l'in-situ. Les deux chapitres suivants présentent les résultats obtenus avec la base de données décrite ici et l'application des outils développés en amont.

# Chapitre 4

# Comparaison entre les variabilités mesurées par radar et stations in-situ

**Sommaire**

**4.1. Comparaison in-situ et cibles de référence ..... 78**
4.1.1. Comparaison des SDV entre l'in-situ de Trappes et 5 cibles de références ..... 78
4.1.2. Impact de l'altitude des cibles sur la variabilité nocturne ..... 85
**4.2. L'effet de la distance sur la variabilité ..... 87**
4.2.1. Mise en place de l'outil statistique d'analyse ..... 87
4.2.2. Analyses statistiques de la variabilité ..... 89

Dans le chapitre précédent nous avons vu quelles étaient les bases de données disponibles pour l'étude de la variabilité de la réfractivité mesurée par les radars du réseau opérationnel de Météo-France. Dans ce chapitre, nous présentons une comparaison entre les séries temporelles des variabilités radar et in-situ de la réfractivité. Nos objectifs sont les suivants :

- comparer le comportement de cette variabilité avec la distance,
- comparer le comportement de cette variabilité en fonction du moment de la journée,
- comparer le comportement saisonnier de cette variabilité.

Pour effectuer ces comparaisons nous avons utilisé dans un premier temps le jeu de cibles de référence. Le but était de se placer dans les meilleures conditions possibles avec les radars du réseau opérationnel, et ce malgré les contraintes (notamment le temps

d'échantillonnage). L'utilisation de cette référence permet également d'établir que le signal a du sens. Nous utiliserons dans un second temps le jeu de cibles plus large, créé à l'aide de l'étude de la corrélation entre les signaux radars et in-situ de variabilité.

Plus précisément nous comparons les séries temporelles de l'écart-type glissant sur 2 h du taux de variation de réfractivité par minute. Cette comparaison entre les mesures in-situ et radar permet d'établir une relation qualitative et quantitative entre les variabilités mesurées.

## 4.1. Comparaison in-situ et cibles de référence

La première comparaison a été effectuée avec les cibles de référence présentées au §2.5.1. La section 4.1.1 présente les cibles choisies, les conditions météorologiques rencontrées, et les résultats des comparaisons pendant les deux périodes d'étude.

### 4.1.1. Comparaison des SDV entre l'in-situ de Trappes et 5 cibles de références

#### *4.1.1.1. Description des cibles choisies*

Nous avons utilisé 5 cibles parmi les 38 du jeu de référence. Le but était de sélectionner des cibles à des distances $r$ croissantes. Les 4 premières cibles sont visibles sur la Figure 4-1. Nous avons choisi 3 châteaux d'eau et un pylône électrique pour cette comparaison. La dernière cible choisie n'est autre que la Tour Eiffel (à 23.3 km du radar) et nous verrons plus particulièrement le comportement nocturne de ce signal dans la partie 4.1.2.

Les châteaux d'eau font partie des meilleures cibles parmi le jeu de référence, et ces constructions ont systématiquement le meilleur QI et l'un des meilleurs taux de corrélation. Ils présentent la caractéristique quasi systématique d'être bien isolés et très hauts. Leurs différentes formes n'ont pas l'air de provoquer des problèmes de mesures et les seuls contre-exemples que nous avons rencontrés concernent ceux ayant des antennes implantées au sommet. La cible n°4 est un pylône électrique faisant partie d'une ligne Haute Tension parcourant tout le sud du domaine radar à une distance de 10 à 15 km. Tous les pylônes de cette ligne présentent d'excellents taux de corrélation et ils sont tous présents dans au moins une des deux sélections de cibles, ou dans les deux.

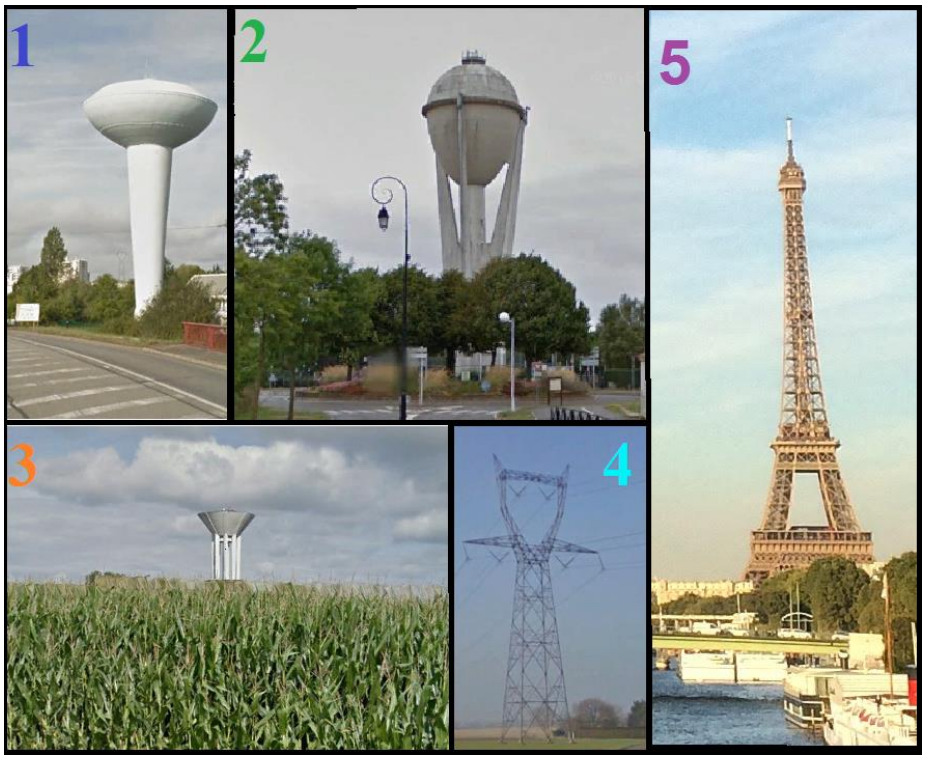


*Figure 4-1 : cinq cibles de référence utilisées lors de la comparaison radar/in-situ. Les numéros des cibles sont de la même couleur que les courbes associées dans les figures de comparaison suivantes. 3 châteaux d'eau et un pylône électrique ont été choisis parmi le jeu de cibles de référence. Le cas de la tour Eiffel est détaillé au §4.1.2.2*

### *4.1.1.2. Analyse de la situation météorologique des périodes choisies*

La période estivale choisie est anticyclonique avec un flux d'est à nord-est peu marqué en lien avec des hauts géopotentiels présents sur une grande partie de l'Europe (Figure 4-2).

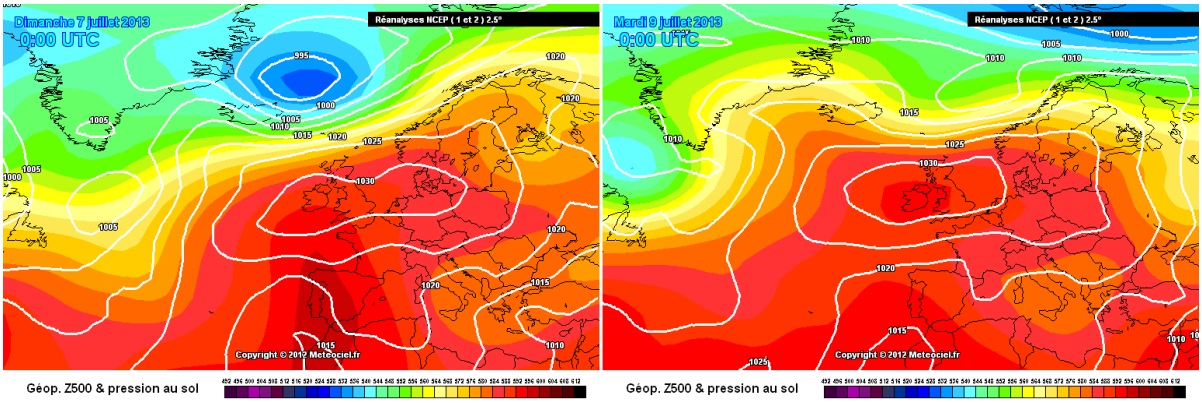


*Figure 4-2 : situation synoptique du 7 et du 9 juillet 2013 à 00h UTC. Carte de géopotentiel à 500hPa (plages de couleurs en dam) et pression au niveau de la mer (lignes blanches). Cartes issues de meteociel.fr, ré-analyses du modèle NCEP, résolution 2.5°. (Source : http://www.meteociel.fr/)*

La situation synoptique de la période estivale choisie est la suivante (Figure 4-2) : une dorsale anticyclonique orientée est-ouest et associée à de hauts géopotentiels est centré sur les îles britanniques et le nord de l'Allemagne. Cet anticyclone est associé à de

très hauts géopotentiels à 500 hPa. La zone géographique de notre étude est donc concernée par des hauts géopotentiels et un flux peu dynamique d'est. Dans cette configuration le temps est ensoleillé et légèrement instable dans le courant des après-midi pouvant conduire à des développements de cumulus n'allant toutefois pas jusqu'à l'orage (Figure 4-3) par manque d'humidité et d'instabilité. Dans cette configuration le chauffage radiatif est important au niveau du sol. La couche limite diurne se développe vite et des structures comme des rouleaux de convection sont probables (*Atkinson et Zhang 1996*) compte tenu de la vitesse du vent qui permet de dépasser le seuil $z_i/L_{mo}$ (rapport entre la hauteur de la couche limite et la longueur de Monin-Obukhov, *Weckwerth et al. 1997*). Nos mesures au niveau du sol sont très probablement impactées par ces rouleaux de convection dès le début de journée.

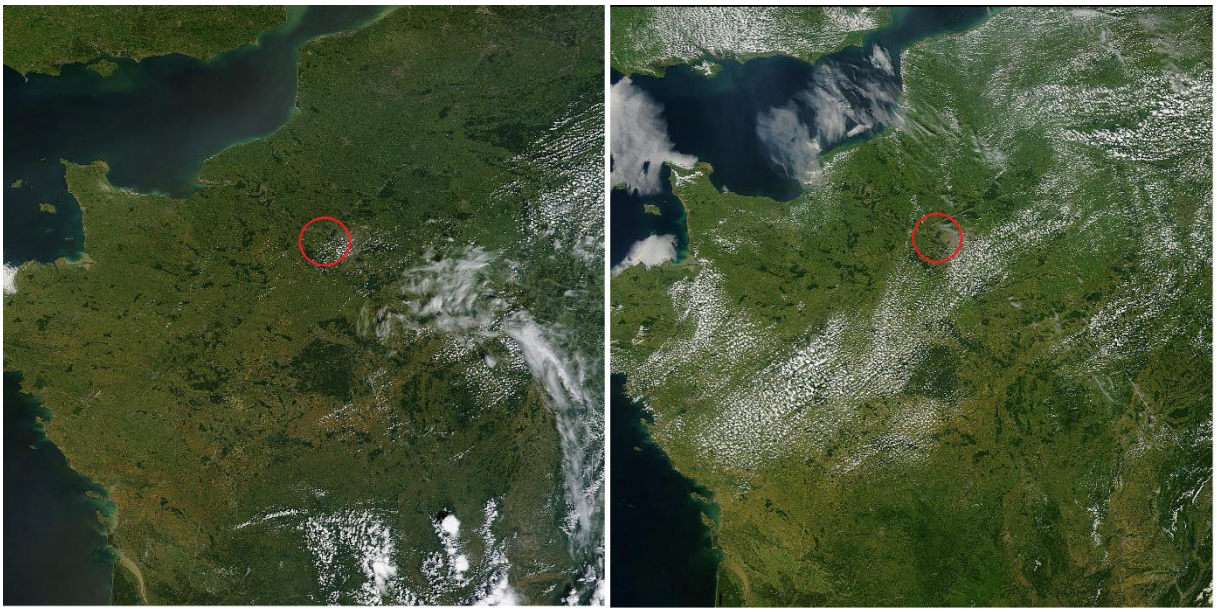

*Figure 4-3 : Image satellite MODIS haute définition du nord de la France le 6 (à gauche) et le 9 (à droite) juillet 2013 à 13h UTC. Le 6 juillet est une journée ensoleillée avec des développements nuageux de cumulus de beau temps en bordure sud-est de la zone d'étude (cercle rouge).Le 9 avec un flux légèrement plus maritime il y a plus de développement de cumulus sur la France et le Benelux mais assez peu sur la région d'étude. (Source http://modis.gsfc.nasa.gov/)*

La période hivernale s'étend du 3 au 7 décembre 2013. La situation est marquée par un blocage anticyclonique au niveau de nos latitudes. La France est sous l'emprise d'un haut géopotentiel relié à ses racines subtropicales. La configuration est typique des situations d'inversion avec une couche limite très stable, froide et potentiellement humide si une perturbation a précédé la mise en place du blocage anticyclonique. En altitude, les températures sont anormalement douces et beaucoup plus élevées qu'au sol.

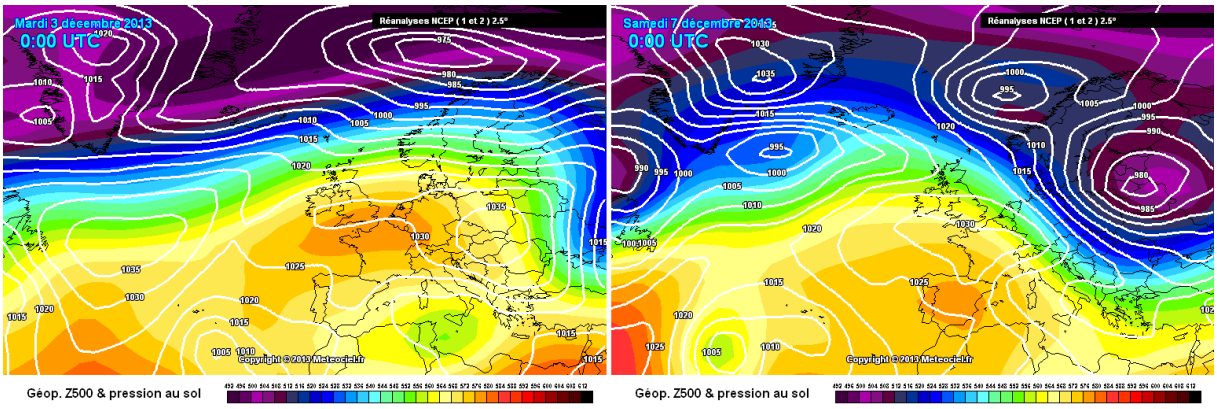


*Figure 4-4 : situation synoptique du 3 et du 7 décembre 2013. Carte de géopotentiel à 500hPa (plages de couleurs en dam) et pression au niveau de la mer (lignes blanches). Cartes issues de meteociel.fr, réanalyses du modèle NCEP, résolution 2.5°. (Source : http://www.meteociel.fr/)*

Sur la Figure 4-4 on constate que la situation synoptique sur la France ne varie quasiment pas. La zone géographique de l'étude est concernée par un faible flux d'est en début d'échéance puis de nord-ouest en fin d'échéance. L'humidité en basse couche est assez importante (Figure 4-5) avec la présence de stratus denses et tenaces qui ne se dissipent pas en journée.

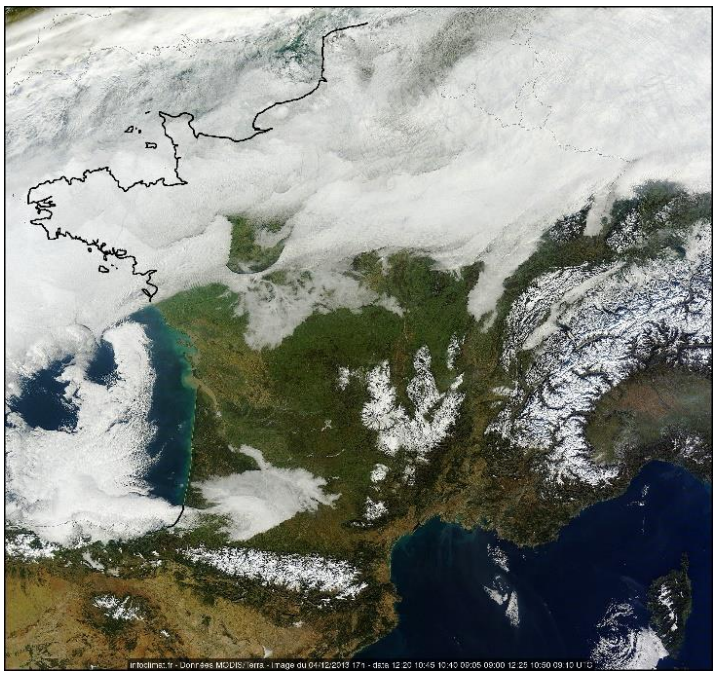

*Figure 4-5 : image satellite haute résolution MODIS au-dessus de la France le 4 décembre 2013. Les régions au sud de la Loire bénéficient d'un temps ensoleillé (excepté le sud-ouest et la vallée de la Garonne), alors que le nord de la France reste sous les stratus pendant toute la journée. Cette situation est typique des anticyclones hivernaux sur l'hexagone. Source http://modis.gsfc.nasa.gov/.*

#### *4.1.1.3. Comparaison des SDV*

Les définitions des SDV à la fois radar et in-situ permettent une comparaison quantitative des variations temporelles. Dans un premier temps nous utilisons les cinq

cibles décrites dans la partie ci-dessus. La variabilité haute fréquence de la réfractivité mesurée par radar est calculée pour une valeur moyennée sur une distance $r$ (Eq. 1-5 – fenêtre de 2 h). Dans ce contexte, il convient de noter que $r$ est au dénominateur de l'équation (1-6), et on s'attend donc à ce que plus la distance $r$ est grande, plus la variabilité devrait décroître. C'est effectivement le cas avec toutes les cibles de référence (non montrées ici) et en particulier pour les 5 cibles choisies pendant toutes les périodes estivales considérées. Comme nous avons pu le voir dans l'analyse des situations météorologiques, nous avons choisi cette période estivale spécifiquement pour les conditions qu'elle présente. Pour cette première comparaison, nous voulons nous affranchir au maximum des problèmes qui peuvent concerner la mesure comme les précipitations. La Figure 4-6 présente les résultats obtenus pour les périodes hivernale du 3 au 7 décembre (à gauche) et estivale du 6 au 10 juillet (à droite). $SDV_{in\text{-}situ}$ est tracé en rouge gras et les $SDV_R$ sont tracés pour les 5 cibles choisies à des distances croissantes de 3 à 23 km. Le niveau de bruit associé au bruit de quantification du signal in-situ est tracé en rouge pointillé.

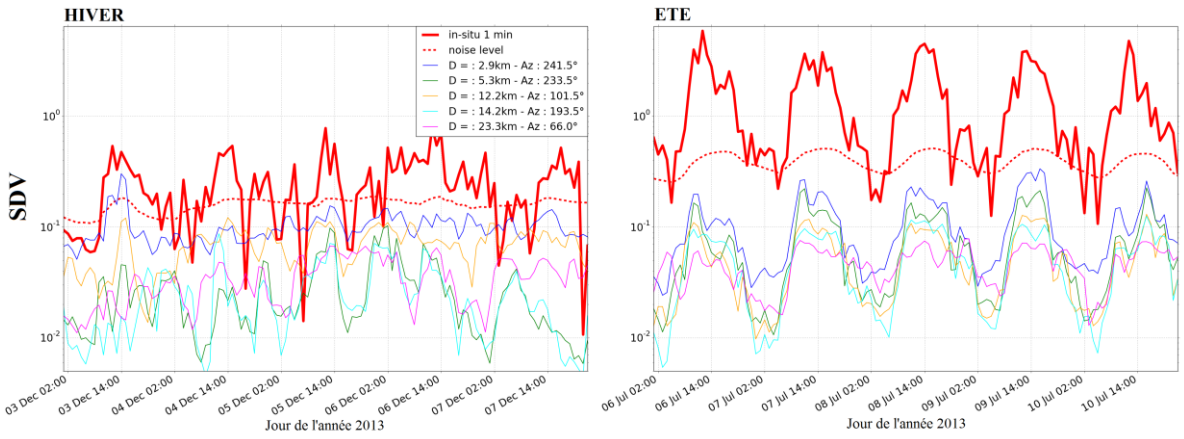


*Figure 4-6 : Séries temporelles de l'écart-type glissant $SDV_R$ et $SDV_{in\text{-}situ}$ [min$^{-1}$] pour les périodes du 3 au 7 décembre 2013 et du 1er au 5 août 2013. $SDV_{in\text{-}situ}$ est tracé en rouge gras et le bruit de quantification associé à la mesure in-situ en rouge pointillés. Les cinq cibles pour $SDV_R$ sont classées par distances r croissantes (bleu 2.9 km, vert 5.3 km, orange 12.2 km, cyan 14.16 km et magenta 23.3 km).*

Le premier résultat notable ici concerne le niveau de bruit associé à la mesure in-situ. En effet on remarque sur la Figure 4-6 durant l'hiver que le signal est au même niveau que le bruit la plupart du temps. Les deux courbes varient respectivement entre 0.1 et 0.4 min$^{-1}$ pour le $SDV_{in\text{-}situ}$ pour un niveau de bruit compris entre 0.1 et 0.2 min$^{-1}$. En revanche durant l'été, le signal est systématiquement au-dessus du niveau de bruit durant la journée et proche de ce dernier pendant la nuit. La comparaison entre in-situ et radar sera difficile à effectuer pour les périodes hivernales pendant lesquelles les capteurs in-situ ne peuvent visiblement pas quantifier correctement une éventuelle

variabilité haute fréquence du signal. Le niveau de bruit affectant la mesure radar étant beaucoup plus faible, les mesures peuvent toutefois nous donner une information sur l'état de l'atmosphère traversée. Sans référence in-situ pour comparer et comme la mesure est intégrée il paraît difficile avec uniquement ce jeu de données de conclure dans le cas hivernal. Les pistes d'améliorations possibles sont l'utilisation de capteur ayant un échantillonnage temporel plus rapide et une quantification de l'humidité plus fine que 1%.

Nous constatons pour la période estivale un fort contraste entre le jour et la nuit, autant pour le radar que pour l'in-situ et ce pour les 5 cibles sélectionnées mais aussi pour l'ensemble du jeu des cibles de référence. L'indicateur de variabilité in-situ atteint des valeurs comprises entre 1.5 et 2.5 $min^{-1}$ pendant la journée et comprises entre 0.2 et 0.4 $min^{-1}$ pendant la nuit. La variabilité $SDV_R$ pour le radar n'atteint pas ces valeurs mais est fortement corrélée aux variations de $SDV_{in\text{-}situ}$ (0.70 à 0.81). Pour les 5 cibles, la corrélation sur la période entre les $SDV_R$ est également élevée (de 0.87 à 0.98). Le niveau du signal est toutefois très différent entre les différentes cibles. En effet, nous constatons que $SDV_R$ est d'autant plus faible que la distance $r$ au radar est importante tant le jour que la nuit. Une seule exception à cette règle est présente sur la figure pour la cible située à 23.3 km. Ce cas particulier sera détaillé dans le paragraphe suivant. Les corrélations observées entre les indicateurs de variabilité des réfractivités mesurées par les capteurs in-situ et le radar confirment que la mesure radar donne une information pertinente durant l'été sur l'état de l'atmosphère (Tableau 4-1). En considérant 5 cibles de référence, nous pouvons également établir la dépendance en distance du niveau de variabilité mesuré par radar.

| Corrélations | | Hivernale | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $SDV_{in\text{-}situ}$ | $SDV_R(1)$ | $SDV_R(2)$ | $SDV_R(3)$ | $SDV_R(4)$ | $SDV_R(5)$ |
| Estivale | $SDV_{in\text{-}situ}$ | | $0.23^{*}$ | $0.33^{***}$ | $0.28^{**}$ | 0.12 | 0.21 |
| | $SDV_R(1)$ | $0.79^{***}$ | | $0.76^{***}$ | $0.81^{***}$ | $0.35^{***}$ | $0.49^{***}$ |
| | $SDV_R(2)$ | $0.72^{***}$ | $0.95^{***}$ | | $0.86^{***}$ | $0.31^{**}$ | $0.61^{***}$ |
| | $SDV_R(3)$ | $0.81^{***}$ | $0.92^{***}$ | $0.97^{***}$ | | $0.41^{***}$ | $0.69^{***}$ |
| | $SDV_R(4)$ | $0.70^{***}$ | $0.90^{***}$ | $0.93^{***}$ | $0.95^{***}$ | | $0.68^{***}$ |
| | $SDV_R(5)$ | $0.74^{***}$ | $0.87^{***}$ | $0.88^{***}$ | $0.89^{***}$ | $0.91^{***}$ | |

*Tableau 4-1 : corrélations sur la période hivernale au-dessus de la diagonale et pour la période estivale au-dessous de la diagonale étudiée entre les $SDV_R$ et $SDV_{in\text{-}situ}$ ainsi qu'entre les différents $SDV_R$ entre eux. Les étoiles représentent la significativité des corrélations basée sur la table des valeurs critiques de Bravais-Pearson pour 100 individus : *0.95%, **0.99%, ***0.999%*

Pour la période hivernale choisie (Figure 4-6 à gauche), $SDV_{in\text{-}situ}$ ne dépasse pas 0.4 $min^{-1}$ et les valeurs maximales ne sont plus nécessairement atteintes durant la journée. On peut observer une corrélation entre l'in-situ et certaines cibles, pour des courtes périodes et de façon non significative dans certains cas (cf. critère de Bravais-Pearson dans le Tableau 4-1). De même, certains $SDV_R$ peuvent être relativement bien corrélés ($R = 0.86$ entre les cibles 2 à 5.3 km et 3 à 12.2 km) mais ce n'est pas le cas systématiquement comme observé pendant la période estivale. Compte tenu des constatations faites sur le niveau de bruit et sur les corrélations entre les signaux, il devient difficile de comparer la mesure radar avec l'in-situ durant la période hivernale ; la variabilité mesurée par les stations automatiques n'étant pas toujours significative d'un réel état de l'atmosphère.

Des analyses statistiques plus poussées en utilisant des régressions linéaires multiples ou des Analyses en Composantes Principales (ACP) pourront être faites en prolongation de ce premier travail de comparaison simple. Ainsi, l'étude d'un écart type calculé sur le taux de variation temporel du vent pourrait éventuellement servir à expliquer les 70 % de variance non expliquée par le $SDV_{in\text{-}situ}$ calculé sur le taux de variation de la réfractivité pendant l'hiver. En revanche, durant l'été les stations automatiques permettent d'expliquer 70 à 80 % de la variance du signal de $SDV_R$. L'ACP peut permettre dans ce cas de calculer une corrélation entre la variabilité du vent et la variabilité de la réfractivité in-situ, puis d'expliquer un pourcentage de variabilité de réfractivité radar après une séparation des différentes contributions. Nous n'avons pas choisi cette approche

dans la suite du manuscrit car nous nous sommes plutôt penchés sur la différence du niveau du signal de variabilité avec la distance.

## 4.1.2. Impact de l'altitude des cibles sur la variabilité nocturne

### *4.1.2.1. Caractéristiques de la couche limite nocturne*

La couche limite nocturne est généralement désignée comme « couche limite stable » ou « couche stable ». Elle est caractérisée par une température au sol inférieure à celle de l'air se trouvant au dessus à cause du refroidissement par rayonnement infra-rouge. Le gradient de température est alors positif puisque les masses d'air qui se refroidissent sont en dessous des masses d'air plus chaudes.

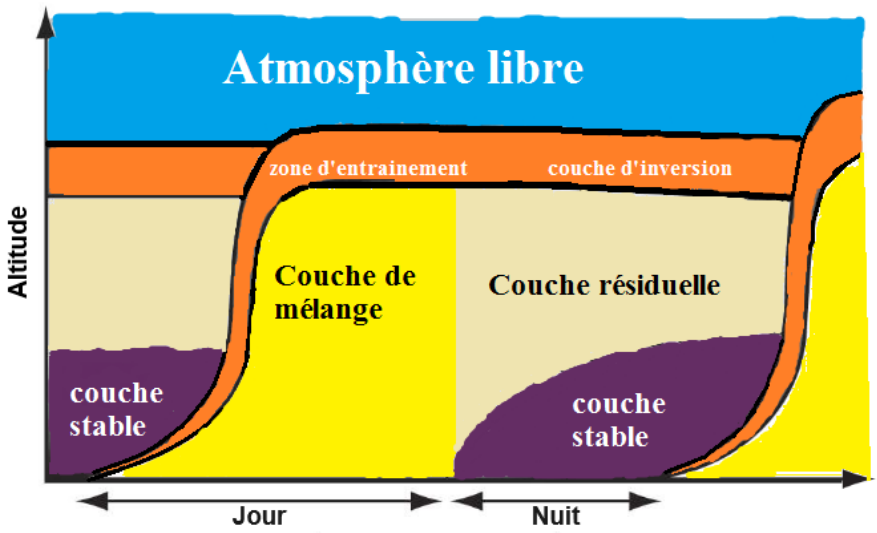


*Figure 4-7 : Schéma de la couche limite et de ses variations diurnes. Inspiré de Stull 1988.*

La turbulence éventuelle dans ce type de couche est majoritairement produite par cisaillement de vent. Elle est généralement limitée ou détruite par les effets de viscosité et renforcée par les forces de flottabilité (*Stull 1988*). Plus en altitude (Figure 4-7) on retrouve un vestige de la couche limite convective de la journée précédente. Cette couche est stratifiée de manière neutre, la turbulence est de même intensité dans toutes les directions et le gradient de température potentielle y est nul. On a donc au-dessus de la couche limite stable une structure équivalente à la couche limite convective, avec toutefois la dynamique turbulente en moins et des vitesses verticales nulles surplombée par une inversion de température à son sommet.

### *4.1.2.2. Cas de la Tour Eiffel : couche limite nocturne et impact de l'altitude*

Dans le cas de la Tour Eiffel, on constate que la variabilité nocturne quantifiée par le $SDV_R$ n'a pas le même comportement durant la nuit que pour l'in-situ ou les autres cibles.

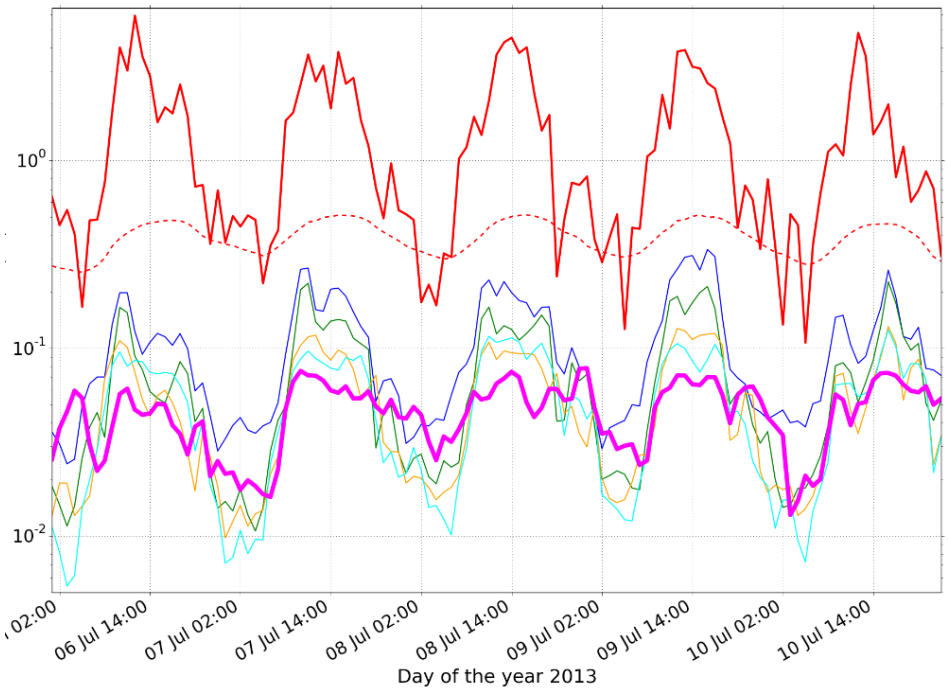


*Figure 4-8 : série temporelle de SDV* [min$^{-1}$] *pour 5 cibles (cf figure précédente). La courbe magenta en gras correspond à la Tour Eiffel.*

Sur la Figure 4-8 le SDV calculé pour la cible Tour Eiffel est tracé en magenta (gras). Cette courbe a bien la plus faible variabilité de jour ce qui va dans le sens des résultats précédent puisqu'elle est la plus éloignée. Durant la nuit ce n'est plus le cas pendant la période considéré. En regardant l'ensemble des données de la saison estivale de 2013, on retrouve également cette caractéristique. L'inéquation suivante est vérifiée 76 nuits de l'été 2013 (sur 92) :

$$me\left[\mathrm{SDV_R^{nuit}}(23.3\ km, 63°, nd)\right]_t > me\left[\mathrm{SDV_R^{nuit}}(5 < r < 15\ km, \forall az, nd)\right]_t \quad (4\text{-}1)$$

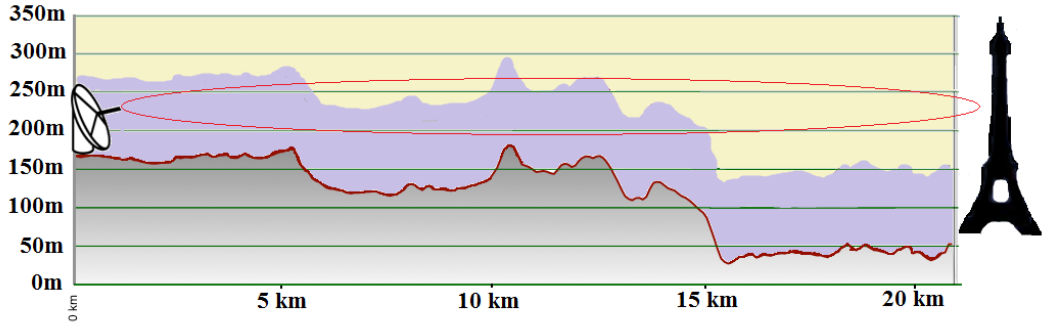


*Figure 4-9 : profil d'altitude entre le radar de Trappes et la Tour Eiffel. La couche limite stable est en violet et la couche limite résiduelle en jaune. Le faisceau radar (en rouge) est tracé pour une élévation de 0°. En réalité le lobe atteint le sommet de la tour Eiffel.*

C'est aussi vrai pour la Tour Montparnasse (78/92 nuits) et plus généralement pour toutes les cibles se trouvant dans la vallée de la Seine. Cette constatation nous a amené

à étudier spécifiquement le profil d'altitude entre le radar de Trappes et la Tour Eiffel (Figure 4-9).

Toutes les cibles détectables dans la vallée de Seine présentent donc une configuration intéressante pour l'étude de la couche limite nocturne et notamment de la caractérisation de la couche limite résiduelle. En effet, les cibles détectables par le radar sont assez hautes (Figure 4-11). S'il est possible de trouver des cibles dans le même azimut, nous pourrons éventuellement séparer le terme de variabilité sur les 15 premiers kilomètres (avec une cible en bord de plateau, par exemple la tour hertzienne de la forêt de Meudon) de la contribution due à la traversée de la couche limite résiduelle entre 15 et 20-25 km. Nous aborderons des considérations théoriques sur la technique de la différenciation spatiale dans le chapitre suivant. D'autre part, cette zone est propice à l'apparition d'un îlot de chaleur urbain plus marquée lors des saisons de transition. Il sera intéressant de regarder plus en détail les signaux obtenus à l'apparition de ce phénomène pour détecter une signature caractéristique avec le radar de Trappes via la mesure de variabilité de la réfractivité.

## 4.2. L'effet de la distance sur la variabilité

En considérant 5 cibles de référence, le lien entre les variabilités radar et in-situ est établi. Nous avons également constaté une dépendance en distance du niveau de variabilité pour le radar. Nous cherchons à quantifier cet effet. Pour cela, nous avons besoin d'un outil statistique permettant de traiter plusieurs milliers de cibles. Dans cette partie nous présentons donc la mise en place des outils statistiques d'analyse des données radar et les résultats obtenus.

### 4.2.1. Mise en place de l'outil statistique d'analyse

#### *4.2.1.1. Utilisation de la sélection statistique des cibles*

En utilisant les cibles de référence la dépendance de la variabilité avec la distance radar-cible est évidente (Figure 4-6) quand le signal est fort. Cela est dû à la différence entre la réfractivité mesurée avec des instruments in-situ, qui est locale, et celle mesurée avec le radar, qui est moyennée ($r$ est au dénominateur de l'équation (1-7)). Au cours de l'été et surtout l'après-midi, le niveau des SDV est systématiquement plus fort pour les stations automatiques que pour le radar. Pendant l'hiver, le niveau de signal pour les mesures in-situ est fortement influencé par le niveau de bruit de quantification. Par ailleurs le niveau de variabilité du signal in-situ peut être similaire à celui des cibles les plus proches du radar.

#### *4.2.1.2. Traitements utilisés*

Pour établir la dépendance de la variabilité atmosphérique mesurée par radar en fonction de la distance nous avons réalisé une analyse statistique sur les 3381 cibles sélectionnées par le critère basé sur l'indice de corrélation décrit dans la partie 3.3.1. Dans cette partie, l'étude porte sur l'automne et le début de l'hiver (octobre, novembre et décembre 2013) et sur l'été (juin, juillet et août 2013). Nous avons commencé par séparer les données en fonction de la période de la journée, puisque les caractéristiques de la couche limite en termes de turbulence seront totalement différentes entre le jour (chauffage radiatif important, couche limite convective et mélangée) et la nuit (couche limite stable et stratifiée). Une valeur moyenne de SDV est calculée pour chaque jour (½ heure après le lever du soleil à ½ heure avant le coucher), $\mathrm{SDV}_{\mathrm{R}}^{jour}(r, az, nd)$, et une autre pour chaque nuit (précédant le jour) $\mathrm{SDV}_{\mathrm{R}}^{nuit}(r, az, nd)$ où nd est la date considérée. Le même calcul est effectué pour chaque jour et chaque nuit pour les mesures in-situ. Prenons maintenant l'exemple des nuits durant la période estivale. Cela correspond à 92 valeurs de $\mathrm{SDV_R}$ du 1er juin au 31 août 2013 et nous obtenons alors pour chaque cible située à la distance $r$ et à l'azimut $az$ une série temporelle de 92 points de $\mathrm{SDV}_{\mathrm{R}}^{nuit}(r, az, nd)$. Pour déterminer une valeur de variabilité caractéristique de la saison étudiée pour la cible définie par le couple ($r$, $az$), nous avons calculé la médiane des 92 valeurs. Ainsi, pour une distance $r$ donnée, il suffit alors de calculer la médiane $\zeta_R^{nuit}(r)$ qui est définie par l'équation suivante :

$$\zeta_R^{nuit}(r) = me\left[me\left[\mathrm{SDV}_{\mathrm{R}}^{nuit}(r, az, nd)\right]_t\right]_{az} \qquad (4\text{-}2)$$

L'opérateur $me[..]_t$ correspond à la médiane temporelle et $me[..]_{az}$ à la médiane spatiale pour les cibles situées à la distance $r$. $\zeta_R^{jour}(r)$ est défini de la même façon pour les jours. De même, pour un azimut $az$ donné, nous pouvons calculer les médianes $\zeta_R^{nuit}(az)$ et $\zeta_R^{jour}(az)$ :

$$\zeta_R^{jour\ ou\ nuit}(az) = me\left[me\left[\mathrm{SDV}_{\mathrm{R}}^{jour\ ou\ nuit}(r, az, nd)\right]_t\right]_r \qquad (4\text{-}3)$$

L'opérateur $me[..]_r$ correspond à la médiane spatiale pour toutes les cibles situées dans l'azimut $az$. Cette médiane est calculée sur les 92 médianes temporelles du jour ou de la nuit. De même pour les mesures in-situ $\zeta_{in-situ}^{nuit}$ est défini par :

$$\zeta_{\mathrm{in-situ}}^{nuit} = me\left[\mathrm{SDV}_{\mathrm{in-situ}}^{nuit}(nd)\right]_t \qquad (4\text{-}4)$$

Et de la même façon pour le jour. Le choix de la médiane permet d'éviter de donner trop d'importance aux valeurs extrêmes.

## 4.2.2. Analyses statistiques de la variabilité

### *4.2.2.1. Gamme de variabilités saisonnières par distances*

Nous nous sommes alors penchés sur les gammes de variabilités saisonnières par distances. La Figure 4-10 (été et hiver) montre la variabilité saisonnière de $\zeta_R^{nuit}(r)$ et $\zeta_R^{jour}(r)$ en fonction de la distance $r$. Pour quantifier la largeur de la distribution de l'indicateur de variabilité SDV les barres correspondant aux interquartiles de la médiane temporelle ont été tracées quand ils étaient disponibles (cf. Figure 3-4). Pour la médiane spatiale l'étude est réalisée dans le paragraphe précédent. Comme il y a significativement moins de cibles disponibles après 17-18 km, ces barres ne donnent pas une estimation très précise de la distribution spatiale des variabilités pour les distances élevées. A titre de comparaison nous avons également tracé les variabilités saisonnières $\zeta_{\text{in-situ}}^{nuit}$ et $\zeta_{\text{in-situ}}^{jour}$ et les interquartiles correspondant sur le même graphique en magenta pour le jour et cyan pour la nuit à la distance $r = 0$ km.

### *4.2.2.2. Conditions aux limites*

Deux autres courbes ont été ajoutées pour montrer les limites absolues de cette étude statistique. D'une part la courbe verte en tireté est obtenue en calculant la variabilité (dans les mêmes conditions) qu'aurait une cible dont la phase du signal rétrodiffusé varierait aléatoirement entre $-\pi$ et $\pi$. D'autre part, la courbe noire en tireté est obtenue en calculant la variabilité qu'aurait une cible dont la phase du signal varierait uniformément dans un intervalle ne dépassant pas les niveaux de quantification.

### *4.2.2.3. Analyse des résultats*

Plusieurs résultats peuvent être tirés de la Figure 4-10 :

- Pour commencer, toutes les données sont situées entre les limites (courbes verte et noire) ce qui légitime entièrement le signal observé ici.
- Le contraste entre le jour et la nuit est notable, notamment en été (facteur 5), il est moins marqué mais existe également en hiver (facteur 2). $\zeta_R^{jour}(r)$ est plus fort en été qu'en hiver (5 à 10 fois) ce qui était attendu compte tenu des caractéristiques de la couche limite diurne en été.
- Nous observons que les barres des interquartiles sont 5 à 10 fois plus faibles pendant l'été le jour ce qui signifie que l'écart-type de variabilité pour toutes les journées estivales prend des valeurs proches pour l'ensemble les cibles situées à

une distance $r$ du radar. Cette constatation permet de donner une caractéristique saisonnière de la variabilité mesurée.

- De plus, quelle que soit la période considérée, $\zeta_R^{nuit}(r)$ et $\zeta_R^{jour}(r)$ décroissent avec la distance.
- Toutefois, après 18-20 km, les médianes sont assez proches de la limite « haute » ce qui indique que la phase est quasiment uniformément distribuée pour ces pixels, tant durant l'été que l'hiver, quasiment systématiquement le jour et souvent la nuit.
- La dispersion donnée par les barres interquartiles montre que l'indicateur $\mathrm{SDV}_\mathrm{R}^{nuit}$ peut prendre plus de valeurs selon les nuits considérées que $\mathrm{SDV}_\mathrm{R}^{jour}$. La stratification de la couche limite nocturne et l'altitude des mesures effectuées peuvent expliquer ce comportement. En effet, comme toutes les cibles ne caractérisent pas la même altitude (c'est également le cas pour la tour Eiffel cf. §4.1.2.1) de mesure, il est possible que selon les caractéristiques de l'atmosphère traversée, la variabilité de la réfractivité ne soit pas identique.

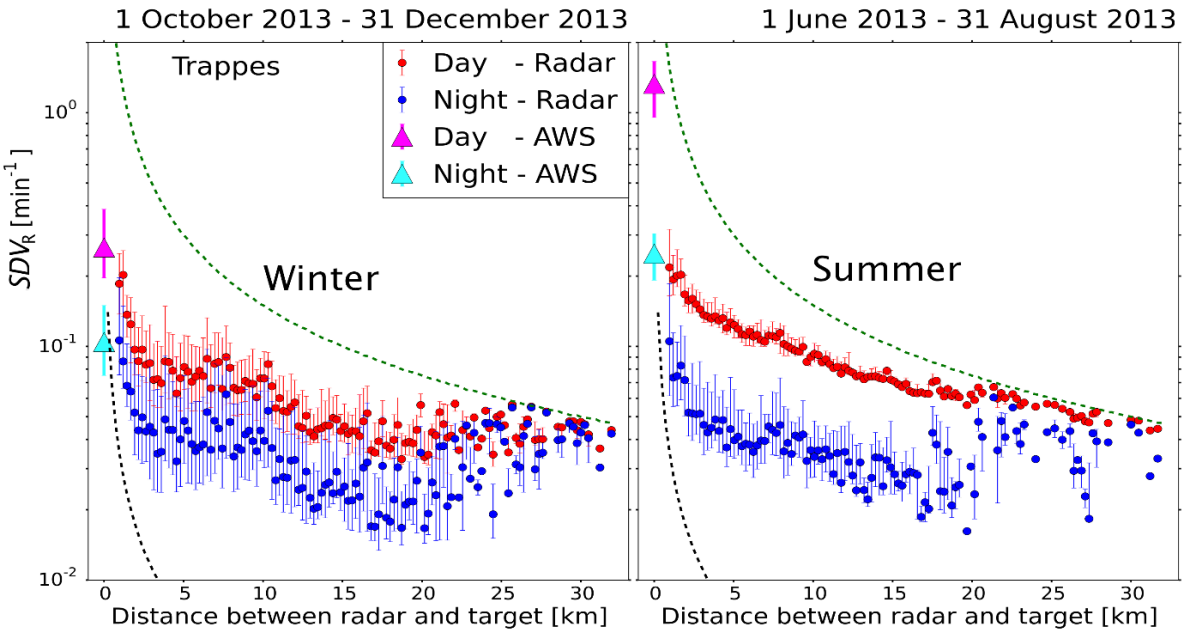


*Figure 4-10 : Etude des variabilités en fonction de la distance entre le radar et les cibles. (à gauche) du 1er octobre au 31 décembre et (à droite) du 1er juin au 31 août 2013. La courbe verte en pointillé représente la variabilité d'une cible dont la phase varierait aléatoirement selon une loi uniforme entre $-\pi$ et $\pi$. De même la droite noire en pointillé est donnée par le calcul de la variabilité qu'aurait une cible dont la phase varierait selon une loi uniforme dans un intervalle ne dépassant pas le pas de quantification (±1.40°). Les barres correspondent aux 1ers et 3èmes quartiles quand ils étaient disponibles.*

Comme observé précédemment avec le jeu de référence (Chap. 4.1.1) la variabilité décroît avec la distance $r$ en été comme en hiver, de jour comme de nuit. Il est alors logique de considérer que l'atmosphère observée n'est pas homogène entre le radar et la cible, mais

qu'elle est constituée de cellules de différentes tailles, chacune caractérisée par une valeur de réfractivité locale. Ces structures vont affecter la « paille » dans laquelle l'onde électromagnétique se propage, et le radar mesure une réfractivité moyenne caractéristique de l'atmosphère traversée à l'instant de mesure. La mesure de la réfractivité moyennée sur le trajet va entraîner une décroissance de la variabilité avec la distance.

#### *4.2.2.4. Gamme de variabilités par azimut et impact de la topographie*

La topographie autour du radar de Trappes présente les caractéristiques suivantes (Figure 4-11) : on retrouve au sud le plateau de Beauce et au sud-ouest le plateau de Saclay (altitudes comprises entre 160 et 230 m), la vallée de l'Yvette découpe le plateau de Saclay (60 à 120 m) tandis que la vallée de l'Orge est tracée plus au sud. Au nord-est et au nord du radar on voit très nettement la vallée de la Seine (points les plus bas, entre 20 et 60 m). Compte tenu de cette configuration topographique on comprend aisément que selon l'altitude des cibles et leur hauteur, la mesure radar ne sera pas caractéristique de la même partie de l'atmosphère, notamment pour les cibles présentes en vallée de Seine et dont la « paille » d'atmosphère traversée par les ondes électromagnétiques est parfois située au-dessus de la couche limite nocturne (cf. cas de la Tour Eiffel §4.1.2.2). On peut alors regarder la variabilité mesurée en séparant les azimuts : la variabilité d'un groupe de cibles situé au sud/sud-est du radar et celle mesurée pour un groupe de cible au nord/nord-est du radar.

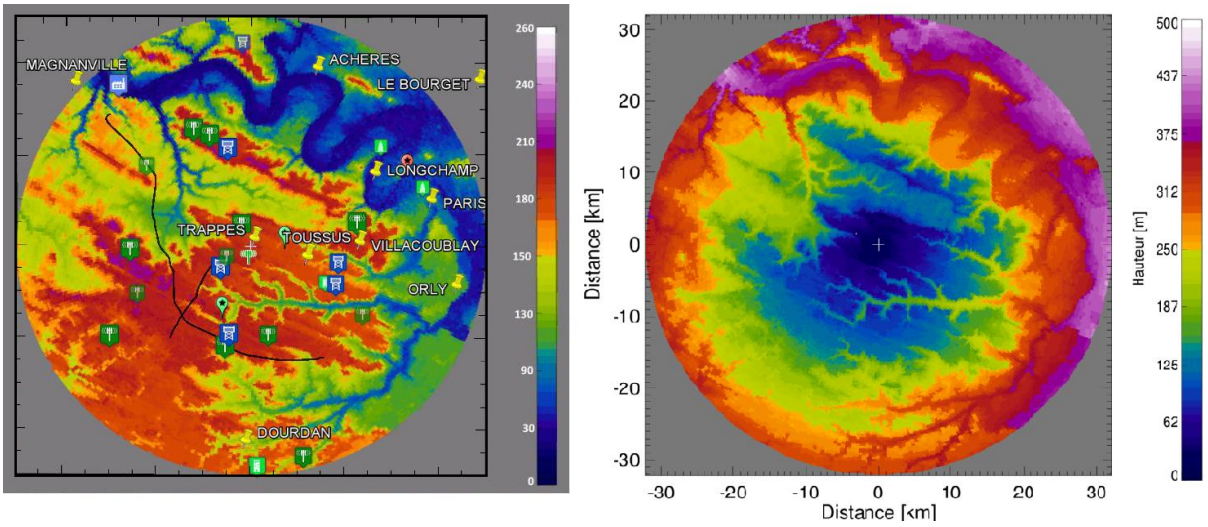


*Figure 4-11 : Topographie autour de Trappes et principales cibles de références (à gauche). Hauteur du centre du faisceau radar à l'élévation 0.4° par rapport au sol à droite.*

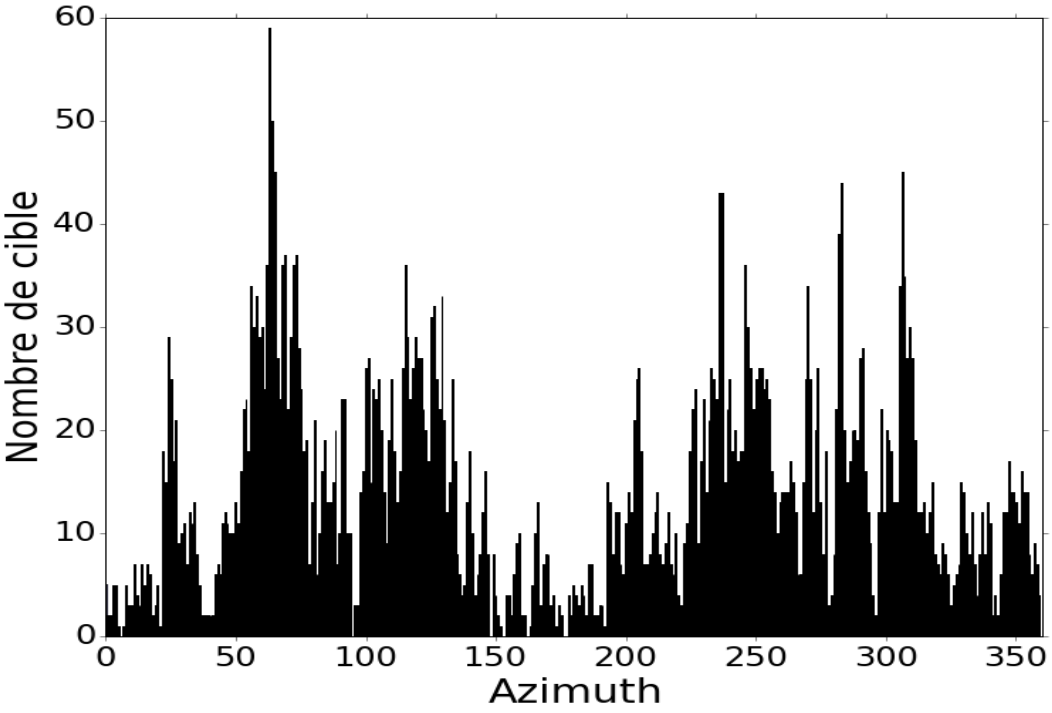


*Figure 4-12 : Distribution du nombre de cibles en fonction de l'azimut avec une résolution de 0.5° correspondant à la résolution du radar.*

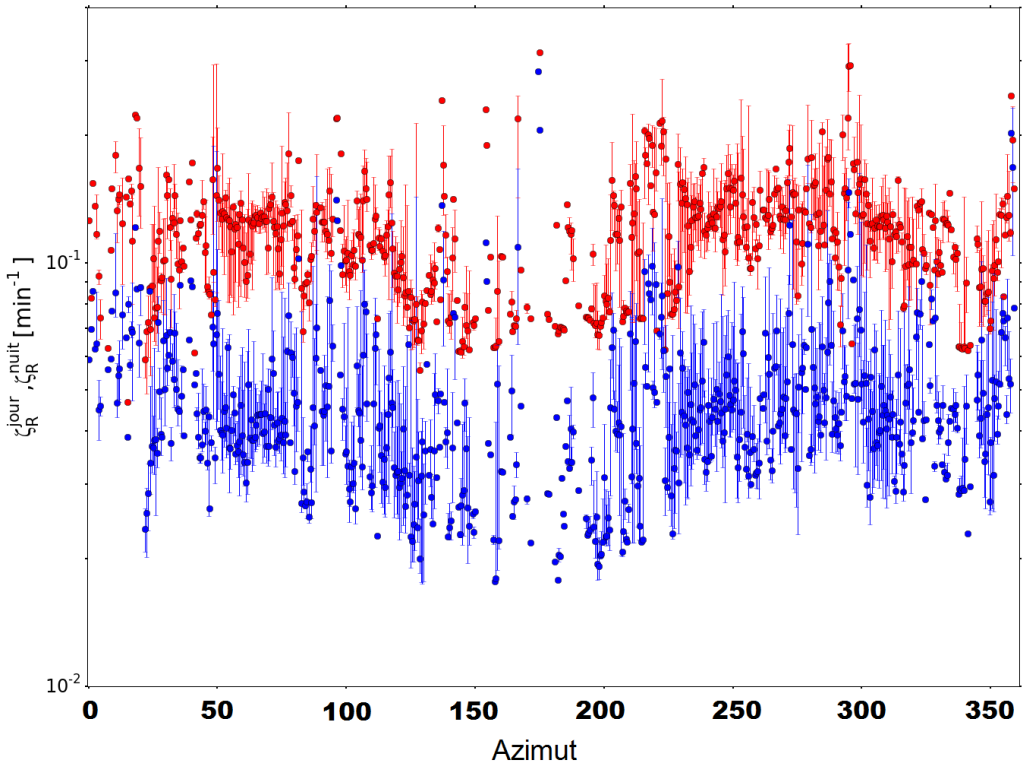


*Figure 4-13 : Variabilité estivale de jour (en rouge) et de nuit (en bleu) (Juin, juillet et août) par azimut. Les barres correspondent aux 1$^{ers}$ et 3$^{ièmes}$ quartiles quand ils étaient disponibles*

Compte tenu de la répartition spatiale des cibles autour du radar de Trappes (Figure 4-12) la comparaison du niveau de variabilité saisonnière ne peut pas être faite pour deux secteurs d'azimuts : *i)* plein sud, de 150° à 200°, exception faite de 3 azimuts contenant plus d'une dizaine de cibles, et *ii)* plein nord, entre 355° et 20°. La Figure 4-13 détaille pour les 720 azimuts disponibles (tous les 0.5°) les médianes ainsi calculées pour la saison estivale (mois de juin, juillet et août 2013). On constate les points suivants :

- La différence jour/nuit est forte, ce qui correspond à ce qui a été observé avec les cibles de référence.
- La moyenne glissante sur 15° d'azimut montre un secteur d'azimuts entre 200° et 300° avec des valeurs de $\zeta_R^{jour\ et\ nuit}$ plus importantes soit des secteurs SSO à ONO. Or les vents dominants sont dans cet axe sur la région parisienne.
- Un deuxième pic de valeurs élevées est présent dans le secteur 20° à 110° soit des secteurs NNE à ESE donc toujours dans l'axe du vent. Il est toutefois moins élevé le jour et plus élevé la nuit, ce qui peut être lié à l'influence de la topographie.
- Des valeurs plus faibles sont observées pour les secteurs perpendiculaires aux vents dominants pour lesquels on peut faire une mesure : 110-145° (ESE-SE) et 305-350° (ONO-NNO).
- Pour les azimuts avec peu de cibles disponibles, la valeur calculée correspond environ à la médiane des valeurs pour les quelques distances $r$ concernées. Par exemple, en secteur sud, pour l'azimut 181.5°, seul un groupe de cibles situées à 14 km convient à la mesure de variabilité de réfractivité. Or la valeur obtenue correspond exactement à celle de $\zeta_R^{jour\ et\ nuit}(r = 14\ km)$ pour le jour et pour la nuit à la distance de 14 km. Lorsque peu de cibles sont disponibles, ou lorsqu'il y a uniquement quelques cibles disponibles, nous obtenons la même information que sur la Figure 4-10 ci-dessus. On peut donc exclure les secteurs SSE à SSO (150° à 200°) à quelques exceptions azimutales près, ainsi que le secteur N (355-00°).

On observe à l'échelle saisonnière des plus fortes valeurs de variabilité de la réfractivité mesurée par le radar dans l'axe des vents dominants et des plus faibles valeurs dans l'axe perpendiculaire. Cette information pourra être validée en observant plus précisément ces variabilités en séparant les journées en fonction de la direction des vents ou en étudiant précisément une journée avec des vents de secteur dominant et une autre journée avec des vents perpendiculaires à ce secteur.

#### *4.2.2.5. Interprétation et hypothèses d'analyse*

La variabilité de la réfractivité moyennée diminue avec la distance, ce qui résulte de l'inhomogénéité de l'atmosphère sur le chemin du radar à la cible. Un modèle basé sur la

notion de bulles atmosphériques de taille variable semble être le plus pertinent pour expliquer cette atténuation avec la distance et les différences observées entre une journée estivale et les autres périodes. Cette interprétation est confirmée par une simulation qui s'appuie sur la théorie de la turbulence figée explicitée dans le chapitre suivant.

# Chapitre 5 Réfractivité intégrée, hypothèse de Taylor, degrés de liberté et différentiation spatiale.

Dans le chapitre précédent, l'intercomparaison des mesures de la variabilité de la réfractivité nous a permis d'établir que i\ l'amplitude de la variabilité de la réfractivité radar, pour des périodes temporelles supérieures à 2 heures, est plus faible que l'amplitude de la variabilité de la réfractivité mesurée par l'in-situ, et ce systématiquement en été, ii\ pour une journée ou une saison donnée, l'amplitude de la variabilité de la réfractivité radar moyennée diminue pour des distances radar/cible croissantes. Nous avons pu établir que ces deux résultats sont plus marqués en journée et en été, lorsque l'inhomogénéité du milieu traversé est plus importante. Le processus de moyenne lors de la mesure par intégration sur l'atmosphère traversée par les ondes électromagnétiques à l'aller vers la cible et au retour vers le radar, est sans nul doute à l'origine de ces observations.

Afin de mettre en relation les variabilités, une simulation du signal de réfractivité radar a été réalisée à partir du jeu de données in-situ et de l'hypothèse de la turbulence figée transportée par le vent moyen développée par *Taylor (1938)*. Cette modélisation permet de transformer la série temporelle échantillonnée par la station automatique en une série spatiale, avec un échantillonnage dépendant de la résolution temporelle des mesures in-situ et de la vitesse du vent moyen sur une heure. Ce principe a déjà été mis en œuvre dans des études antérieures, notamment par *Besson et al. 2012*. Dans un premier temps, nous présentons le contexte théorique et les hypothèses nécessaires à la mise en œuvre du modèle de turbulence figée advectée par le vent. Puis, nous évaluerons l'apport du modèle de Taylor dans la restitution des caractéristiques de la variabilité de la réfractivité moyennée mesurée par radar (ces développements ont fait l'objet de la publication, *Hallali et al. 2016*, jointe en annexe 1). Dans un second temps, nous regarderons quelles simplifications peuvent s'appliquer à ce modèle et enfin, nous verrons comment une déclinaison statistique et théorique de la différenciation spatiale peut nous conduire à un indicateur local et intégré de l'état turbulent de l'atmosphère.

## 5.1. Turbulence atmosphérique

Compte tenu de la résolution spatio-temporelle de nos mesures, les inhomogénéités de l'atmosphère affectant le trajet des ondes électromagnétiques sont très probablement causées par des structures turbulentes ou des ondes. Cette première partie vise à préciser certaines caractéristiques et propriétés de la turbulence dans la couche limite. Nous axerons plus particulièrement ces précisions en décrivant les caractéristiques et propriétés du vent.

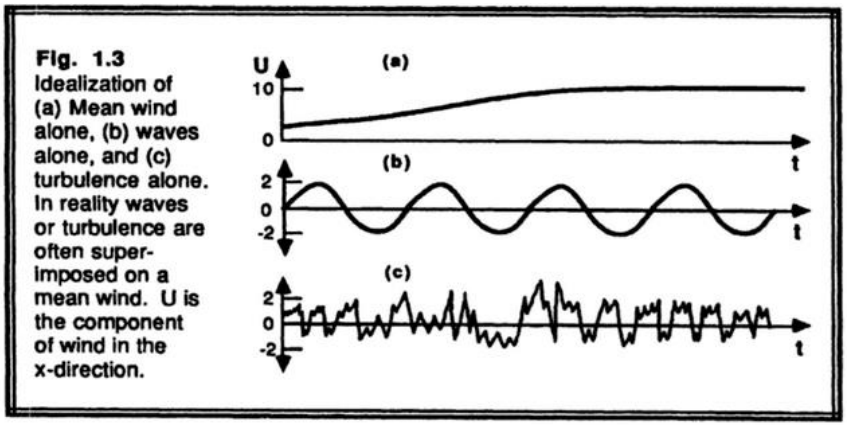


*Figure 5-1 : extrait de Stull (1988), dans l'idéal, nous pourrions séparer (a) le vent moyen seul, (b) les ondes seules et (c) la turbulence seule. En réalité une combinaison des trois composantes est à l'origine du vent observé dans l'atmosphère*

La turbulence est le terme qui décrit habituellement la composante aléatoire à hautes fréquences du vent qui se superpose au vent moyen synoptique ou à la composante déterministe à basses fréquences (*Stull 1988*, Figure 5-1) :

- Le transport horizontal de l'humidité, de la chaleur, de la quantité de mouvement ou de la concentration en aérosols est généralement assuré par le vent moyen synoptique. Tout ceci est bien décrit par le processus d'advection ;
- Les ondes de gravité, et plus généralement les phénomènes ondulatoires, sont liés à la composante déterministe à basses fréquences du vent. Dans une couche limite stable et préférentiellement nocturne, lorsque le profil vertical de température est inversé, on peut observer cette composante déterministe qui sera à l'origine du transport d'énergie ou de quantité de mouvement ;
- La turbulence quant à elle est un processus majeur du transport vertical d'humidité, de chaleur, d'aérosols et de quantité de mouvement. On peut la décrire comme une superposition de tourbillons turbulents de tailles et de durées de vie variables. La gamme des tailles caractéristique de ces tourbillons est généralement comprise entre 100 et 3000 mètres, même s'il existe également des tourbillons beaucoup plus petits, de l'ordre du millimètre (*Taylor 1938*). L'intensité relative

de ces différentes échelles de structures turbulentes définit le spectre de la turbulence. On peut assister à des transferts d'énergie provoqués par des interactions entre les différentes échelles turbulentes. Parmi les processus à l'origine de la turbulence, citons :

- le chauffage exercé par le rayonnement solaire sur la surface terrestre, à l'origine de courants atmosphériques ascendants et subsidents, associés aux tourbillons de plus grandes tailles. Dans notre cas, ce sont eux qui influenceront en grande partie notre étude ;
- le cisaillement de vent ;
- les variations de la rugosité du sol, généralement provoquées par des changements de couvert végétal, par la topographie, ou par la présence d'obstacle à l'écoulement atmosphérique comme tous les bâtiments. Ils génèrent alors des structures turbulentes à l'aval de l'obstacle. Ce type de structures influencera les mesures effectuées pendant la campagne TeMeRAiRE (Chapitre 6 et 7).

Ces processus s'atténuent avec l'altitude, jusqu'à l'atmosphère libre qui peut se situer à quelques centaines de mètres dans le cas de fortes inversions de températures ou de 1500 à 3000 mètres lorsque la couche limite est fortement convective. Des études (*Pasquill 1961; Turner 1970; Turner 1997*) ont permis de distinguer plusieurs classes d'agitation de l'atmosphère en fonction des paramètres précités, en particulier l'intensité du rayonnement solaire incident et la force du vent moyen mesuré à 10 mètres (Tableau 1). Ces classes de stabilité peuvent être associées à des conditions météorologiques données. Quelques points importants doivent être précisés ici :

- de jour, l'instabilité atmosphérique croît avec l'intensité du rayonnement tandis qu'elle est atténuée lorsque le vent forcit ;
- de nuit, la stabilité décroît avec la couverture nuageuse et lorsque le vent forcit.

| Vent moyen à 10 m (en m.s$^{-1}$) | Rayonnement solaire incident | | | Nébulosité nocturne | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Fort | Modéré | Faible | ≥4 octas | < 3 octas |
| < 2 | A | A – B | B | E | F |
| 2 – 3 | A – B | B | C | E | F |
| 3 – 5 | B | B – C | C | D | E |
| 5 – 6 | C | C – D | D | D | D |
| > 6 | C | D | D | D | D |

*Tableau 1 : Description des classes de stabilité ou d'instabilité atmosphériques décrites par Pasquill (1961). Les classes s'étendent de (A) : très instable à (F) : très stable. La classe (D) correspond à une atmosphère neutre associée à des périodes à faible rayonnement et vent fort ou forte nébulosité et fort vent nocturne.*

Ces quelques précisions sur les caractéristiques et les propriétés du vent dans la couche limite de l'atmosphère nous permettent de mieux comprendre les hypothèses énoncées dans le modèle de la turbulence figée établi par Taylor.

## 5.2. Le modèle de Taylor ou la spatialisation du temps

### 5.2.1. Description du modèle statistique

L'hypothèse de Taylor permet de passer d'une description ponctuelle temporelle à une simulation statistique « spatialisée » de l'atmosphère en utilisant le vent comme outil de propagation des structures turbulentes mesurées ponctuellement. Le modèle donc est valable moyennant des hypothèses sur le vent, son cisaillement, l'intensité de la turbulence et son évolution temporelle pendant l'intégration. Dans notre cas nous avons utilisé le modèle statistique permettant de passer d'une série temporelle de réfractivité à une simulation de la structure spatiale de l'atmosphère. Par récurrence on obtient une évolution temporelle de la structure spatiale de l'atmosphère et de son évolution dans le temps (partiellement dans l'axe du vent).

### 5.2.2. Modèle utilisé et hypothèses

Le modèle statistique utilisé nécessite quelques hypothèses sur les caractéristiques de l'atmosphère :

- Les propriétés statistiques des tourbillons doivent évoluer avec une échelle de temps plus grande que la durée de déplacement du tourbillon entre le radar et la cible. Cela suppose que la vitesse turbulente $u'$ soit petite devant l'intensité du vent moyen $u$ ;

- la durée de la série temporelle advectée, égale au rapport de la distance à laquelle on souhaite propager la turbulence à la vitesse du vent moyen ($r/u$), doit être suffisamment brève pour considérer que l'advection est pertinente ;
- le cisaillement du vent moyen, tant en intensité qu'en direction, doit être suffisamment faible pour considérer que la turbulence est figée ;
- les caractéristiques statistiques de la turbulence doivent être supposées isotropes si l'on souhaite la propager dans d'autres directions que celle du vent moyen.

Il s'agira de vérifier, dans la mesure du possible, les hypothèses énoncées ci-dessus pendant les durées d'application du modèle. On peut supposer ces hypothèses valables si elles sont respectées pendant une durée longue par rapport au temps d'intégration.

### 5.2.3. Limitation de la méthode

Ce modèle a une limite immédiate, la vitesse du vent. Une journée avec un vent très faible peut être fortement turbulente, sans pour autant qu'il y ait advection. L'application du modèle dans ce cas précis ne permettra pas d'obtenir des résultats. Toutefois, si le vent est très faible, une turbulence résiduelle peut persister quelques instants alors qu'une application stricte du modèle la ferait tout bonnement disparaître. L'hypothèse de turbulence isotrope est très forte et rarement vérifiée dans les faits. Toutefois, même si ce n'est pas le cas, les caractéristiques statistiques dans la direction du vent seront conservées. Il suffit donc de se restreindre aux cibles situées dans l'axe du vent.

La mise en œuvre de cette hypothèse est lourde d'un point de vue des hypothèses et des calculs pour les comparaisons entre radar et « radar simulé ». Comme nous le verrons dans le §5.4 on peut utiliser une logique plus simple permettant également d'obtenir des résultats sans le formalisme et les contraintes que les hypothèses imposent à notre jeu de données.

## 5.3. Application aux données

Les périodes favorables sont celles pendant lesquelles le vent présente une bonne stabilité temporelle, en intensité et en direction, afin de limiter les effets de perturbations dues au cisaillement. Pour cela nous utilisons la mesure du vent à 10m de la station de Trappes. Nous n'avions pas accès à une information sur le cisaillement vertical, il ne sera donc pas pris en compte ici. Par ailleurs, comme l'étendue du domaine couvert par la spatialisation dépend de la vitesse moyenne du vent, cette dernière ne doit pas être trop

faible. Les mesures de vent sont disponibles au pas de temps 6 minutes pour les mois de juillet et de décembre. Pour chaque station, l'écart type du signal sur 2 heures est calculé pour la force et la direction du vent après application d'un filtre médian pour corriger les valeurs aberrantes et interpoler les données manquantes. Ces valeurs permettent d'estimer la variabilité à basses fréquences des paramètres du vent. On évalue également la variabilité haute fréquence en calculant l'écart-type des différences entre l'intensité moyenne du vent et l'intensité du signal obtenu après application du filtre médian.

Ainsi, on peut estimer l'homogénéité spatiale des paramètres du vent, avec un pas de 24 h, sur des périodes de 2 à 4 jours afin d'effectuer la simulation sur des périodes assez grandes. Les périodes sélectionnées ont des écart-types les plus faibles possibles, en évitant que l'intensité moyenne ne soit trop faible. Ces critères permettent de définir 2 périodes favorables que nous utiliserons dans le reste de l'étude :

- une séquence de quatre jours en été, du 10 au 13 juillet 2013, pendant laquelle le vent souffle de secteur nord à nord-est à la station de Trappes, avec une force moyenne modulée par le cycle diurne, de l'ordre de 2 m/s la nuit et de 4 m/s en journée ;
- une séquence de trois jours en hiver, du 15 au 17 décembre 2013, pendant laquelle le vent souffle de secteur sud à sud-ouest à la station de Trappes, avec une force moyenne de l'ordre de 3 à 4 m/s (soit 11 à 14 km/h) à la station de Trappes, sans effet diurne marqué.

La première étape du travail consiste alors à simuler l'atmosphère que « verrait » le radar à partir du signal in-situ pour des cibles situées à des distances croissantes.

### 5.3.1. Radar « simulé » à partir de l'in-situ

Pour la réfractivité, l'hypothèse de la turbulence figée peut se traduire par la relation $\frac{dN}{dt} = 0$ dans un repère qui se déplace avec le vent. Si l'on considère $x$ la variable d'espace, cette expression peut être développée et faire apparaître le terme d'advection selon $\frac{\partial N}{\partial t} = -u\frac{\partial N}{\partial x}$. La valeur de $N$ à un instant $t$ au point situé à la distance $x$ de la station dans la direction où souffle un vent moyen d'intensité $u$ (supposée constante) est identique à la valeur de la réfractivité mesurée à l'instant $t - \frac{x}{u}$ soit :

$$N(x,t) = N\left(0, t - \frac{x}{u}\right) \qquad (5\text{-}1)$$

Cette relation se traduit par un couplage entre variations temporelle et spatiale de la réfractivité. A partir d'une série temporelle de réfractivité in-situ on peut grâce à cette méthode obtenir une série spatiale résultant de la propagation de la série temporelle sur la distance $x_a$ au temps $t_a$. Puis la construction de l'évolution temporelle de la série spatiale est faite par récurrence. Les structures turbulentes cohérentes « passent » dans le domaine spatial $[0, x_a]$ en un temps dépendant de la vitesse moyenne sur deux heures du vent. Nous calculons alors pour chaque pas de temps la réfractivité moyennée sur ce domaine :

$$N_m(x_a, t) = \frac{1}{x_a}\int_0^{x_a} N(x,t)dx \qquad (5\text{-}2)$$

On cherche à comparer les écart-types glissants calculés sur 2 h sur des taux de variations d'une série temporelle de réfractivité mesurée par radar et d'une série temporelle de réfractivité spatialisée à partir des données in-situ. Pour effectuer cette comparaison, la réfractivité moyennée sur la ligne de visée entre le radar et la cible définie par l'équation (1-7) sera utilisée dans le calcul du $SDV_{sim}$.

Pour le radar, la réfractivité mesurée est la réfractivité moyennée sur le trajet entre le radar et la cible. Le modèle de Taylor permet à partir de l'in-situ de simuler les valeurs que prend la réfractivité tout au long des lignes de visée vers les cibles. Il est donc possible de moyenner pour obtenir la réfractivité simulée pour un radar et 12 cibles situées à des distances croissantes, comprises entre 1 et 12 km. La spatialisation est effectuée sur des périodes de deux heures, la vitesse de l'advection étant calculée à partir du vent à 10 mètres moyenné sur 1h. Par exemple, pour une vitesse du vent moyen de 4 m/s (soit 15 km/h environ), le pas d'échantillonnage spatial vaut $\delta x = u\,\Delta t$ (avec $\Delta t$ = 5min) soit 1200 m. Au bout de 2 heures, le domaine de spatialisation atteint alors 28.8 km. L'algorithme mis en œuvre pour le calcul intégral est celui de la méthode des trapèzes.

Néanmoins la mise en œuvre du calcul intégral nécessite de prendre quelques précautions :

- si le vent est faible, le domaine de spatialisation ne sera pas aussi important, et dans ce cas certaines cibles pourraient ne pas être atteintes. La nuit, le vent est plus faible et pour une vitesse d'advection classiquement observée de 0.5 m/s, la cible la plus lointaine atteignable en 2 h sera à 3.6 km ;
- la simulation nécessite un calcul de somme le long du trajet exact entre le radar et la cible ; a priori le point où se trouve la cible n'a aucune raison de coïncider

avec un des points résultant de la procédure de propagation du signal de réfractivité mesuré in situ. Pour parer à cette éventualité, le dernier pas du calcul intégral sera obtenu après une interpolation spatiale entre les deux derniers points obtenus pour la réfractivité spatialisée ;

- l'hypothèse d'isotropie des caractéristiques statistiques de la turbulence est supposée valide.

La méthode utilisée et illustrée par la Figure 5-2 permet d'obtenir des séries temporelles de réfractivité moyennées simulées sur un trajet entre le radar et une cible. La caractérisation de l'état d'agitation de l'atmosphère résultant de la simulation suit la même méthodologie que celle appliquée aux mesures de réfractivité radar et in-situ, exposée dans le chapitre précédent. De la même façon, les calculs des SDV sont effectués sur les trois séries de valeurs.

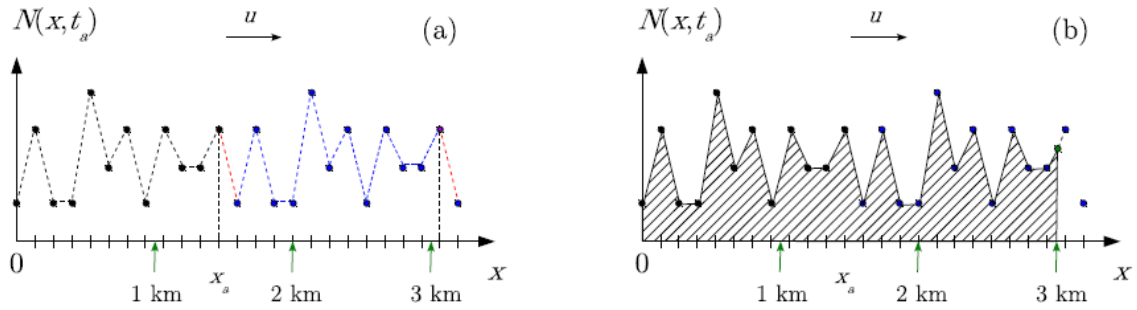


*Figure 5-2 : Spatialisation de la réfractivité in situ sur le trajet entre le radar, positionné à l'origine de l'axe et trois cibles distantes de 1, 2 et 3 km. La figure (a) présente la propagation du signal de réfractivité jusqu'aux trois cibles. Les pastilles noires représentent les mesures in situ enregistrées entre les dates 0 et $t_a$. La figure (b) illustre le calcul d'intégration du signal de réfractivité propagée sur le trajet entre le radar et la cible distante de 3 km. Le calcul discret utilise la méthode des trapèzes. Chaque trapèze est délimité dans sa partie supérieure par le segment de droite qui joint deux points de mesure consécutifs. Le dernier trapèze nécessite, pour un calcul précis, une interpolation linéaire entre les deux points de mesure qui l'encadrent.*

Nous obtenons alors les indicateurs de variabilité définis dans le chapitre 3 par les différentes équations (3-2) et (3-3), à savoir :

- $SDV_{in\text{-}situ}$ pour la variabilité de la réfractivité mesurée in situ,
- $SDV_R$ pour la variabilité de la réfractivité moyennée mesurée par radar ;
- *auxquels nous ajoutons le nouvel indicateur* $SDV_{sim}$ pour la variabilité de la réfractivité moyennée simulée pour le radar à partir de la propagation de la mesure in situ.

Tous ces écart-types s'expriment en unités de réfractivité par minute.

La Figure 5-3 présente les résultats de la simulation, à partir des données de la station météorologique de Trappes, de la variabilité $SDV_R$ que le radar mesurerait si la dispersion spatiale de la réfractivité le long du trajet entre la cible et le radar résultait de la propagation de la réfractivité mesurée in-situ dans le cadre des hypothèses de Taylor, respectivement pour une période hivernale du 15 au 17 décembre 2013, et pour une période estivale du 10 au 13 juillet 2013. La simulation est réalisée pour douze cibles virtuelles, distantes de 1 à 12 km du radar, par pas de 1 km, 5 sont représentées sur la figure. On retrouve les caractéristiques déjà observées de la variation diurne (cf. Chap 4 §2.1.) et de la variation saisonnière (cf. Chap 4 §2.2.) de l'agitation atmosphérique. L'effet de lissage due à l'intégration spatiale sur le trajet entre le radar et la cible est important et ceci dès le premier km. Ce phénomène de réduction d'amplitude de notre indicateur croît avec la distance d'éloignement, de façon non directement proportionnelle (courbes après 6 km). Même si le signal in-situ est sous échantillonné lorsque l'on considère les fluctuations atmosphériques haute fréquence, la propagation des caractéristiques statistiques de la variabilité est toutefois possible.

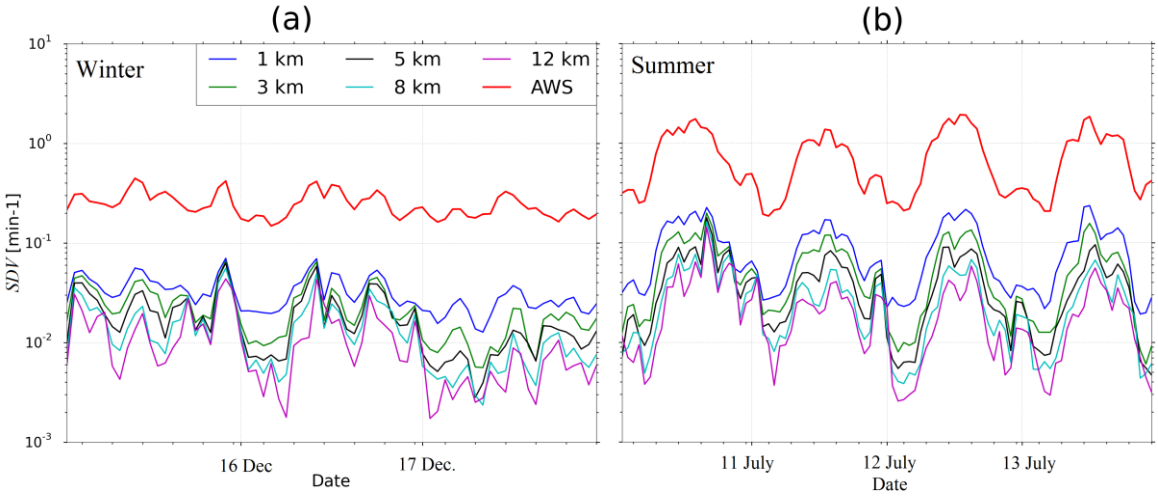


*Figure 5-3 : Simulation de la variabilité de la réfractivité moyennée spatialement à partir des données in-situ dans le cadre de l'application du modèle de Taylor de la turbulence figée advectée par le vent moyen. La réfractivité in-situ utilisée est mesurée à la station de Trappes. Cette méthode a été utilisée pour 12 cibles hypothétiques situées à des distances croissantes du radar. 5 cibles sont représentées ici pour des cibles fictives situées à 1 (bleu), 3 (vert), 5 (noir), 8 (cyan), et 12 km (magenta). La courbe rouge représente $SDV_{in\text{-}situ}$. Les périodes choisies pour le tracé sont à gauche du 15 au 17 décembre 2013 (a) et du 10 au 13 juillet (b).*

L'effet de lissage semble donc être bien mis en évidence grâce à cette première étape de simulation. Cet effet résulte effectivement d'une compensation partielle des fluctuations de la réfractivité le long du trajet entre le radar et la cible. En considérant le niveau du signal entre $SDV_{in\text{-}situ}$ et $SDV_{sim}$ (1 km), on peut penser que la turbulence impactant la mesure radar est dominée par des structures de tailles inférieures à 1 km.

A ce stade, il apparaît intéressant d'estimer dans quelle mesure le modèle de la turbulence figée advectée par le vent moyen permet de rendre compte de la variabilité de la réfractivité mesurée par radar.

### 5.3.2. Comparaison radar/radar « simulé »

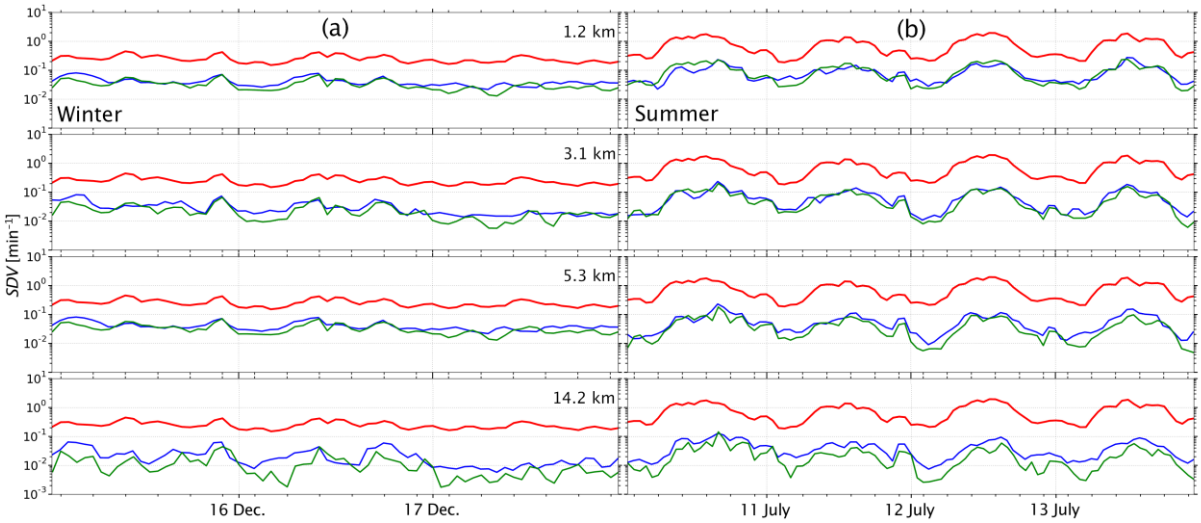


*Figure 5-4 : Comparaison des séries temporelles des écarts types glissants pour l'in-situ de Trappes ($SDV_{in\text{-}situ}$ en rouge), la simulation ($SDV_{sim}$ en vert) et le radar ($SDV_R$ en bleu). $SDV_{sim}$ sont obtenus par l'utilisation du modèle de Taylor pour des cibles fictives situées dans l'axe du vent à des distances croissantes de 1.2 km, 3.1 km, 5.3 km et 14.2 km. La figure (a) est tracée pour la période hivernale comprise entre le 15 et le 17 décembre et la figure de droite (b) est tracée pour la période du 10 au 13 Juillet 2013. Les cibles utilisées (en bleu) sont approximativement toutes dans un cône de 20 à 30° d'azimut sous le vent par rapport au point de mesure de Trappes.*

La Figure 5-4 présente la comparaison de la variabilité de la réfractivité mesurée par radar $SDV_R$ et simulée pour le radar $SDV_{sim}$ dans le cadre de l'hypothèse de turbulence figée de Taylor, respectivement pour la période hivernale, du 15 au 17 décembre 2013, et pour la période estivale, du 10 au 13 juillet 2013. La comparaison est présentée pour trois cibles issues de la sélection de cibles de référence à des distances d'éloignement du radar de 1.2 km, 3.1 km et 5.3 km. Pour ces trois cibles, la comparaison s'effectue avec les séries temporelles de variabilité de la réfractivité simulée pour le radar pour des cibles fictives distantes respectivement de 1.3 et 5 km du radar.

La Figure 5-4 dans son ensemble nous permet de constater un bon accord global entre l'observation et la simulation. La variabilité simulée est comparable en amplitude à celle mesurée par le radar, tant l'hiver que l'été. La variabilité simulée est légèrement moins intense ce qui peut être dû, soit à un effet de sous-échantillonnage de la donnée in-situ, soit que le modèle d'advection est trop simpliste pour expliquer toute la variabilité observée par le radar.

La simulation se révèle plutôt convaincante lorsqu'elle parvient à reproduire également les petits décalages temporels entre les maxima de variabilité in-situ et radar. Ce phénomène est bien illustré le 10 juillet où l'on constate que la structure du maximum de variabilité radar est bien reproduite par la simulation, notamment pour les cibles à 3 et 5 km (parfaitement sous le vent du radar). L'examen de la situation météorologique de la journée du 10 juillet présente en effet des caractéristiques favorables au bon accord observé : conditions stationnaires, faible cisaillement de vent.

## 5.4. Degrés de liberté et simplifications

L'application du modèle de Taylor nécessite des hypothèses lourdes ainsi que des calculs importants. Considérant que près de la moitié de la variance du signal de variabilité de la réfractivité est perdue dès le premier km d'intégration, nous pensons que des simplifications peuvent s'appliquer, notamment en prenant en compte la vitesse du vent et la distance des cibles utilisées pour calculer un $SDV_{sim}$. Dans cette partie nous regarderons dans quelle mesure nous pouvons appliquer ces simplifications au modèle utilisé.

### 5.4.1. Autocorrélation du signal de réfractivité in-situ

Nous avons mentionné le fait que la turbulence résultait d'une superposition de tourbillons de tailles et de durées de vie différentes. Dans ce cadre, il est sans doute possible, moyennant des données échantillonnées suffisamment fréquemment, de mettre en évidence une échelle caractéristique des structures turbulentes à l'examen des séries temporelles de la réfractivité mesurée par les capteurs in-situ. Nous avons donc regardé l'autocorrélation du signal de réfractivité in-situ.

### 5.4.2. Principe de base

L'autocorrélation d'un signal par lui-même permet de détecter des motifs répétés ou des régularités dans ce signal. Nous disposons des séries temporelles de réfractivité in-situ, *N(t)* échantillonnées à 1 min pour 13 stations autour du radar de Trappes et 18 stations autour du radar de Nîmes. Il sera possible de mettre en évidence des structures turbulentes dont la durée de cohérence dépasse le pas d'échantillonnage du signal, et le cas échéant d'estimer cette durée. En effet, nous avons fait l'hypothèse que l'atmosphère est structurée spatialement par des structures turbulentes cohérentes qui affectent nos mesures par radar. Au sein de ces structures cohérentes, nous supposons que les propriétés de l'atmosphère sont le plus souvent homogènes.

La fonction d'autocorrélation, notée $R_N(\tau)$ exprime le degré d'autocorrélation en fonction du délai temporel $\tau$ du signal $N(t)$ calculé à partir des mesures in-situ. Comme nous avons un échantillonnage discret, il est nécessaire que le délai temporel soit un multiple du pas d'échantillonnage $\Delta t$. On peut alors exprimer l'autocorrélation par la relation suivante :

$$R_N(\tau) = \frac{\overline{N'(t)N'(t+\tau)}}{\sigma_N^2} \qquad (5\text{-}3)$$

$N'(t)$ représente la composante « turbulente » du signal de réfractivité et $\sigma_N^2$ sa variance. Dans ce cas, si la turbulence est réellement figée, et comme nous utilisons une définition normalisée, il vient pour un décalage temporel T un décalage spatial $d$ mesuré dans la direction du vent moyen et égal à :

$$\mathrm{d} = \overline{\mathrm{u}}\,.\,\mathrm{T} \qquad (5\text{-}4)$$

Selon la distribution en taille des cellules turbulentes dans l'atmosphère, les temps de décalage $\tau$ vont être plus ou moins importants. Pour une vitesse de vent moyen donné, plus la structure est grande, plus elle sera associée à des variations lentes de la réfractivité et moins la décroissance de la fonction d'autocorrélation sera importante. On peut évaluer la durée de cohérence caractéristique des cellules par la relation :

$$L_T = \int_0^\infty R_N(\tau)d\tau \qquad (5\text{-}5)$$

Dans le cadre du modèle de la turbulence figée advectée par le vent moyen, la dimension caractéristique des structures turbulentes peut alors s'écrire :

$$L_X \approx \overline{\mathrm{u}}\, L_T \qquad (5\text{-}6)$$

Nous verrons dans la partie suivante l'application de cette méthode aux séries de données in-situ disponibles.

### 5.4.3. Autocorrélation des signaux in-situ.

Dans un premier temps, nous avons choisi de travailler avec les stations situées dans la direction d'où soufflent les vents dominants en région parisienne, pour le radar de Trappes et les in-situ alentours. Nous avons donc un jeu de données de 7 stations in-situ, avec un temps d'échantillonnage de 1 minute. Pour une date choisie, la fonction

d'autocorrélation discrète est calculée pour chaque station avec une séparation entre le jour et la nuit (de 0 à 5h UTC pour la nuit et de 11h à 16h UTC pour le jour). Nous avons choisi de faire le calcul pour des décalages temporels de $\tau = -48\,min$ à $\tau = +48\,min$. Toutefois, la symétrie de la fonction d'autocorrélation fait que nous avons 48 points porteurs d'information pour le temps d'échantillonnage d'une minute. Nous procédons enfin à une opération de moyenne sur les 7 fonctions d'autocorrélation obtenues pour le jour ou pour la nuit. Dans la mesure du possible, nous avons regardé des journées ensoleillées et les nuits attenantes.

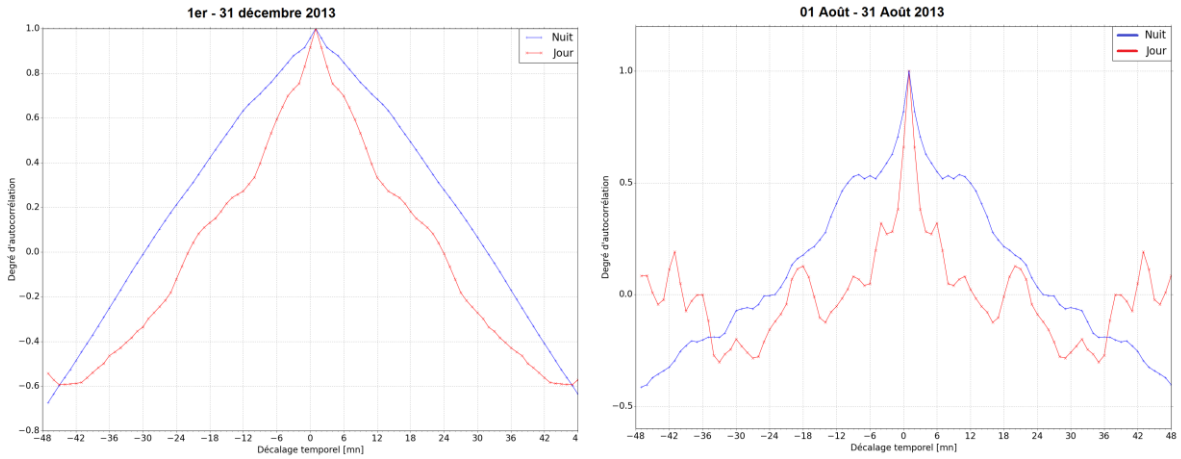


*Figure 5-5 : autocorrélation du signal moyenné sur un mois pour l'hiver (du 1er au 31 décembre) et pour l'été (du 1er au 31 août). Le signal de variabilité est séparé entre jour (en rouge) et nuit (en bleu).*

### 5.4.4. Résultats

La Figure 5-5 présente les résultats de ces calculs. La normalisation des fonctions permet de comparer les résultats en termes de temps de cohérence.

On peut évaluer le temps de cohérence des structures turbulentes en considérant la largeur à mi-hauteur de chacune des courbes présentées. L'examen de la figure pour l'hiver (à gauche) nous montre un temps de cohérence à mi-hauteur de 16 minutes pour la nuit et de 7.5 minutes pour le jour. Pour l'été (à droite) la largeur à mi-hauteur nous donne un temps de cohérence de 10 minutes pour la nuit et de 1.5 minute pour le jour. La diminution pour les jours d'été est plus abrupte que pour tous les autres cas, jusqu'à un palier de dé-corrélation proche de 0 et ce dès la 6ième minute de décalage temporel. Une comparaison entre les deux saisons nous montre des différences marquées de comportement. L'hiver, l'allure générale de la fonction d'autocorrélation diffère complètement puisque pour des temps de décalage de plus de 30 minutes, on passe à une corrélation proche de -0.6 à -0.8, quasiment au seuil de l'anti-corrélation. Comme nous étudions les taux de variation de la réfractivité en 5 minutes, certes échantillonnés à la minute pour l'in-situ, nous pouvons en conclure que :

- en été et de jour, la variabilité hautes fréquences (plus rapide que la minute) du signal de réfractivité in-situ est sous échantillonnée et le temps de cohérence, inférieur à 1.5 minutes …
- en été la nuit et en hiver, de jour comme de nuit, le temps de cohérence est supérieur à 5 minutes et atteint même 16 minutes pour les nuits d'hiver. Des structures de plus grandes dimensions doivent circuler compte tenu du fait que la fonction d'autocorrélation ne se comporte pas de la même façon et fini par montrer une anti corrélation pour les durées les plus importantes étudiées durant l'hiver.

Ces constatations nous montrent qu'il n'est pas possible de mettre en évidence de façon certaine une échelle caractéristique unique et permanente qui nous permettrait de caractériser la turbulence affectant notre dispositif. Cela ne nous permet pas d'espérer transporter point à point une description déterministe de grandes structures turbulentes cohérentes affectant notre dispositif par le modèle de Taylor. Cependant, cela ne remet pas en cause totalement son utilisation puisque nous caractérisons tout de même statistiquement une puissance associée à ces structures. Nous pouvons toutefois conclure que l'échantillonnage disponible nous permet d'estimer une puissance d'un « bruit blanc » associé à des **variations stochastiques de petite échelle** autour d'une valeur moyenne stable sur une échelle de temps de quelques heures par exemple.

### 5.4.5. Réduction du nombre de degré de liberté et simplification

Afin de simplifier les calculs assez conséquents mis en œuvre pour appliquer l'hypothèse de Taylor, nous proposons une méthode basée sur la réduction du degré de liberté en prenant en compte la vitesse du vent et la distance. En effet, comme le paragraphe précédent nous l'a montré, le signal de variabilité est sous-échantillonné l'été durant l'après-midi, ce phénomène est illustré par les temps d'autocorrélation du signal obtenus. Les figures des mesures in-situ présentées dans le chapitre 7 montrent également ce sous échantillonnage temporel (Figure 7-19 et Figure 7-24). La puissance du signal de SDV correspond alors pour l'in-situ à une estimation de la puissance d'un bruit blanc. La réduction du nombre de degrés de liberté est réalisée par l'application d'un coefficient calculé à partir du rapport entre la distance radar-cible et la vitesse du vent moyen sur une heure. L'estimation de la nouvelle puissance, et donc le calcul du $SDV_{sim}$ est réalisé sur la série temporelle de taux de variation de réfractivité ainsi obtenue, en utilisant l'équation :

$$SDV_{dl}^2 = \left(\frac{r}{u}\right)^2 \frac{1}{2k+1} \sum_{t_i=t-k*\Delta t}^{t+k*\Delta t} \left[\frac{\Delta N}{\Delta t}(t_i) - \mathrm{E}\left(\frac{\Delta N}{\Delta t}\right)\right]^2 \quad (5\text{-}7)$$

Cette opération permet de normaliser le $SDV$ par un temps caractéristique dépendant de la vitesse moyenne du vent et de la distance à laquelle la cible se situe. Ici, ce coefficient est calculé pour les distances 1.2, 3.1, 5.3 et 14.2 km.

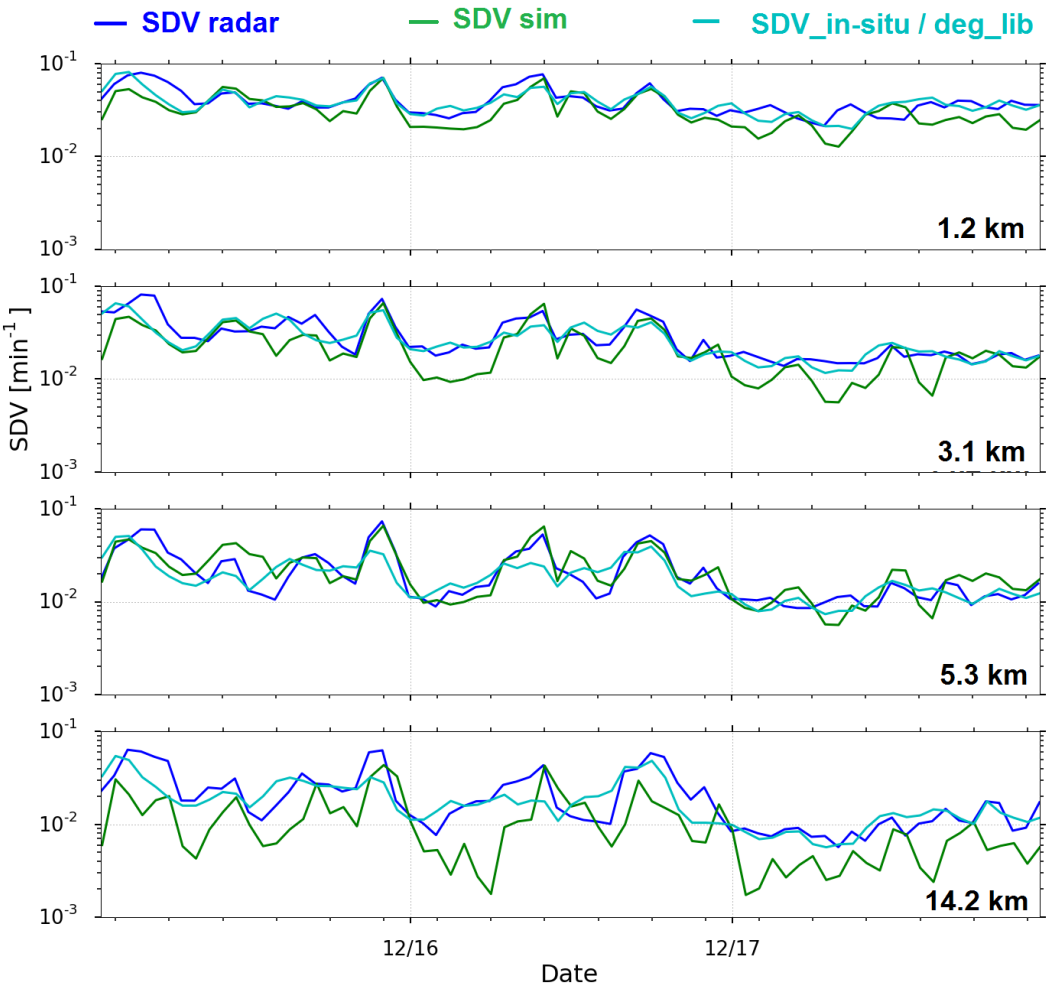


*Figure 5-6 : Comparaison entre SDV radar (en bleu), SDV simulé (en vert) et SDV obtenu par la méthode des degrés de liberté (en cyan) pour la période hivernale.*

La Figure 5-6 compare pour 4 cibles du jeu de référence la simulation utilisant les hypothèses de Taylor, la simulation basée sur la normalisation du $SDV$ par un temps caractéristique et les données radar. Pour les grandes distances, $SDV_{dl}$ est plus proche de la mesure radar que le $SDV_{sim}$ calculé avec la méthode Taylor. Nous avons calculé les corrélations entre les $SDV$ radar et les $SDV$ simulés avec Taylor d'une part et avec l'autre méthode d'autre part.

| **Taux de corrélation entre $SDV_R$ et :** | | **SDV In-situ** | **SDV Simulé Taylor** | **SDV Simulé Degrés liberté** |
|---|---|---|---|---|
| **Radar** | 1 – 1.2 km | 0.55 | 0.74 | 0.76 |
| | 2 – 3.1 km | 0.53 | 0.76 | 0.87 |
| | 3 – 5.3 km | 0.55 | 0.84 | 0.80 |
| | 4 – 14.2 km | 0.48 | 0.79 | 0.75 |

*Tableau 5-1 : Taux de corrélation entre $SDV_R$ et $SDV_{in\text{-}situ}$ et $SDV_{sim}$ avec les méthodes de Taylor ou de réduction de degré de liberté du signal de réfractivité pour la période hivernale*

Le Tableau 5-1 montre les taux de corrélation temporelle entre les $SDV_R$ des 4 cibles choisis et le $SDV_{in\text{-}situ}$, et les $SDV_{sim}$ avec les deux méthodes (Taylor et degré de liberté). Dans les deux cas, la méthode permet d'améliorer significativement la corrélation. On explique ainsi entre 70 et 87% de la variance de notre signal avec la prise en compte de la distance radar-cible par rapport à 48 à 55% avec le signal in-situ ponctuel.

| **Taux de corrélation entre $SDV_R$ et :** | | **SDV In-situ** | **SDV Simulé Taylor** | **SDV Simulé Degrés liberté** |
|---|---|---|---|---|
| **Radar** | 1 – 1.2 km | 0.78 | 0.84 | 0.88 |
| | 2 – 3.1 km | 0.81 | 0.91 | 0.92 |
| | 3 – 5.3 km | 0.73 | 0.89 | 0.91 |
| | 4 – 14.2 km | 0.71 | 0.88 | 0.90 |

*Tableau 5-2 : Taux de corrélation entre $SDV_R$ et $SDV_{in\text{-}situ}$ et $SDV_{sim}$ avec les méthodes de Taylor ou de réduction de degré de liberté du signal de réfractivité pour la période estivale.*

La Figure 5-7 représente la même comparaison qu'au-dessus, cette fois pour la période estivale. Dans ce cas, en utilisant la vitesse du vent sur une heure et la distance pour obtenir une série temporelle de coefficient diviseur du signal de taux de variations de la réfractivité in-situ, on obtient une simulation plus proche de la mesure radar pour les grandes distances par rapport à la simulation utilisant l'hypothèse de Taylor. De même que pour l'hiver le Tableau 5-2 montre les taux de corrélations calculés entre les séries temporelles de $SDV_R$ et celles de $SDV_{in\text{-}situ}$, et les $SDV_{sim}$ à partir des hypothèses de Taylor et de réduction des degrés de liberté du système.

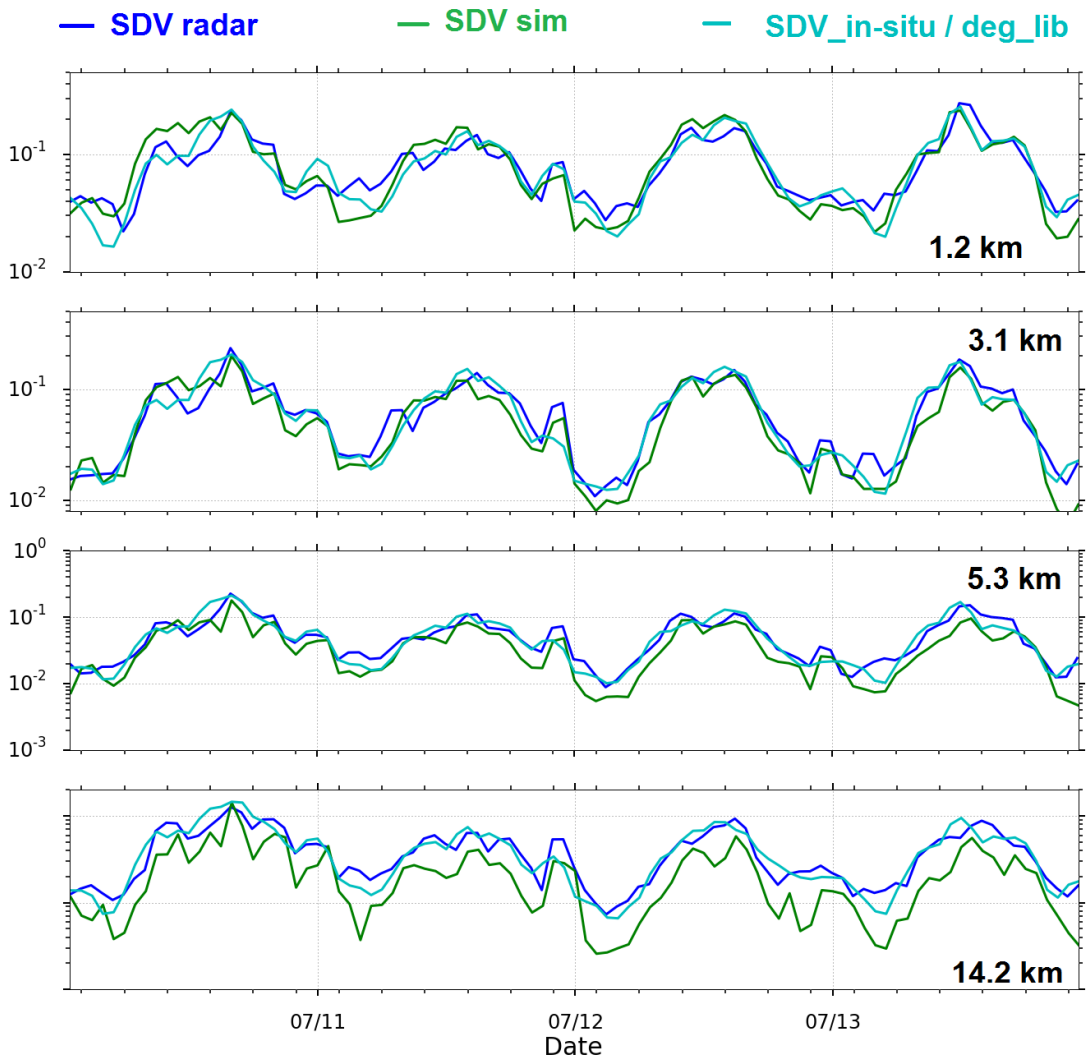


*Figure 5-7 : Comparaison entre SDV radar (en bleu), SDV simulé (en vert) et SDV obtenu par la méthode des degrés de liberté (en cyan) pour la période estivale*

On constate que la seconde méthode donne des résultats comparables avec ceux obtenus par l'application de l'hypothèse de Taylor. Il faudra vérifier pour les distances supérieures à 15 km si la deuxième méthode est plus efficace. L'avantage certain de cette simulation est sans nul doute la simplicité des calculs à mettre en œuvre, comparativement à la méthode de « Taylorisation » du signal de réfractivité in-situ.

Les mêmes limitations doivent toutefois nous tempérer ; la vitesse du vent moyen reste un paramètre clé. Dans le cas de vitesses trop faibles, s'approchant de 0 $m.s^{-1}$ il serait possible de voir exploser la valeur du coefficient diviseur de la série de taux de variation de réfractivité. Nous avons choisi des périodes très favorables avec de bonnes conditions météorologiques. Il faudra également étudier la sensibilité des modèles dans des conditions moins favorables ou sur un nombre beaucoup plus grand.

Ces résultats encourageants nous poussent à continuer les recherches sur les applications opérationnelles d'un indicateur de variabilité atmosphérique basée sur des mesures in-situ et radar des taux de variations de la réfractivité pour des jeux de cibles de référence. Le dernier paragraphe de ce chapitre, théorique, explore la possibilité d'obtenir un tel indicateur de façon locale, en utilisant la différenciation spatiale. Serait-il possible d'aller vers un indicateur local de la variabilité atmosphérique mesuré par télédétection dans des zones urbanisées avec de très importantes distributions de cibles utilisables pour cette mesure ?

## 5.5. Différenciation spatiale

Pour un terrain plat[11], *Fabry, 2004* développe théoriquement la différenciation spatiale entre les phases des signaux dans le cadre de cibles aux phases intrinsèques constantes. Dans ce cadre il est possible de mesurer les variations locales de la réfractivité entre deux cibles. On peut alors écrire pour des cibles $T_1$ et $T_2$ alignées :

$$\Delta\Phi(T_1) - \Delta\Phi(T_2) = \frac{4\pi f}{c}\left(10^{-6}\left[\overline{N(r_1, r_2, t_1)} - \overline{N(r_1, r_2, t_0)}\right]\right)(r_2 - r_1) \qquad (5\text{-}8)$$

L'opérateur $\overline{\blacksquare}$ permet de simplifier la notation introduite dans les chapitres 1 et 3 ainsi que de prendre en compte la multiplication par la distance $r$. Cette équation permet d'aboutir à une formulation de la différence de réfractivité moyenne entre les cibles situées aux distances $r_1$ et $r_2$ entre les instants $t_1$ et $t_2$ sous la forme :

$$\begin{aligned}\overline{\Delta_t N(r_1, r_2)} = \frac{1}{r_2 - r_1}\int_{r_1}^{r_2} N(x, \Delta t)dx &= \frac{1}{r_2 - r_1}\left[\int_0^{r_2} N(x, \Delta t)dx - \int_0^{r_1} N(x, \Delta t)dt\right] \\ &= \frac{1}{r_2 - r_1}\left[\overline{\Delta_t N(0, r_2)} - \overline{\Delta_t N(0, r_1)}\right]\end{aligned} \qquad (5\text{-}9)$$

Avec $\Delta_t$ l'opérateur correspondant à la formulation du taux de variation entre les réfractivités mesurées aux temps $t_0$ et $t_1$. Compte tenu de la formulation de l'opérateur SDV dans le chapitre « Base de données et Outils » (équations (3-2) et (3-3)) on peut définir :

$$\sigma_R^{r_2}(h) = \left\langle\left(\overline{\Delta_t N(0, r_2)}\right)^2\right\rangle_{2h} \qquad (5\text{-}10)$$

[11] « Avec des cathédrales pour uniques montagnes »

Cette équation peut alors être développée en séparant la contribution de l'atmosphère située entre le radar et la cible $T_1$ et celle située entre les cibles $T_1$ et $T_2$ :

$$\sigma_R^{r_2}(h) = \langle\left[\left(\int_0^{r_1} N(x,t_1)dx + \int_{r_1}^{r_2} N(x,t_1)dx\right) - \left(\int_0^{r_1} N(x,t_0)dx + \int_{r_1}^{r_2} N(x,t_0)dx\right)\right]^2\rangle_{2h} \quad (5\text{-}11)$$

Et (5-10) peut alors se simplifier comme suit :

$$\sigma_R^{r_2}(h) = \langle\left[\left(\overline{N(0,r_1,t_1)} - \overline{N(0,r_1,t_0)}\right) + \left(\overline{N(r_1,r_2,t_1)} - \overline{N(r_1,r_2,t_0)}\right)\right]^2\rangle_{2h} \quad (5\text{-}12)$$

Après développement du carré et simplifications on obtient :

$$\sigma_R^{r_2}(h) = \langle\left[\overline{\Delta_t N(0,r_1)}^2 + \overline{\Delta_t N(r_1,r_2)}^2 + 2\overline{\Delta_t N(0,r_1)}\,\overline{\Delta_t N(r_1,r_2)}\right]\rangle_{2h} \quad (5\text{-}13)$$

Il est alors commode de définir le double produit comme :

$$dbp = \langle 2\overline{\Delta_t N(0,r_1)}\,\overline{\Delta_t N(r_1,r_2)}\rangle_{2h} \quad (5\text{-}14)$$

Et comme nous pouvons mathématiquement sortir de l'opérateur « moyenne » les différents termes on obtient :

$$\sigma_R^{r_2-r_1}(h) = \sigma_R^{r_2}(h) - \sigma_R^{r_1}(h) - 2dbp \quad (5\text{-}15)$$

On obtient ainsi un indicateur local de la variabilité sur 2 heures par différenciation spatiale entre deux cibles avec la présence d'un terme supplémentaire, le double produit. Son estimation peut être effectuée en suivant deux hypothèses. Dans le cas d'une évolution constante du champ de réfractivité il devient possible d'écrire :

$$dbp = 2\Delta_t\langle N(0,r_1)\rangle_{2h}\,\Delta_t\langle N(r_1,r_2)\rangle_{2h} = 2\left(\langle\frac{\Delta N}{\Delta t}\rangle_{2h}\right)^2 r_1(r_2 - r_1) \quad (5\text{-}16)$$

Ce double produit ajoute alors un bruit de mesure sur la variabilité de la réfractivité entre les cibles $T_1$ et $T_2$ qui risque de rendre impossible la mesure dans le cas de l'existence d'un gradient de réfractivité affectant l'atmosphère ; le double produit explose avec l'augmentation de la valeur du carré de la moyenne sur 2h des taux de variations de réfractivité.

Dans le second cas, si l'on considère que les taux de variations échantillonnés par le radar correspondent à des variables aléatoires centrées en 0 après filtrage des

composantes de périodes supérieures à 2h alors les taux de variations de la réfractivité entre le radar et la cible $T_1$ et ceux entre la cible $T_1$ et la cible $T_2$ sont décorrélés et le double produit converge vers 0. Dans ce cas, il est possible d'obtenir un indicateur statistique de la variabilité du taux de variation de la réfractivité radar localement entre des cibles colinéaires et séparées par une distance de $r_2 - r_1$.

Ce développement théorique devra être appliqué afin de le valider par les mesures de réfractivité. Il sera alors possible de cartographier a posteriori la variabilité avec une résolution de l'ordre de 1 à 2 km dans les premiers kilomètres où la distribution des cibles utilisables est suffisante.

## 5.6. Conclusions

Dans le cadre de l'hypothèse d'advection de la turbulence figée, il est possible de simuler la propagation spatiale de la variabilité grâce à une mesure in-situ du vent. Cela nous a permis de comparer les variabilités mesurées par radar à différentes distances aux variabilités simulées avec une très bonne corrélation notamment l'été.

Par ailleurs, l'étude de l'autocorrélation du signal a montré que pendant l'été, l'échantillonnage de la variabilité ne permet pas de décrire toutes les variations pouvant affecter l'atmosphère. Le radar quant à lui mesure une réfractivité moyenne, résultante de toutes les variations stochastiques instantanées dans une « paille d'atmosphère » jusqu'à la cible. Mais l'échantillonnage temporel de cette mesure n'est pas non plus suffisant pour décrire la totalité des variations. On peut donc considérer que l'opération revient à échantillonner un bruit blanc, soit après le calcul de notre indicateur à proposer une estimation du niveau de bruit. Un raisonnement plus simple permet alors de prendre en compte le nombre de degrés de liberté du système. En considérant la distance des cibles et la vitesse du vent, l'hypothèse de Taylor peut être simplifiée par l'application d'un coefficient diviseur du signal de variabilité in-situ pour obtenir une puissance similaire à celle du signal radar.

Enfin nous avons développé théoriquement l'approche consistant à utiliser la différenciation spatiale statistiquement, en raisonnant sur l'indicateur. Cette approche devra être validée avec les données réelles. Elle pourrait alors conduire à une estimation de la variabilité de la réfractivité localement dans un rayon de quelques kilomètres autour des radars opérationnels.

La résolution spatio-temporelle des radars précipitations et des stations in-situ constitue une limite dans l'échantillonnage et la description de la couche limite. Nous avons vu que nous étions capables de détecter des périodes pendant lesquelles des structures turbulentes cohérentes affectent l'atmosphère. Pour une description plus fine, qui semble théoriquement possible, il faut utiliser d'autres instruments, dédiés à une mesure à l'échelle hectométrique. C'est le but de la deuxième partie du travail présenté dans les deux chapitres suivants de cette thèse.

# Chapitre 6

# Campagne de mesure TEMERAIRE

**Sommaire**

**6.1. Préparation de l'expérimentation ..... 118**
6.1.1. Les « pré-campagnes » ..... 118
6.1.2. Planification et organisation de la campagne ..... 121
**6.2. La campagne de mesure ..... 122**
6.2.1. Calendrier ..... 123
6.2.2. Les cibles et leurs mâts supports ..... 125
6.2.3. Conclusion ..... 128

Le but de l'expérimentation est d'évaluer la capacité d'un radar à mesurer les variations de petites échelles temporelles et spatiales, de l'ordre de 100 m, de la réfractivité avec un radar. Ainsi, on cherche à vérifier les points suivants :

- la cohérence entre la réfractivité mesurée localement au niveau des cibles, la réfractivité intégrée mesurée entre le radar et les cibles à 300, 500, 550 et 650m, et la réfractivité radar mesurée par différenciation spatiale entre 2 cibles placées sur des mâts distants de 50, 100, 200, 250 et 350m ;
- la cohérence entre la variabilité du signal atmosphérique et la variabilité du signal radar en amplitude et en phase ;
- la cohérence avec les différences de phase mesurées par le radar de Trappes, en particulier l'effet d'un sous-échantillonnage à 5 minutes des mesures.

Avec deux radars de longueurs d'onde différentes en visée fixe vers des cibles (trièdres) placées en haut de mâts de 10m, le dispositif permet de mesurer de façon très fine l'amplitude et la phase des signaux, ainsi que leurs variations.

## 6.1. Préparation de l'expérimentation

Une collaboration entre les acteurs LATMOS/CEREA/SIRTA/CNRM a été réalisée :

| | LATMOS | CEREA | SIRTA | CNRM GMEI | IPSL | Météo-France |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Organisation et coordination** | J. Parent du Châtelet F Dalaudier R Hallali | L. Musson-Genon E. Dupont | JC Dupont C Pietras | D. Legain | | |
| **Equipe techniques instruments** | Equipes CURIE et BASTA | Equipe scintillomètre | Equipe SIRTA | GMEI/4 M | | LOG |
| **Matériel et instruments** | radars CURIE et BASTA | Anémomètres soniques CEREA, scintillomètre 100m | Aide logistique + instrumentale | Stations météo mobiles, mâts rigides | | Cibles et smart phones |
| **Financement** | Logiciel accéléromètres | | | Missions transport | AO IPSL | Smartphones |
| **ETP (jours)** | 45 | 15 | 10 | 50 + 2 missions | | 10 + 4 transports |

*Table 2 : Moyens humains, matériels et financiers déployés pour la campagne de mesure*

La première idée était d'utiliser le site de Trappes et le toit du LATMOS distants de 3 km pour réaliser la campagne de mesure. Plusieurs inconvénients ont vite contraint à l'abandon de cette configuration notamment l'absence de cibles bien identifiées sur le parcours, la portée du radar Curie (720 m de distance non ambiguë) et les problématiques d'accès au toit du laboratoire. Cette option a été abandonnée au profit d'un déploiement sur le site de mesure du SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) à Palaiseau au sein du campus de l'école Polytechnique.

En interagissant avec l'équipe technique du LATMOS lors d'une opération de calibration du radar BASTA nous avons étudié les possibilités d'effectuer la campagne de mesure sur le site du SIRTA. Une pré-campagne a été réalisée avec le radar BASTA tandis que la pré-campagne avec le radar CURIE a été réalisée depuis la terrasse du LATMOS.

### 6.1.1. Les « pré-campagnes »

#### *6.1.1.1. Radar BASTA :*

La pré-campagne avec le radar BASTA s'est déroulée en utilisant un protocole de calibration du radar. Le radar pointe à l'horizontale vers un trièdre placé au sommet

d'un mât télescopique, durant 20 heures environ. L'exploitation des données a permis de déterminer plusieurs points à modifier pour la campagne de mesure. Le mode de fonctionnement du radar avec une alternance temporelle des modes 12.5 m, 25 m, 100 m et 200 m ne permettait pas d'avoir une continuité temporelle dans l'échantillonnage du signal. Notre choix s'est porté sur l'exploitation de la résolution la plus fine. Nous disposions alors d'une donnée toutes les 4 secondes sur la cible. Ce premier point a été modifié pour la campagne de mesure afin d'obtenir un enregistrement continu à une résolution spatiale de 12.5 m.

Le radar mesure la vitesse Doppler et la réflectivité de la porte contenant la cible. La réflectivité sort largement du bruit (+50 dB) et la vitesse de la cible sur le mât est théoriquement nulle tant que le dispositif reste immobile. Compte tenu de la longueur d'onde très petite du BASTA (3 mm), un mouvement trop important (plus d'1 mm de déplacement entre deux mesures) entraîne une vitesse fausse et par conséquent une mesure de réfractivité est impossible. Cette contrainte forte nous a amené à mettre en place des accéléromètres pour étudier le mouvement des cibles. Si la cible est immobile, les «vitesses Doppler»[12] mesurées correspondent à une variation de phase du signal, proportionnelle à la variation de réfractivité.

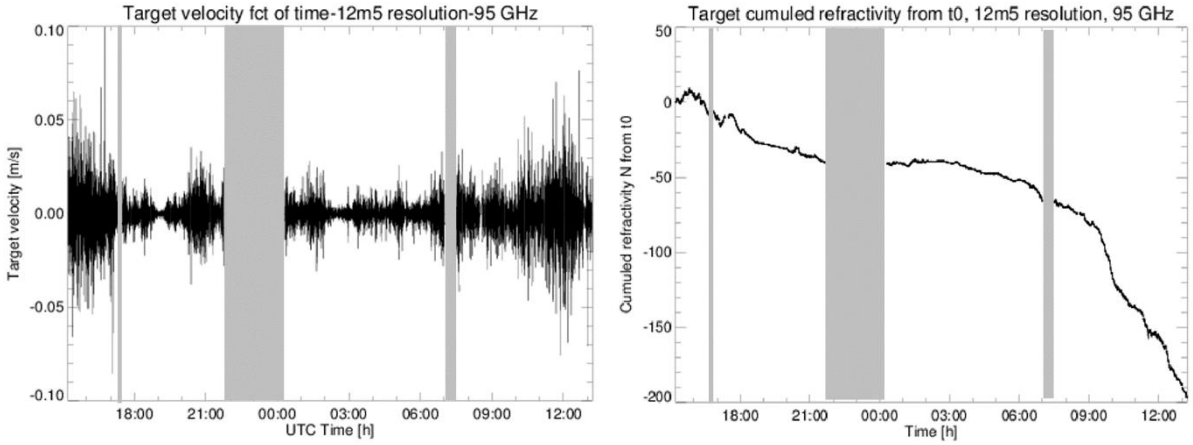


*Figure 6-1 : A gauche : évolution temporelle des variations de vitesse Doppler mesurées par le radar BASTA entre deux instants. (a). A droite : intégration des variations de vitesses en fonction du temps (b). Les bandes grises correspondent à des données manquantes dues à une coupure du radar (bande centrale) ou à des interventions sur le dispositif (bandes de gauche et de droite).*

Lors de la précampagne, même si les variations de vitesse (comprises entre -5 et +5 cm/s) correspondent à ce qui peut être observé avec la réfractivité, l'intégration nous

[12] Les vitesses Doppler mesurées sur une cible fixe sont normalement nulles. Sous réserve d'une résolution assez fine, on peut mesurer des vitesses très faibles (de l'ordre de quelques mm/s) ; ces dernières sont dues aux variations de temps de trajet provoquées par les variations de réfractivité (cf. équation 2-9, et §1.6 équations 1-4 à 1-10)

montre que les variations observées sont « polluées » par une composante négative plus intense en journée que pendant la nuit.

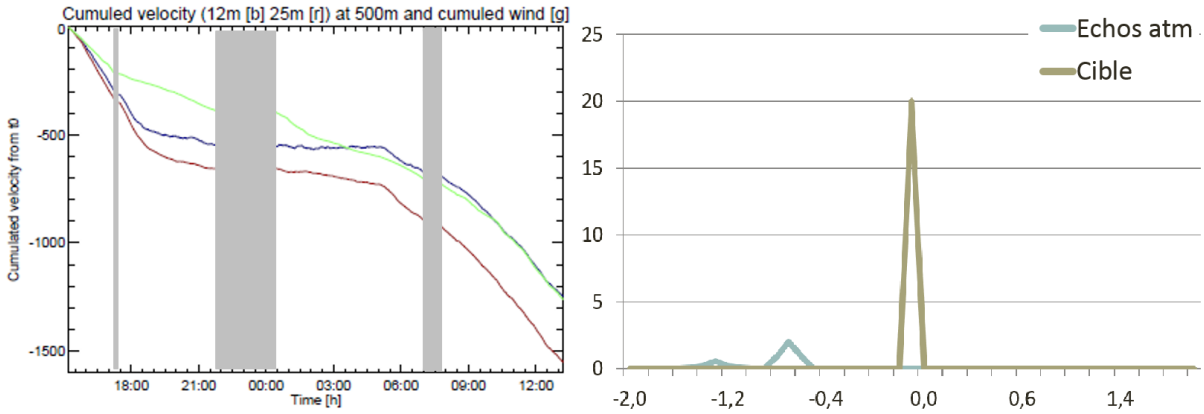


*Figure 6-2 : A gauche, comparaison entre les vitesses cumulées pour la cible radar (résolution de 12.5m en bleu, 25m en rouge) et l'intégrale du vent projeté sur l'axe de visée du dispositif (en vert). A droite : estimation du spectre Doppler permettant d'expliquer le biais négatif constaté.*

L'instrument ne nous donne pas accès au spectre Doppler, mais nous avons observé dans les portes autour du pic de réflectivité de la cible, la présence lors de la journée de réflectivités sortant légèrement du bruit, avec des vitesses Doppler négatives correspondant à la projection de la vitesse du vent sur l'axe de visée du radar (entre -0.5 et -1.3 m/s). La Figure 6-2 nous montre ce que donne l'intégration de la vitesse d'un vecteur vent, mesuré par les anémomètres présents au SIRTA, projeté selon l'axe de visée du radar. En comparant ces courbes avec les vitesses cumulées pour les données à la résolution 12.5m et 25m, l'hypothèse d'une pollution du spectre Doppler par une composante due à des échos atmosphériques (en ciel clair) est alors confirmée. En effet on constate le bon accord entre les courbes ainsi que le fait que plus la porte est grande, plus le volume sondé est contaminé par l'écho et plus la contamination des vitesses est forte. Ces conclusions nous ont permis de bien préparer la campagne en formulant des demandes précises sur le mode de fonctionnement souhaitable du radar. Ainsi, le radar BASTA fonctionnera en permanence suivant le mode 12.5m lors de la campagne de mesure, avec un temps d'échantillonnage plus faible, toutes les 0.25 secondes. Nous avions également envisagé la possibilité d'accéder aux spectres Doppler ou directement aux données brutes mais ces deux demandes n'ont pas pu être réalisées par l'équipe technique, les modifications à apporter au système étant trop importantes considérant le plan de charge comprenant notamment la construction du radar BASTA utilisé en 2014.

#### *6.1.1.2. Radar CURIE :*

La pré-campagne pour le radar CURIE s'est déroulée en 2 étapes depuis la terrasse du LATMOS : pour la première étape le radar a tiré à l'horizontale vers le toit des

immeubles pendant 2 heures d'acquisition, puis pendant 10h dans une autre direction pour la seconde étape. Ces premières acquisitions nous ont permis de mettre en évidence plusieurs différences notables entre le descriptif des fichiers de données brutes et la réalité. Les problèmes comme le signal enregistré en porte 5, les « décrochages » de porte et la perte de la partie complexe de la porte 29 lors de l'enregistrement ont permis de préparer avec rigueur le déploiement du radar CURIE. La portée de 720 m et l'absence de données dans une des portes du radar ont imposé des conditions fortes sur le dispositif mis en place sur le site de la campagne : nous avons évité de placer un mât support de cible dans la porte ne permettant pas l'enregistrement de la partie imaginaire du nombre complexe. Pour éviter d'avoir des échos dus à des cibles à des distances supérieures à 720 m par repliement nous avons choisi la solution détaillée dans la partie suivante (§6.1.2.1 Etude de site). L'enregistrement de 10 heures a également permis de déterminer que le radar pouvait restituer des variations de phase cohérentes avec les variations de réfractivité observées à la station de Trappes située à 3 km.

## 6.1.2. Planification et organisation de la campagne

### *6.1.2.1. Etude de site*

Plusieurs solutions de déploiement ont été proposées à l'appréciation du SIRTA et de l'école Polytechnique. La problématique des travaux de l'Etablissement Public Paris Saclay (EPPS) a également dû être prise en compte dans la décision finale. Trois solutions de déploiement ont été proposées (Figure 6-3), et la solution 3 a pu être validée par les différents acteurs, notamment suite à la décision de déplacer un stock de terre à l'est du terrain du SIRTA près du rond-point visible sur les vues aériennes. La zone décapée sur la vue aérienne du dispositif (Figure 6-4) donne un aperçu de la surface et de la disposition de ce stockage de terre durant l'expérimentation.

Le dispositif a été déployé suivant la solution 3. Il est composé des éléments suivants : i\ 4 mâts chacun équipés de cibles, ii\ 2 mâts de mesure de flux protégés par des clôtures dans le champ des chevaux et des barrières dans la zone de stockage de terre, iii\ un câble d'alimentation de 900 m pour les besoins électriques des stations et des accéléromètres, iv\ un scintillomètre déployé en période d'observation intensive par le CEREA, v\ les deux radars CURIE et BASTA.

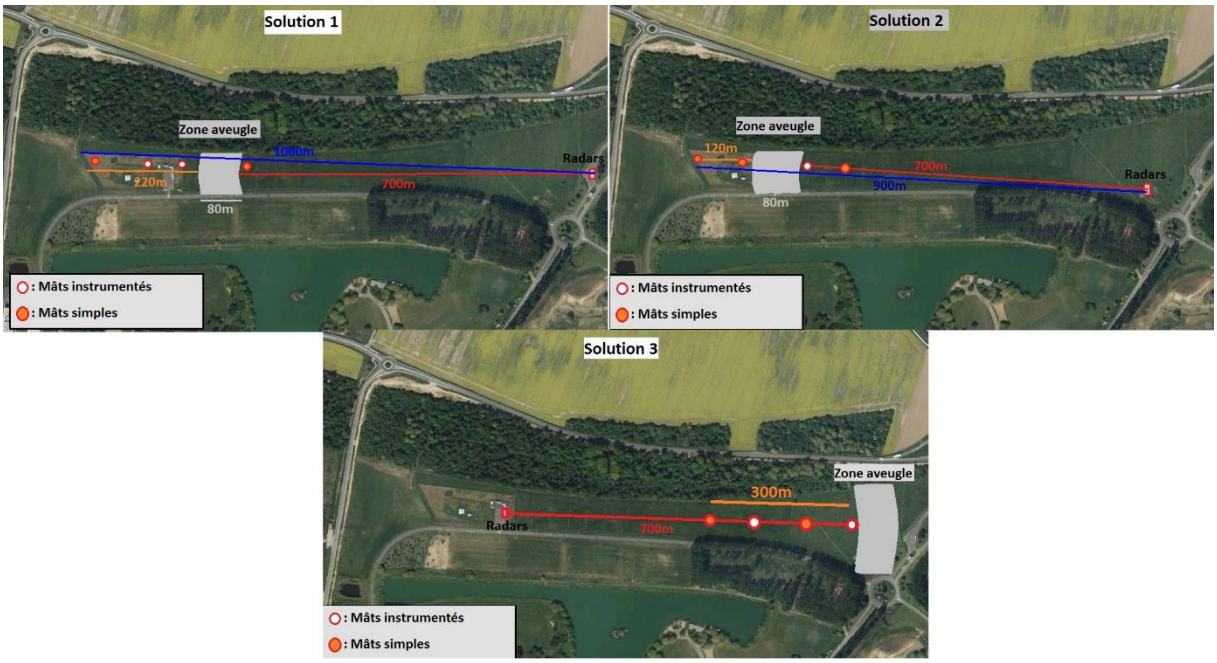


*Figure 6-3 : vue aérienne des 3 propositions de déploiement sur le site du SIRTA. Les solutions 1 et 2 présentaient l'avantage de co-localiser les mesures en télédétection avec les mesures de flux effectuées sur le site. La solution 3 nous oblige à considérer un dispositif plus petit et à mettre en place des mâts de mesure in-situ et flux pendant la durée de la campagne. La zone aveugle correspond à une zone aveugle pour le radar CURIE*

## 6.2. La campagne de mesure

*Figure 6-4 : vue aérienne du dispositif expérimental avec les emplacements des mâts supports de cible n°1, 2, 3 et 4, les emplacements des 3 stations de mesure de flux, une photo des deux radars sur le shelter au niveau du SIRTA ainsi qu'une photo et la ligne de déploiement du scintillomètre pendant les périodes d'observations intensives.*

La Figure 6-4 représente un schéma du dispositif lorsqu'il était totalement déployé. La photo aérienne de fond a été prise lors de la campagne, durant la seconde semaine de juillet. Les quatre mâts supports des cibles ont été déployés sur une même ligne de visée avec quelques décalages pour éviter que les cibles ne se masquent entre elles (Figure 6-5).

Les deux mâts de mesure in-situ (flux 1 et flux 2) sont disposés au nord des mâts supports des cibles n°2 et 4, séparés de 150 m. Les distances du dispositif ont été mesurées par GPS et par télémètre laser :

| **Mât support n°** | **1** | **2** | **3** | **4** |
|---|---|---|---|---|
| **Distance (m)** | 301 | 500 | 550 | 649 |

*Tableau 6-1 : distance radar-mâts supports de cible au sol*

Le mât n°4 est placé derrière un tas de terre de hauteur croissante durant la campagne, de 0 m le 4 juillet, à 4-5 m le 3 août. Passé cette date, les camions de livraison ne passaient plus sur le tas de terre situé entre le radar et la cible n°4. Ils n'impactaient donc plus la mesure au niveau du mât n°4 (principalement par obstruction du signal). La Figure 6-5 est une photographie du dispositif le jour de la finalisation de la montée du tas de terre séparant les mâts 3 et 4. On constate que les cibles sont bien alignées et on peut également voir les deux mâts de mesure de flux situés à gauche des mâts support des cibles.

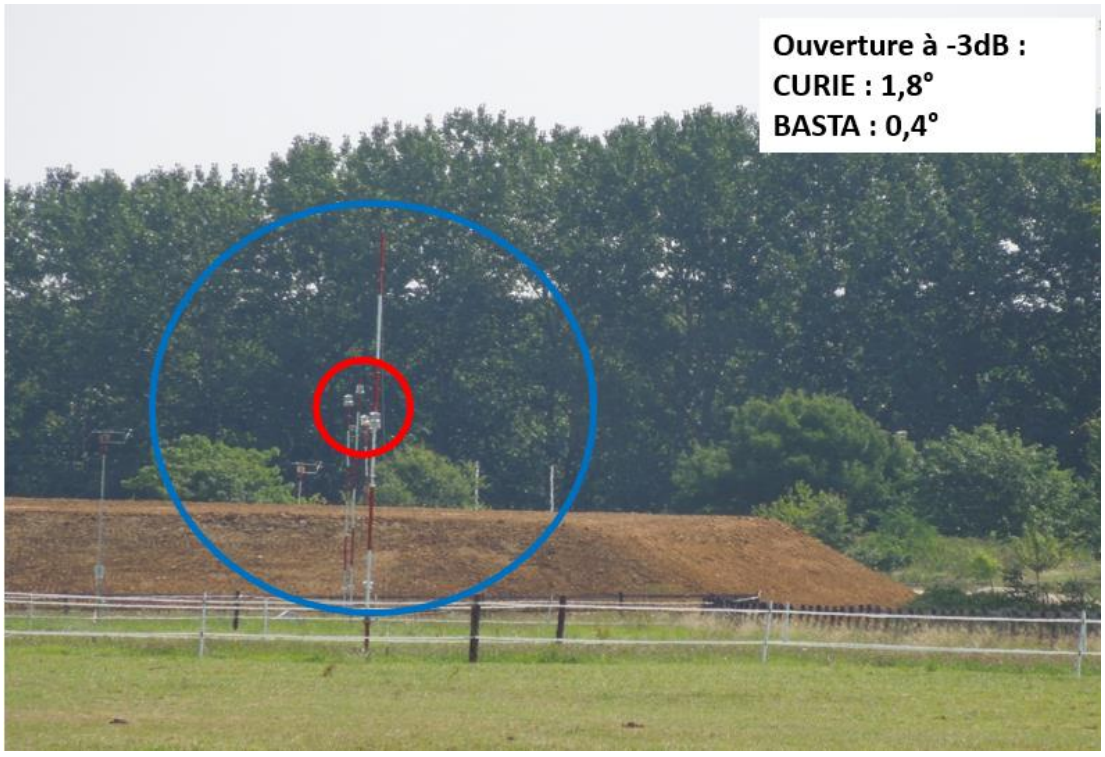


*Figure 6-5 : photographie du dispositif de mesure pris depuis le radar BASTA. On distingue les 4 mâts équipés des cibles, les deux stations de mesure de flux, les clôtures de protection des chevaux, le tas de terre et même quelques camions sur le côté droit. L'ouverture du lobe à -3 dB pour la cible 4 a été tracée en bleu pour le radar CURIE et en rouge pour le radar BASTA.*

La première cible est située à 6.5m de haut alors que les 3 autres ont été fixées au sommet des différents mâts, pour des hauteurs comprises entre 9.5 et 9.80 m.

### 6.2.1. Calendrier

L'expérimentation s'est déroulée sur 80 jours durant l'été 2014 avec des phases de mise en place (juin) et de désinstallation (septembre) :

- Dernière semaine de mai : livraison des mâts support des cibles et premiers tests de déploiement.
- 1ère et 2ème semaines de juin : installation et préparation des équipements et premiers tests

- 3ème et 4ème semaines de juin : installation du câble d'alimentation et du radar BASTA
- 1ère semaine de juillet : installation des mâts instrumentés, des accéléromètres (sur smartphones) et du radar CURIE
- Juillet-août : fonctionnement en continu du dispositif
- 22-24 juillet : test avec l'oscilloscope pour le pointage du radar CURIE (mise en place du pied en chêne (Figure 7-7)
- 13 août : installation des protections électromagnétiques sur les mâts 1, 2 et 3 (Figure 7-8)
- 9 septembre : tests avec le radar BASTA sur la position du lobe d'antenne.
- 1ère et 2ème semaine de septembre : désinstallation progressive (CURIE puis BASTA puis stations de mesure et enfin câble d'alimentation)

La Figure 6-6 nous montre les disponibilités des données lors de la campagne. Pour le radar BASTA, les données sont complètes du 21 juin au 12 septembre, sans interruption et sans anomalies excepté lors de la coupure de courant du 28 juillet 2014.

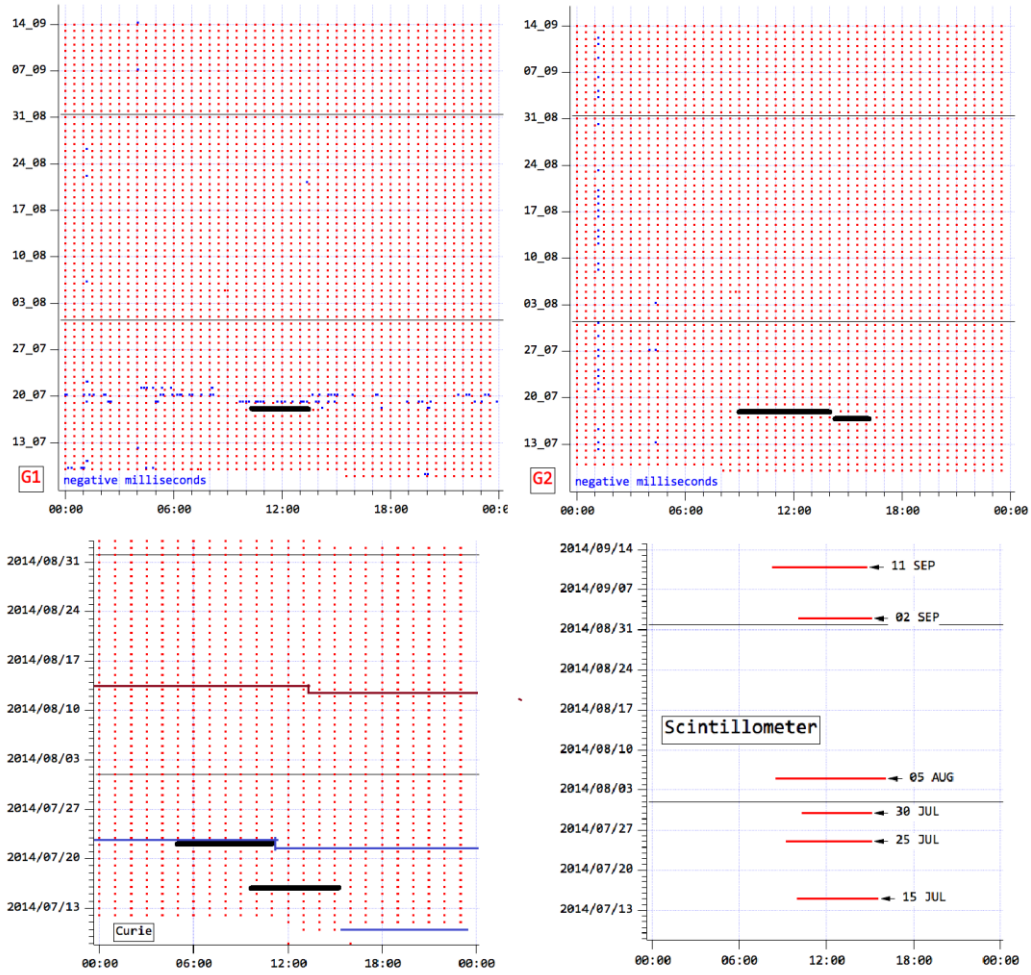


*Figure 6-6 : calendrier de disponibilité des données. Les lignes noires correspondent aux coupures des instruments (coupure d'enregistrement ou coupure électrique). En haut le calendrier de fonctionnement des mâts de mesure de flux, flux 1 (instrument Gillh 1) et flux 2 (G2). Les points bleus correspondent aux fichiers dans lesquels des millisecondes négatives ont été enregistrées. En bas à gauche le calendrier de fonctionnement de CURIE. La ligne bleue correspond à la mise en place du pied en chêne (au-dessus*

*les données sont prises avec le pied en dessous sans). La ligne bordeaux correspond à la mise en place des protections électromagnétiques sur les mâts support de cible 1, 2 et 3. (Figures F. Dalaudier)*

### 6.2.2. Les cibles et leurs mâts supports

Notre choix de cible s'est porté sur des trièdres utilisés pour la navigation comme réflecteurs au sommet des mâts des navires. Le catalogue proposait 3 tailles croissantes, de 14 à 29cm de diamètre pour les trièdres. Nous avons donc choisi les 4 cibles avec les 3 tailles, les cibles les plus petites étant placées à 300 et 500 m et les cibles les plus grandes à 550 et 650m. L'exigence principale pour la mesure de réfractivité compte tenu des longueurs d'onde utilisées lors de la campagne était l'immobilité des cibles. Pour cela nous avons utilisé non pas les mâts télescopiques utilisés lors de la pré-campagne BASTA mais des mâts rigides et haubanés à 2 niveaux. Afin de mesurer les mouvements au sommet des mâts nous avons effectué différents tests avec des téléphones de type « smartphone » équipés d'accéléromètres. Un logiciel d'acquisition des données de ces accéléromètres a été développé au laboratoire mais notre choix s'est dirigé vers la commande d'un logiciel spécifique correspondant mieux au cahier des charges établi, notamment pour la fréquence d'échantillonnage, de 100 Hz pour le logiciel spécifique contre 20 Hz et pour la stratégie d'archivage des données, tous les jours pour le logiciel spécifique contre toutes les heures. Les systèmes de fixation des cibles aux mâts ainsi que les emplacements des boitiers contenant les accéléromètres ont été réalisés par l'atelier de mécanique radar de la DSO/CMR[13] à Trappes (Figure 6-8). Un premier test a été effectué sur le site de Trappes avec l'un des mâts et le téléphone directement fixé au sommet du mât (Figure 6-7). Les mesures ont été faites avec peu de vent. Un second test a eu lieu avec les accéléromètres placés au plus près de la cible. Ces tests ont permis de compléter le cahier des charges concernant le système de fixation des cibles sur le mât (Figure 6-8).

[13] DSO : Direction des système d'observation ; CMR : Centre de Météorologie Radar

*Figure 6-7 : mât et accéléromètre à son sommet pour un test de la mesure des mouvements au sommet du mât*

*Figure 6-8 : (a) cible fixée sur le haut du mât (vue de face). Le boitier blanc permet de placer les accéléromètres dans un support étanche. b) Boitier ouvert : les accéléromètres sont placés au plus près de la cible.*

Nous voulions enregistrer les accélérations avec la fréquence la plus élevée possible afin d'étudier l'impact des mouvements des cibles lorsque la mesure est réalisée à une fréquence plus faible. Le logiciel et les capteurs choisis permettaient d'enregistrer les accélérations à la fréquence de 100 Hz. L'écriture des données dans un fichier texte se

faisait en continu et une fermeture et un archivage des fichiers avait lieu toutes les 6 heures. Afin de tester la pertinence des mesures d'accélérations nous avons effectué de nombreux tests : enregistrements sur une table pendant toute une nuit, tests sur un tourne-disque, tests dans une voiture ou encore lors d'une course à pied. Ces tests et l'analyse des données nous ont permis de conclure quant à la pertinence des mesures effectuées (vitesses cohérentes après une intégration et déplacements cohérents après deux intégrations).

La Figure 6-9 présente la série temporelle du module du vecteur accélération pour 50 minutes et deux zooms pour 3 minutes et 10 secondes de données lors d'un enregistrement le 18 juillet 2014 au sommet du mat n°3 dans la période où le pic diurne du vent moyen était observé. La plus forte valeur (entre -2 et +2 $m.s^{-2}$) est enregistrée au moment où une action est effectuée au pied du mât pour une éventuelle calibration entre le « temps radar » et les « temps accéléromètres ». Une analyse du spectre d'énergie des trois composantes du vecteur accélération (A0, A1 et A3) est tracée sur la Figure 6-10.

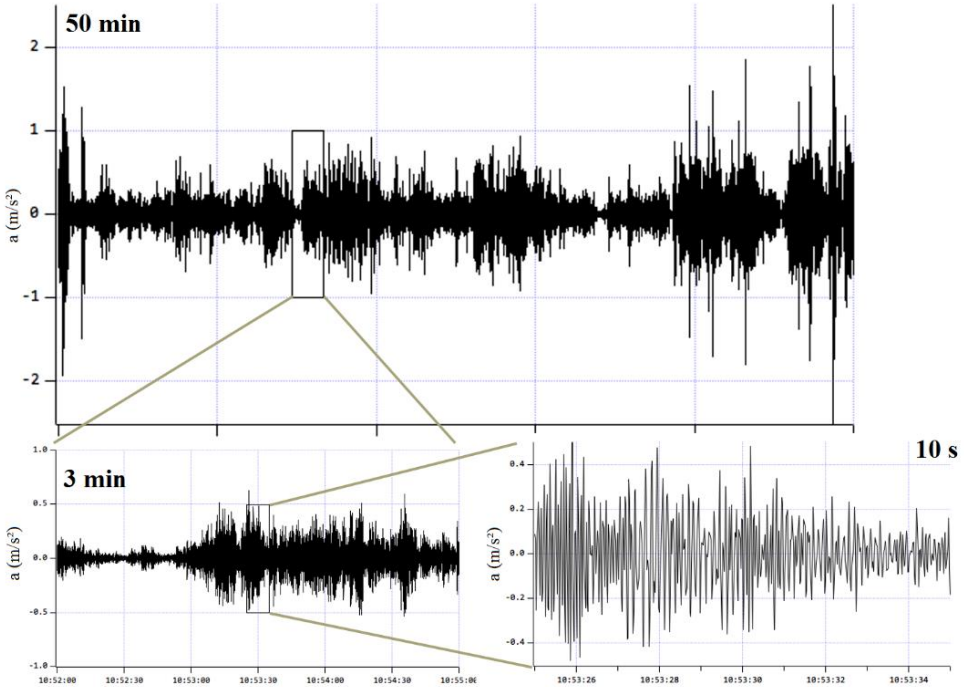


*Figure 6-9 : Série temporelle du module de l'accélération enregistrée en haut du mât n°3 le 18 juillet 2014 pour la période correspondant au pic diurne du vent moyen. La figure du haut représente 50 min de cette série temporelle et les deux du bas des zooms sur 3 min et 10 s de données enregistrées à 100 Hz.*

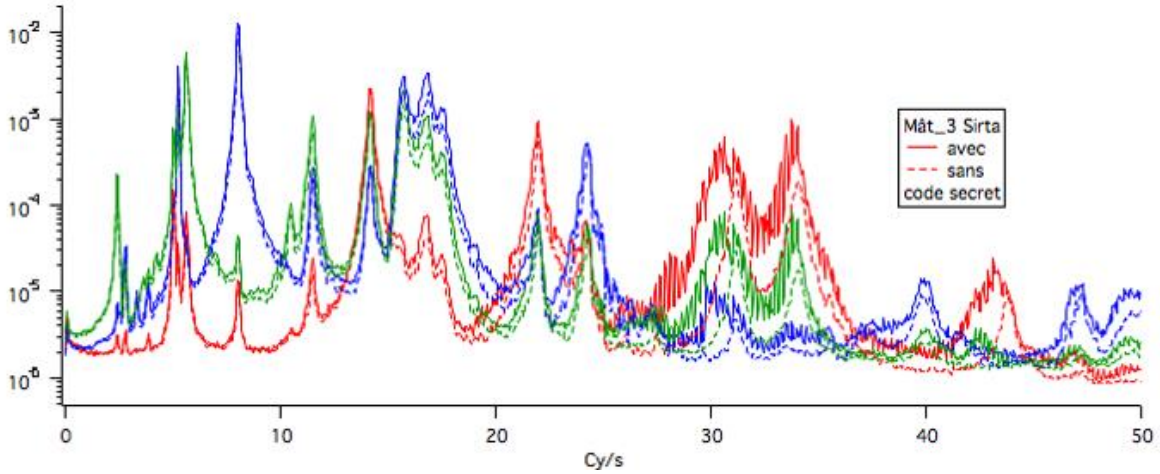


*Figure 6-10 : Spectre d'énergie des 3 composantes de l'accélération au niveau de la cible placée sur le mât n°3. A0 en bleu, A1 en rouge et A3 en vert. Le « code secret » correspond à une période de la série temporelle analysée comprenant une action très forte au pied du mât (coups donnés dans le pied du mât, selon un « code » précis).*

Le premier pic est observé pour une fréquence de 3 Hz puis 7 Hz. Pour des fréquences supérieures à 35 Hz pour la série temporelle ne prenant pas en compte le coup donné sur le pied du mât (en pointillé), il n'y a quasiment plus d'énergie. Pour des temps d'intégration de 0.25 s (temps d'échantillonnage du radar BASTA) ou 1.5 ms (temps d'échantillonnage du radar CURIE) les déplacements associés à ces accélérations sont inférieurs au dixième de millimètre. Compte tenu des longueurs d'onde des deux radars (3 cm et 3 mm) on peut considérer que ces déplacements impactent très peu la mesure de réfractivité car ils provoquent des variations de phase inférieures d'un facteur 10 (au minimum) aux variations de phase causées par les variations de la réfractivité sur le trajet. Dans le chapitre 7 nous quantifions le bruit associé à ces mouvements.

Ces vérifications étant faites, nous avons donc 80 jours de données pendant la campagne de mesure avec deux radars, trois emplacements de mesures in-situ dont deux mesures de flux localisées au niveau des mâts supports des cibles, un scintillomètre déployé en période d'observation intensive, le tout sur un dispositif de 700 m de long, dédié à la mesure de la réfractivité et de sa variabilité à des échelles hectométriques.

### 6.2.3. Conclusion

La campagne TeMeRAiRE par son dispositif dédié à des échelles plus petites que celles étudiées dans les chapitres 4 et 5 a permis de constituer une base de données riche par la diversité des instruments utilisés et des situations météorologiques rencontrées. Cette base de données a d'autres contraintes liées au terrain, aux instruments utilisés et à toutes les conditions que l'on peut rencontrer lors d'une campagne de mesure. Toutefois, le fait d'avoir un dispositif dédié à une échelle infra kilométrique nous a permis d'étudier

la réfractivité et ses variations sous un autre angle, à des fréquences bien plus élevées que 5 minutes (de l'ordre de la seconde), avec une résolution spatiale de l'ordre de la centaine de mètres.

# Chapitre 7 De l'échelle kilométrique à l'échelle hectométrique

**Sommaire**


**7.1. Conditions météorologiques pendant la campagne TEMERAIRE ..... 132**
7.1.1. Bilan climatique de l'été 2014 ..... 132
7.1.2. Impact des précipitations sur les mesures ..... 133
**7.2. Vérifications en bande X et en bande W ..... 136**
7.2.1. Condition sur l'immobilité des cibles : ..... 136
7.2.2. Les tests effectués ..... 136
**7.3. Exploitation des données ..... 139**
7.3.1. Exploitation des données de BASTA pour la calibration ..... 139
7.3.2. Comparaison des variations diurnes de réfractivité : ..... 141
7.3.3. Comparaison de la variabilité de la réfractivité (BASTA) ..... 142
**7.4. Variations hectométriques des réfractivités ..... 143**
7.4.1. Etude de cas : le 2 août, passage d'un courant de densité ..... 143
7.4.2. Le passage du courant de densité lié aux cellules orageuses ..... 145
**7.5. Différenciation spatiale et réfractivité locale ..... 151**
7.5.1. Théorie ..... 151
7.5.2. Résultats ..... 152
**7.6. Impact du sous-échantillonnage ..... 155**
**7.7. Conclusions ..... 156**


Ce chapitre présente les premiers résultats de l'exploitation des données récoltées pendant la campagne. L'exploration de la base de données a été longue et a nécessité la construction d'algorithmes de lecture et de traitements des données pour tous les instruments déployés. Comme dans toutes les campagnes de mesure, nous avons rencontré des imprévus, des situations inattendues et des comportements étranges dans les données qui nous ont conduits à porter une attention particulière à leur qualité et à leur significativité. Nous nous sommes alors intéressés aux mesures in-situ effectuées par les stations flux n°1 et 2 et au SIRTA. Cette première tentative avait pour but de déterminer deux temps caractéristiques : le premier pour lequel les mesures de réfractivité des stations flux 1 et flux 2 auraient été totalement décorrelées des mesures du SIRTA et le second pour lequel les mesures entre flux 1 et flux 2 auraient été décorrellées. Les résultats n'étant pas satisfaisants, nous avons tenté une autre approche, avec des comparaisons plus directes. La section suivante détaille les conditions météorologiques rencontrées pendant la durée de la campagne.

## 7.1. Conditions météorologiques pendant la campagne TEMERAIRE

### 7.1.1. Bilan climatique de l'été 2014

La campagne s'est déroulée lors de l'été 2014, de fin juin à début septembre durant 80 jours. De nombreuses situations météorologiques différentes se sont produites comme des passages de fronts, des dégradations orageuses, quelques journées de fortes chaleurs et d'autres de très grande fraîcheur pour la saison.

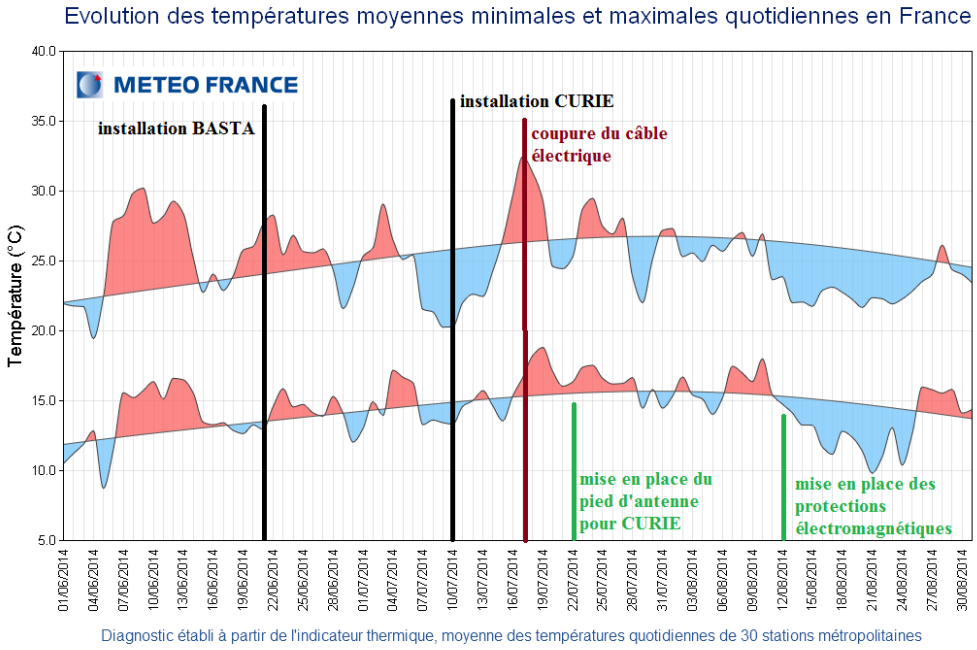


*Figure 7-1 : Evolution des températures minimales et maximales pour la France (à partir de mesures réalisées dans 30 stations). Les courbes de référence correspondent à la moyenne 81-2010 pour ces 30 stations. Les barres verticales et le texte représentent les principales dates de la campagne de mesure TEMERAIRE au SIRTA*

L'été 2014 est malheureusement marqué par un mois de juillet très pluvieux et un mois d'août assez frais par rapport aux moyennes à l'échelle de la France (Figure 7-1). Dans le cadre d'une campagne dédiée au lien entre la réfractivité et sa variabilité avec la turbulence atmosphérique ces conditions ne sont pas les plus idéales mais nous avons toutefois pu rencontrer des bonnes conditions sur certaines journées (notamment le 2 août, la période du 16 au 19 ainsi que la fin du mois d'août et le début du mois de septembre.

### 7.1.2. Impact des précipitations sur les mesures

Comme nous avons pu le voir précédemment (Chapitre 1, §1.6.2.2) les précipitations ont un impact sur la mesure de réfractivité avec les radars du réseau opérationnel. Dans le cadre du dispositif déployé les précipitations sont également responsables de perturbations dans les mesures radars mais aussi au niveau des instruments des stations de mesure de flux, notamment pour les capteurs Licor-7500 (Figure 7-2). Parmi les 3 événements précipitants observés durant la période, les précipitations sont fortes dans le cas de la nuit du 27 au 28 juillet (le quadrillage vertical correspond à 00 UTC), avec des intensités proches de 30 à 50 mm.h$^{-1}$ au début de l'épisode qui correspond à une cellule orageuse en fin de vie. Les deux autres événements sont plus modestes, il ne s'agit que de petites averses, déposant 1 à 2 mm d'eau sur le site du SIRTA.

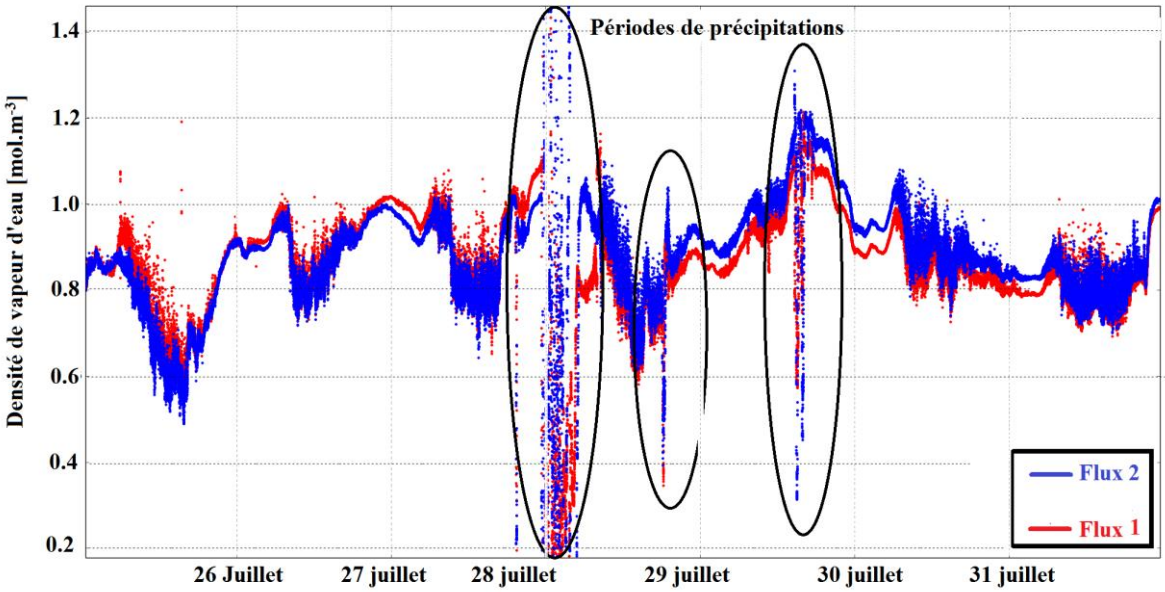


*Figure 7-2 : Impact des précipitations sur la mesure de densité de vapeur d'eau [mol.m$^{-3}$] du 25 au 31 juillet. Trois événements précipitants (encerclés en noir) se déclenchent pendant cette période, le 28 et le 29 juillet, perturbant fortement les mesures des deux capteurs licor-7500.*

Pour les radars la Figure 7-3 donne les courbes théoriques de l'atténuation en dB.km $^{-1}$ en fonction de la longueur d'onde utilisée. On constate que pour le radar bande X CURIE l'atténuation est principalement causée par les précipitations et atteint 1 à 2 dB.km$^{-1}$ pour une intensité de 10 mm.h$^{-1}$. Pour le radar BASTA l'atténuation par cette intensité de précipitation est encore plus forte (5 dB.km$^{-1}$) ; or durant la campagne nous avons rencontré des intensités pluvieuses beaucoup plus importantes (entre 30 et 100 mm.h$^{-1}$) pour les événements les plus marqués. On remarque également que la quantité d'humidité influence l'atténuation à 95 GHz. Pour une variation de 5 g.m$^{-3}$ de

vapeur d'eau, l'atténuation atteint 2 dB par km. Nous pouvons constater cette influence de l'humidité sur la réflectivité sur la Figure 7-9 présentée dans la partie 7.3.1.

Pour les deux radars, le signal est atténué, et les gouttes d'eau qui rétrodiffusent dans les volumes d'atmosphère sondés perturbent également la mesure de vitesse Doppler pour le radar BASTA (Figure 7-4).

La Figure 7-4 nous montre que dans le cas de fortes précipitations (visibles très clairement avec le BASTA nuages qui pointe à la verticale – première colonne, on observe de fortes réflectivités et des vitesses de chute négatives), que les vitesses Doppler (seconde colonne) sont fortement perturbées (vitesses positives et très supérieures aux quelques mm.s$^{-1}$ mesurés par temps non pluvieux). La troisième colonne nous indique que l'atmosphère est saturée (humidité relative à 100%) et le taux de précipitation est assez important. Dans ce cas, il est impossible de mesurer la phase avec le radar BASTA. Les données correspondantes sont marquées par un « drapeau » précipitations ou traitées comme des données manquantes.

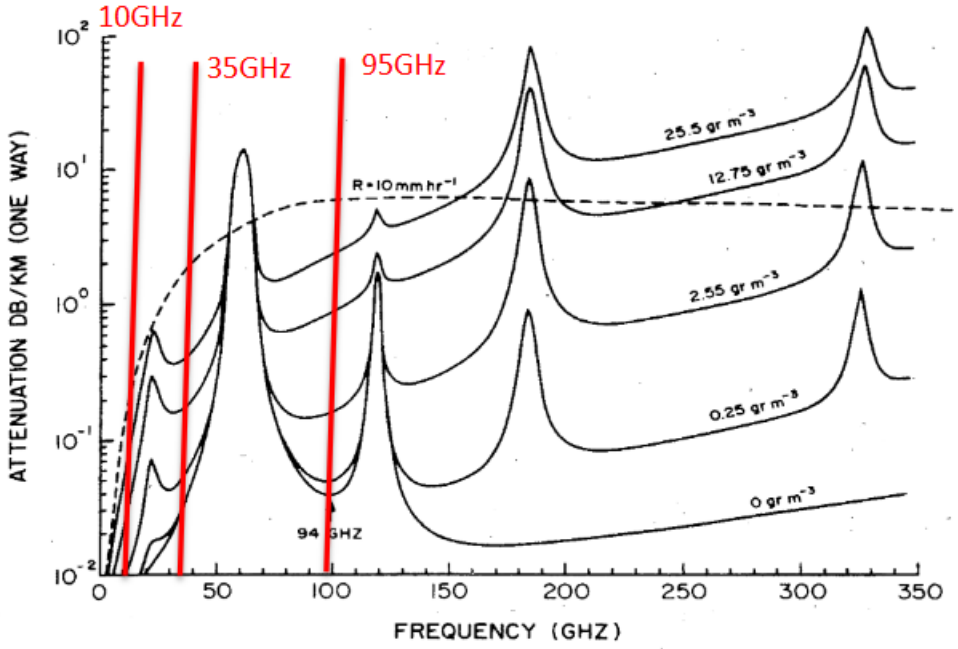


*Figure 7-3 : Atténuation en dB/km de l'atmosphère pour le trajet radar-cible en fonction de la fréquence. Les courbes en traits pleins sont données pour l'absorption des gaz en général en considérant différentes quantités de vapeur d'eau (de 0g.m$^{-3}$ à 25.5 g.m$^{-3}$. La courbe en pointillées donne l'atténuation causée par un taux de précipitation de 10 mm.h$^{-1}$.*

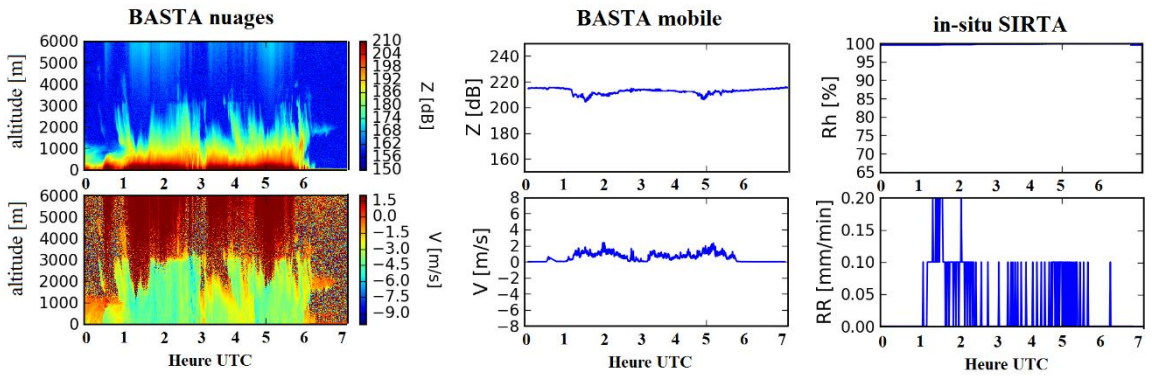


*Figure 7-4 : Etude de l'impact des précipitations sur la mesure des radars BASTA mobile. La première colonne à gauche donne le profil vertical de la réflectivité (en haut et en dB) et la vitesse (en bas et en m.s$^{-1}$) en fonction du temps mesurés par le radar BASTA-nuages. La colonne du centre donne la réflectivité Z et la vitesse mesurée au niveau de la cible n°4 par le radar BASTA-mobile en observation horizontale, et la dernière colonne donne l'humidité relative et le taux de précipitations mesurés par les capteurs in-situ du SIRTA. Le 28/07/2013.*

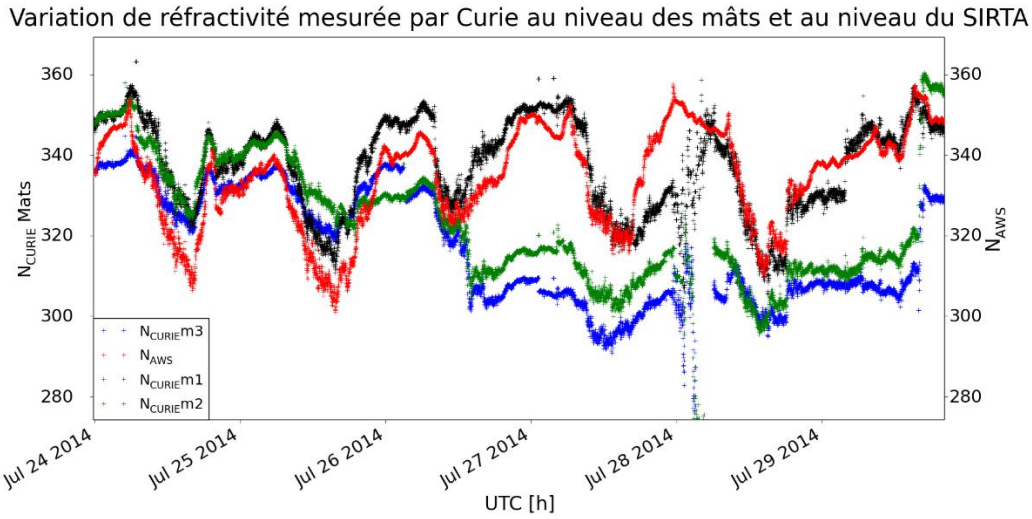


*Figure 7-5 : variations de la réfractivité mesurée par le radar bande X CURIE au niveau des mâts 1, 2 et 3 du 24 au 31 juillet et variations in-situ (en rouge)*

Avec le radar CURIE les précipitations peuvent également causer des perturbations, notamment sur l'amplitude et la mesure de phase, d'autant plus que les portes font 22.5m de profondeur ce qui donne un volume d'atmosphère sondé assez important compte tenu de l'ouverture du lobe (1.8°) et la taille des cibles utilisées. La Figure 7-5 nous montre un exemple de l'impact des fortes précipitations durant la nuit du 28 juillet 2014. La mesure de réfractivité est fortement perturbée pour les 4 mâts (3 représentés sur la figure). On remarque également d'autres perturbations de la mesure de réfractivité que nous détaillerons dans la partie suivante du chapitre.

## 7.2. Vérifications en bande X et en bande W

### 7.2.1. Condition sur l'immobilité des cibles :

L'une des conditions indispensable pour effectuer une mesure fiable de réfractivité concerne l'immobilité des cibles. Les longueurs d'onde des deux radars sont de 3 mm pour BASTA et de 3 cm pour CURIE. Un déplacement de plus d'un dixième de longueur d'onde pendant le temps d'échantillonnage des radars entraînerait un bruit sur la mesure de phase rendant les mesures inexploitables pour traiter des aspects de variabilité ou de turbulence. Ce point, préalable à toute exploitation de données, a été traité dans le chapitre base de données et outils. Cependant, malgré toutes nos précautions pour garantir l'immobilité des cibles et des radars, il est évident que des mouvements étaient tout de même présents, avec le risque d'entraîner un bruit sur la mesure de phase par les radars. Grâce aux accéléromètres installés sur les cibles, nous disposons à une constante près de leurs vitesses. En moyennant ces vitesses sur respectivement 1.5 ms et 0.25 s pour les radars CURIE et BASTA, on obtient une vitesse moyenne des 4 cibles pendant le temps de mesure et en intégrant on obtient une quantification du mouvement donc du bruit affectant la mesure de phase pour les deux radars. D'après les tests effectués (voir le § 6.2.2), l'influence de ce bruit sur la mesure de réfractivité devrait être négligeable.

### 7.2.2. Les tests effectués

Les premiers jours de campagne ont été dédiés à une mise en place rigoureuse du dispositif (mâts supports des cibles et radar). Nous en avons profité pour faire une série de tests avec notamment l'abattage des mâts et sa conséquence sur le signal radar mesuré, ou encore des tests sur les variations de l'orientation des cibles.

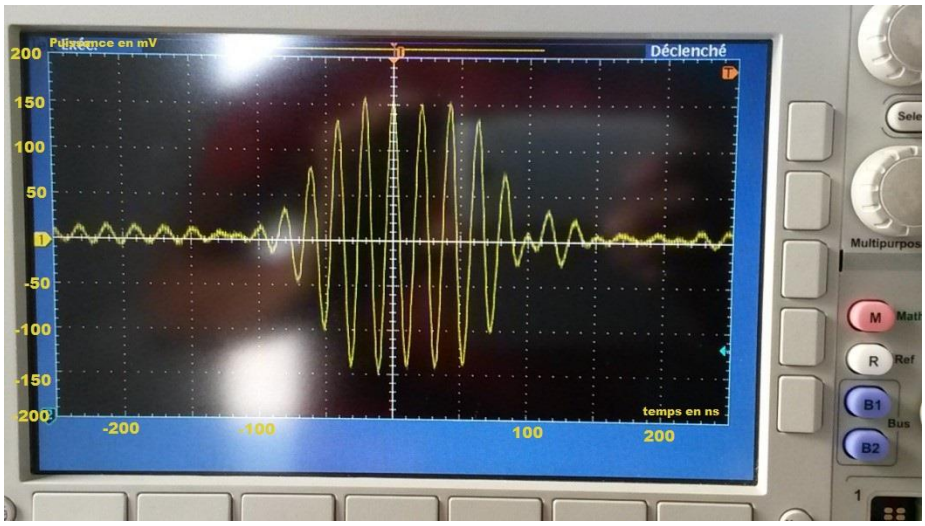


*Figure 7-6 : Photographie de l'écran de l'oscilloscope sur le signal provenant de la cible 4 pour le radar CURIE. La cible 4 donne un signal radar d'une largeur de 200 ns environ et d'une puissance de 300mV.*

Jusqu'au 23 juillet, l'antenne du radar CURIE n'est pas bien pointée. Nous arrivons à cette constatation car lors de l'abattage des mâts pour placer les accéléromètres, le signal mesuré ne varie presque pas. Avec l'équipe technique du radar nous avons donc réalisé une série de tests en utilisant un oscilloscope (Figure 7-6) plutôt que la visualisation classique sous forme de spectre de puissance. Au plus près du signal, nous remarquons que le lobe d'antenne est probablement trop décentré et vise le sol sur une grande partie du trajet, ce qui explique l'absence de variation notable lorsque nous retirions les cibles. Afin d'éviter que l'antenne ne « pique du nez » sous son propre poids, nous avons installé un pied en chêne dans le but de maintenir l'antenne et son positionneur à la bonne élévation (Figure 7-7). Un système laser disposé à l'arrière de l'antenne permettait aussi de contrôler sa position. Une attention particulière a ensuite été apportée, le plus souvent possible tout au long de l'expérimentation, pour effectuer des vérifications à la fois sur le signal, mais aussi sur le pointage de l'antenne.

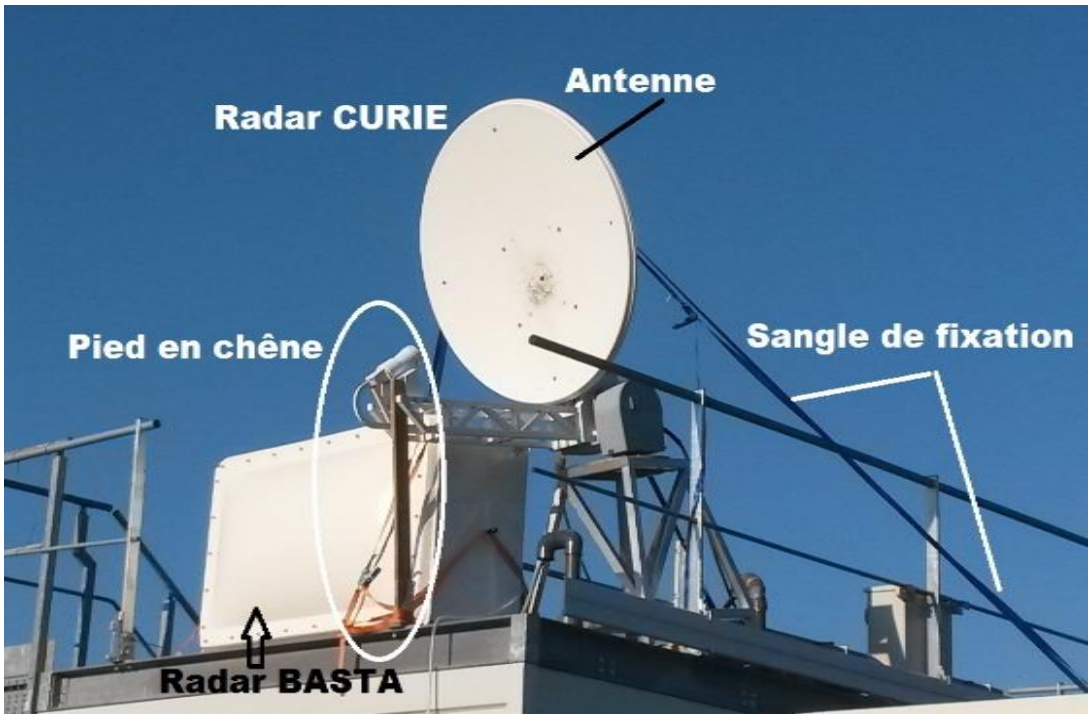


*Figure 7-7 : système de fixation du radar CURIE après repointage de l'antenne. Le pied en chêne permet de maintenir l'élévation de l'antenne au cours de l'expérimentation. On peut également voir les sangles de fixation au shelter*

Lors d'une réunion le 12 août, à la vue des photographies du dispositif et en considérant la taille du lobe d'antenne du radar CURIE, Frédéric Fabry nous a conseillé de disposer des protections électromagnétiques sur les pieds des mâts afin de limiter le signal pouvant revenir des angles présents sur les pieds des mâts support de cible. Les mâts 1 à 3 étaient concernés par cette recommandation et dès le lendemain nous avons procédé à cette installation. La Figure 7-8 montre l'impact de la mise en place de ces protections. L'effet le plus marqué pour l'amplitude du signal concerne le mât n°1. Pour le mât n°2 il est difficile de conclure sur une diminution de l'amplitude puisque le pointage de l'antenne a probablement également légèrement été modifié. Pour le mât n°3 on constate aussi l'impact du changement dans le pointage de l'antenne. Le résultat le plus marquant concernant la mise en place de ces protections concerne la variabilité de la réflectivité. Après 17h le jour de l'installation, l'écart-type glissant calculé sur 2h sur les séries temporelles de réflectivités du radar CURIE diminue pour les 3 cibles concernées par la mise en place du dispositif de protection (Figure 7-8). Le pied des mâts constituaient des réflecteurs et contribuaient certainement à la puissance reçue avant la mise en place des protections. Ces dernières resteront en place jusqu'à la fin de l'expérimentation.

Durant la campagne, de nombreux tests et vérifications ont été menés. Cette première série de mesures en conditions contrôlées fournit un jeu de données sans

équivalent. Les campagnes de terrain fournissent toujours une bonne dose d'imprévus et globalement le bilan de l'acquisition des données est positif, malgré les accidents ou les mauvaises conditions météorologiques. Dans la partie suivante, nous présentons les exploitations qu'il a été possible de faire avec le jeu de données récoltées et le temps disponible.

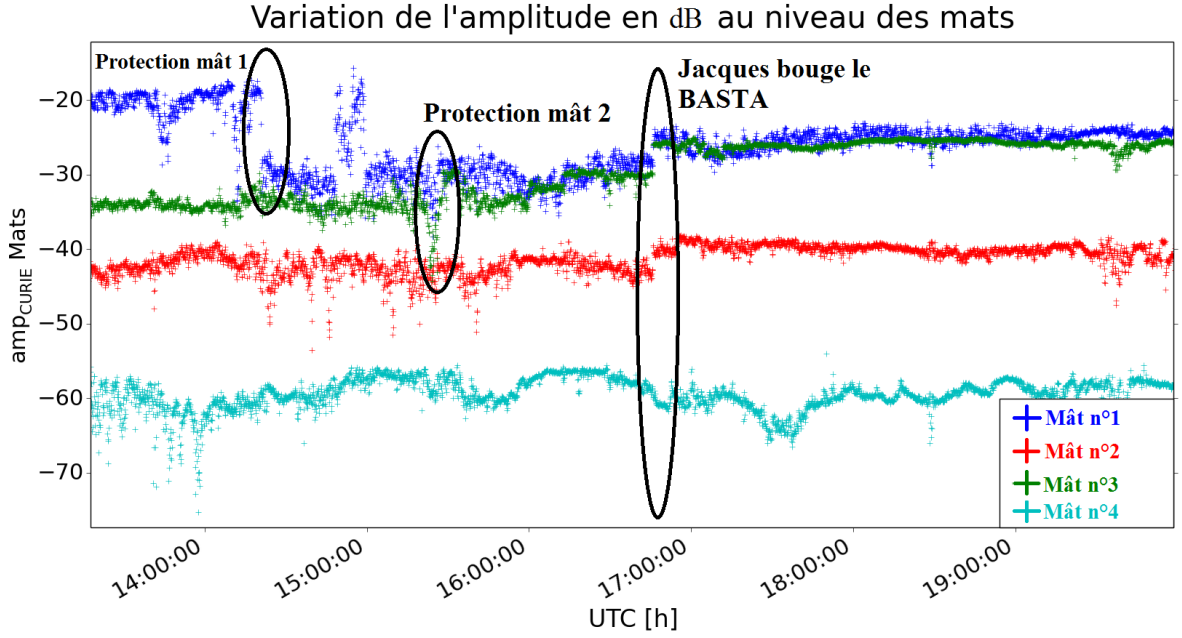


*Figure 7-8 : Variation de l'amplitude mesurée pour les mâts 1 (bleu), 2 (vert), 3 (rouge) et 4 (cyan) pour l'après-midi du 13 août, lors de la mise en place des protections électromagnétiques sur les pieds des mâts de mesure. Le déplacement du radar BASTA impacte le pointage de l'antenne du CURIE comme on peut le voir après 17h. La variabilité de la puissance reçue est moins importante après l'installation des protections et ce, pendant l*

## 7.3. Exploitation des données

### 7.3.1. Exploitation des données de BASTA pour la calibration

La calibration du radar BASTA est habituellement effectuée avec un trièdre de 20 cm et un mât télescopique de 20 m (pré-campagne BASTA). Dans le cas de la campagne TeMeRAiRe, nous disposons de séries temporelles de réflectivité sur 4 cibles de taille croissante à des distances croissantes mais placées un peu moins haut que durant les expérimentations de calibration habituelles. La Figure 7-9 présente les variations de la réflectivité au cours du temps mesurée pour la cible 4, ainsi que les différences de réfractivité entre deux instants de mesure pour le trajet entre le radar et la cible du 10 au 19 août. La ligne rouge symbolise l'instant où nous sommes intervenus pour recaler le radar. On observe une lente décroissance de la réflectivité au cours du temps sans doute due à un dépointage lent du radar.

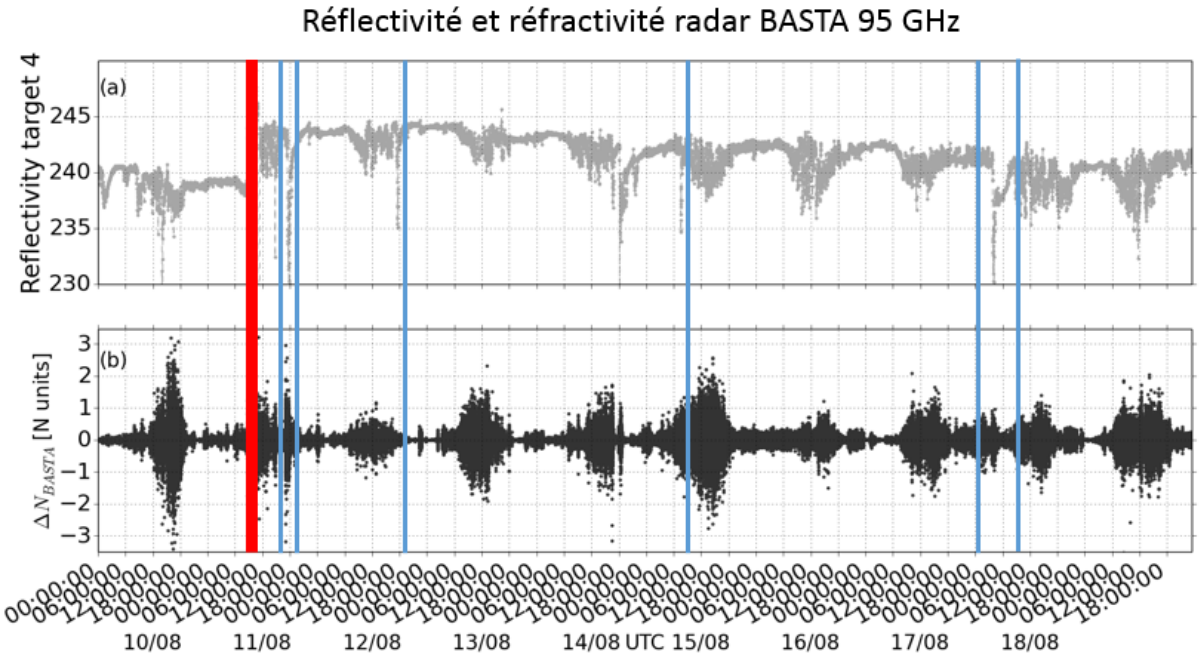


*Figure 7-9 : série temporelle de la réflectivité (dB) observée au niveau de la cible 4 (en haut) et variations de la réfractivité en 1 seconde au niveau de la cible (en bas) du 9 au 18 août 2014. La ligne rouge symbolise un réalignement du radar par rapport aux cibles. La ligne noire oblique sur la partie (a) de la figure montre une lente décroissance de la réflectivité au cours du temps.*

On observe également une corrélation entre les périodes de forte variabilité de la réfractivité durant l'après-midi et une forte variabilité de la réflectivité (symbolisé par les flèches noires). Durant l'expérimentation il est alors possible d'effectuer une calibration du radar en utilisant les équations suivantes :

$$Ze_{target} = 10\log_{10}\left(\frac{\sigma}{r^4}\right) \qquad (7\text{-}1)$$

Avec $\sigma$ la section efficace des cibles, $r$ la distance entre le radar et la cible. Nous avons utilisé des trièdres dont les σsont donnés par l'équation :

$$\sigma = \frac{4}{3}\pi\frac{a^4}{\lambda^2} \qquad (7\text{-}2)$$

Avec $a$ la taille de l'arrête extérieure du trièdre. Pour une cible avec a = 20 cm, on obtient une section efficace de 655 m² pour la longueur d'onde du radar BASTA. Pour calibrer la réflectivité on utilise alors l'équation :

$$Ze_{calibrated} = Calibration_{raw} + P_r + 20\log_{10}(P_r) + autres\ variables \qquad (7\text{-}3)$$

Les autres variables sont fonction de la puissance à l'émission ou de l'impact de la vapeur d'eau sur l'atténuation de la réflectivité (*Josset et al. 2013*). Enfin, le terme de calibration brute est donné par :

$$calibration_{raw} = Ze_{target} - 10\log_{10}(P_r) \quad (7\text{-}4)$$

Durant les périodes sèches il est alors possible d'obtenir une constante de calibration en utilisant les données des cibles utilisées. Lors des périodes de pluie avec le dispositif il est possible de vérifier ce travail de calibration en utilisant un disdromètre par exemple. L'utilisation des données de la campagne TeMeRAiRE pour de la calibration a permis au SIRTA de proposer l'utilisation du site pour devenir l'un des centres de la calibration radar avec ACTRIS[14]. Ces résultats sont présentés dans la publication *Delanoë et al. 2016*.

### 7.3.2. Comparaison des variations diurnes de réfractivité :

Avec le radar CURIE la restitution de la réfractivité à partir des données brutes (partie réelle $I$ et imaginaire $Q$ du nombre complexe) ne fonctionne pas directement. L'examen des données brutes nous a permis de comprendre que cela était dû à des dysfonctionnements du logiciel qui effectue le rangement des données, impossible à modifier. Nous avons donc mis en place un programme de traitement des données et de filtrage des données aberrantes qui permet de contourner le problème en éliminant les périodes de « décrochage de porte » (cf. figure 2-9), ainsi qu'une partie des points aberrants sans doute dus aux passages d'oiseaux ou de chevaux dans le lobe du radar (ou tout autre élément pouvant perturber la mesure radar dans les portes contenant les cibles ou dans la paille d'atmosphère traversée par les ondes pour la mesure). La figure 7-10 montre un exemple de tentative de restitution à partir des données brutes à gauche et le résultat de l'algorithme de traitement comparé avec les données in-situ à droite. En calculant la réfractivité à partir des données brutes du radar, on ne peut pas obtenir des variations comparables à la mesure in-situ (en rouge à gauche). Après traitement, le cycle diurne restitué à partir des signaux provenant des 3 cibles est comparable à la mesure in-situ.

Les traitements mis en place permettent d'obtenir des variations de réfractivité cohérentes avec celles mesurées par les capteurs in-situ. Nous ne chercherons pas à expliquer les points aberrants ou chaque perturbation qui peut affecter la mesure. Nous nous sommes plutôt concentrés sur des périodes idéalement le moins impactées par ces perturbations, y compris les périodes pluvieuses.

[14] ACTRIS : Aerosol, Cloud and Trace gases Research InfrastructureS

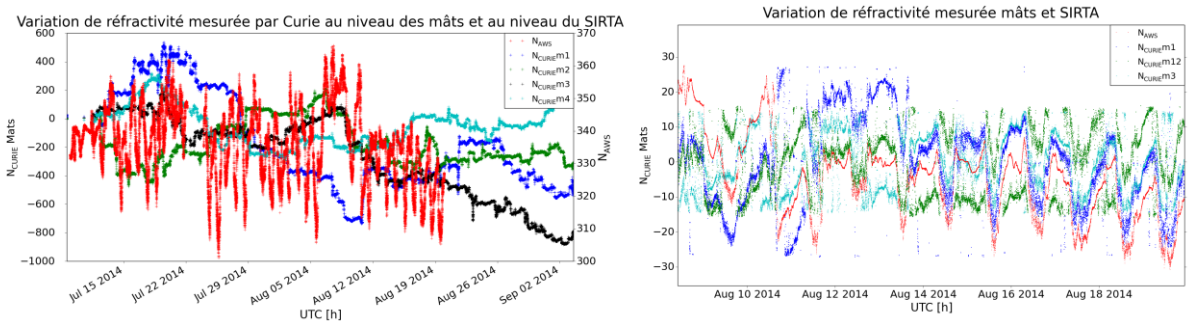


*figure 7-10 : visualisation des données de réfractivité restituées à partir des données brutes (à gauche) et à partir des données filtrées (à droite) pour les 4 mâts.*

### 7.3.3. Comparaison de la variabilité de la réfractivité (BASTA)

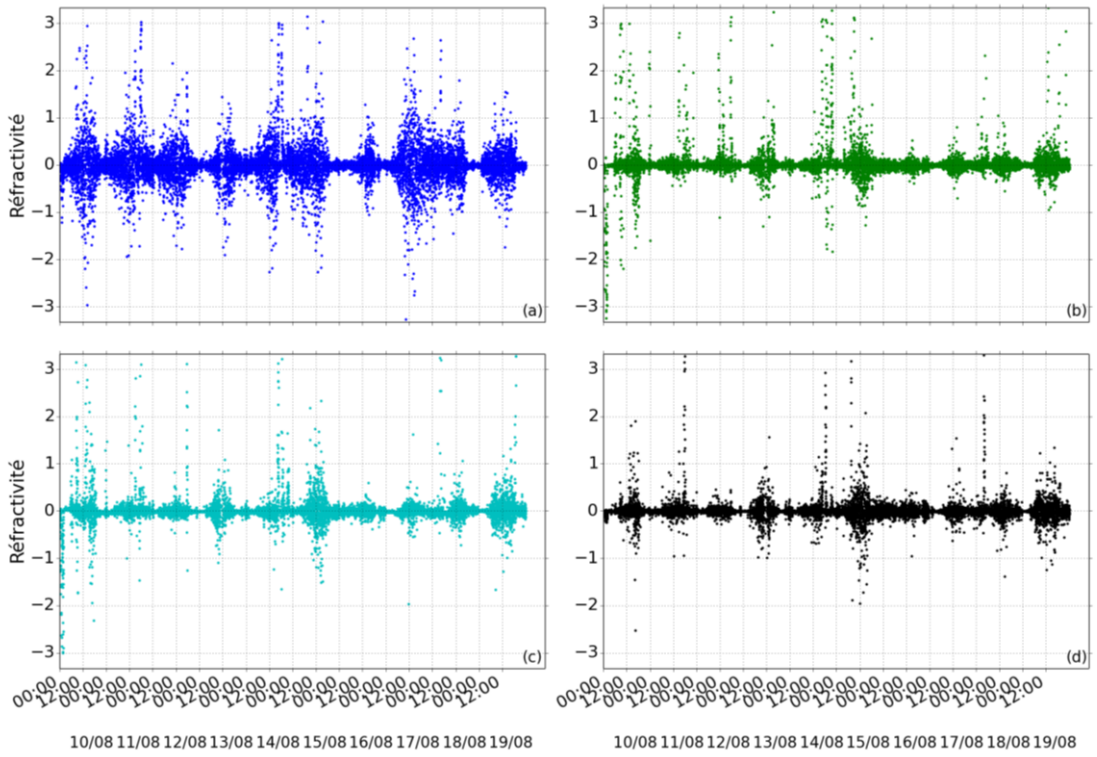


*Figure 7-11 : taux de variation (défini par l'équation 3-1) de la réfractivité sur 1 minute mesurés avec BASTA pour les mâts 1 (a – en bleu), 2 (b – en vert), 3 (c – en cyan) et 4 (d – en noir) du 10 au 20 août 2014.*

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, le radar BASTA nous donne accès aux taux de variation de la réfractivité. Nous avons choisi de représenter les variations de réfractivité minute pour la période du 10 au 20 août sur la Figure 7-11. On peut noter que le cycle diurne est bien marqué pour les 4 cibles utilisées. On remarque que, plus la distance augmente, plus la variabilité minute est faible, et ce pour les 4 distances disponibles ici, soit 300, 500, 550 et 650 m. On note aussi le peu de différence entre les courbes des graphiques (b) et (c), soit pour la plus faible distance séparant les mâts. Pour les figures (b), (c) et (d) nous avons constaté un biais positif important avec nettement plus de points pour les valeurs positives que pour les valeurs négatives. Ce

biais n'est pas totalement expliqué. Une des pistes possibles serait le traitement effectué par la carte d'acquisition lors de l'imposition du fonctionnement en continu sur un mode au lieu de l'alternance entre les modes. Lors de l'intégration des données de variations minute de la réfractivité, ce biais positif est très marqué, rendant difficile le suivi point à point de la réfractivité.

Nous n'avons pas cherché à filtrer ces points pour le moment, car nous nous sommes essentiellement penchés sur la restitution de la variabilité de la réfractivité par le radar BASTA, plutôt que la réfractivité elle-même.

## 7.4. Variations hectométriques des réfractivités

### 7.4.1. Etude de cas : le 2 août, passage d'un courant de densité

#### *7.4.1.1. Situation météorologique :*

Un marais barométrique instable en flux de sud-sud-ouest concerne la France pour cette journée du 2 août 2014. Sur le site, le temps est ensoleillé jusqu'à 10 h UTC environ, puis des petits cumulus de beau temps arrivent. Le reste de l'après-midi est très dégagé (Figure 7-12 à gauche) puis l'orage passe à proximité entre 15h30 et 15h50 UTC. Les températures maximales ont donc eu le temps d'atteindre des valeurs proches des normales de saison avec 25 à 27°C mesurés dans les stations de la région à 14h45 UTC (Figure 7-12 à droite). Le premier passage orageux est accompagné de très peu de précipitations, d'une baisse marquée des températures, et d'une hausse importante de l'humidité, le tout avec des rafales de vent, signature caractéristique d'un passage de courant de densité sur le dispositif. Plus tard dans la journée vers 19 h UTC, la ligne orageuse passe sur le dispositif et est sans doute à l'origine de quelques perturbations au niveau des différentes mesures. La Figure 7-13 montre la situation au-dessus de la région parisienne grâce à la mosaïque radar de Météo-France. La croix rouge marque la position géographique de notre site. Les réflectivités les plus importantes sont comprises entre 44 et 48 dBz soit des taux de pluie compris entre 21 et 37 $mm.h^{-1}$ (en utilisant la loi Z-R détaillée dans le chapitre instruments avec les valeurs $a = 486$, $b = 1.37$ (*Jones 1956*) correspondant aux pluies convectives).

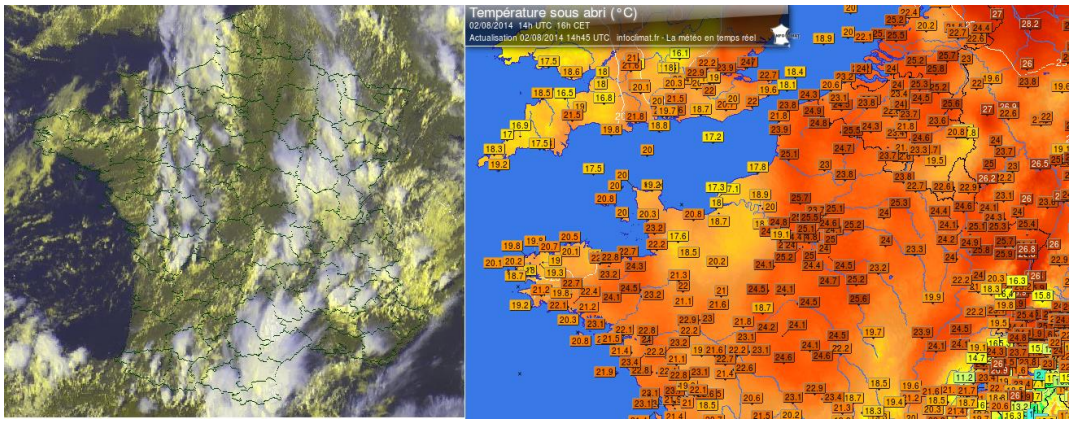


*Figure 7-12 : à gauche image satellite visible (MSG) pour le 2 août à 15h UTC. On distingue la cellule orageuse au niveau des Yvelines. A droite, température sous abris à 14h UTC sur le nord de la France (image Infoclimat)*

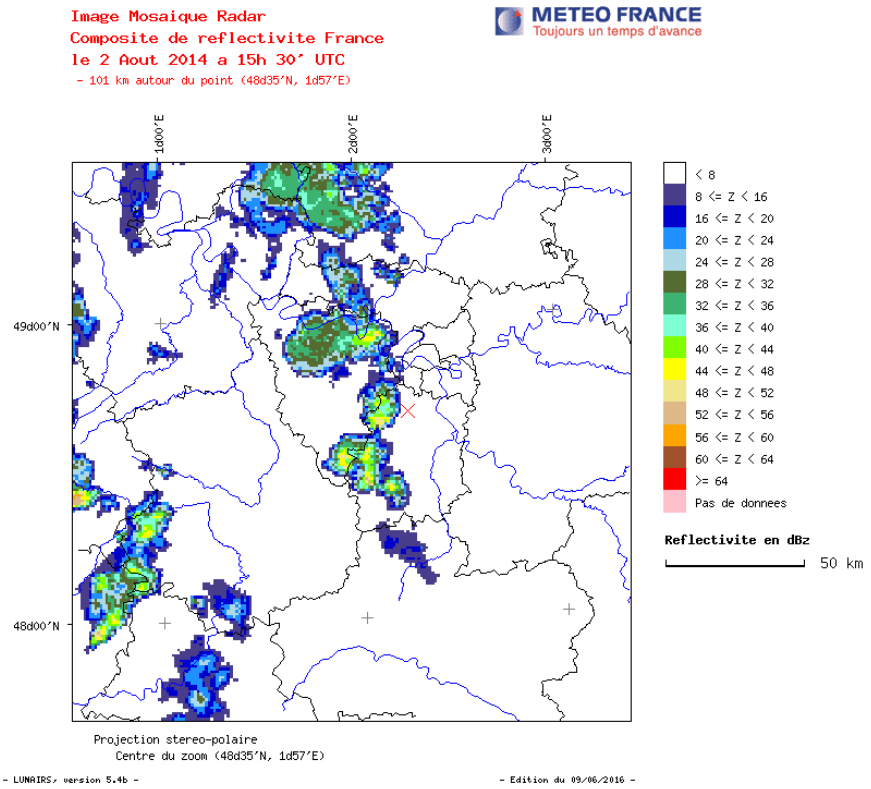


*Figure 7-13 : Réflectivité radar autour du SIRTA (croix rouge) le 02/08 à 15h30 UTC. Les cellules orageuses se déplacent dans un flux de SSO.*

Les lames d'eau ANTILOPE[15] calculées au pas de temps 1h montrent un cumul total sur la zone d'environ 15 mm. Cette valeur est conforme avec les données des pluviomètres de la zone SIRTA.

[15] ANTILOPE : Analyse par spaTIalisation hOraire des PrEcipitations (

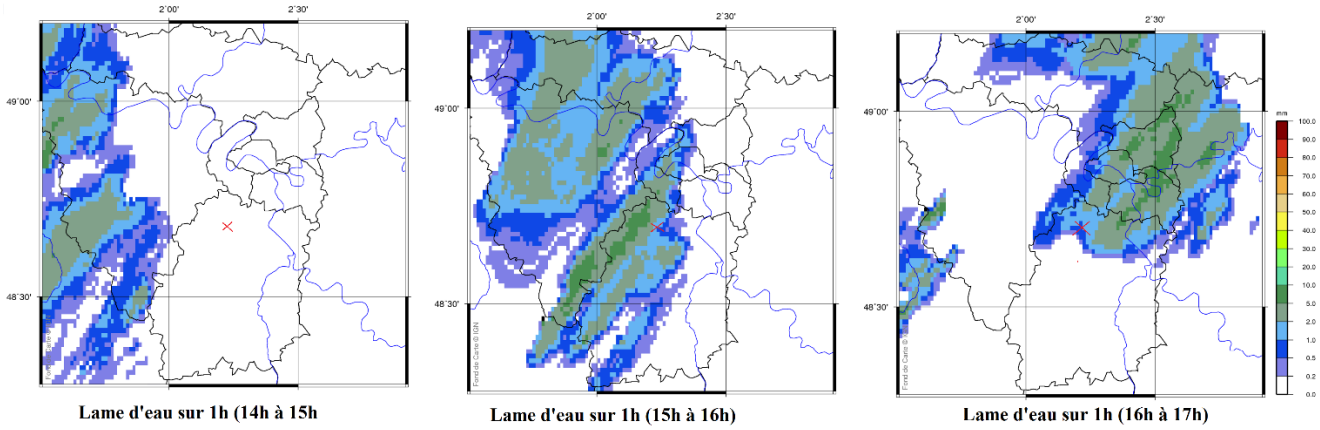


*Figure 7-14 : Lames d'eau ANTILOPE cumulées sur une heure de 14h à 17h le 02/08/14. La croix rouge matérialise la position du SIRTA.*

Comme nous pouvons le voir sur les trois figures (7-14, gauche, milieu et droite) la propagation de la dégradation orageuse se fait suivant un axe SO-NE. Le courant de densité affectant le dispositif circule selon le même axe. Voyons maintenant l'impact de ce passage sur le site du SIRTA grâce aux capteurs disponibles.

#### *7.4.1.2. Au niveau du SIRTA*

Le phénomène passe au niveau de la plate-forme entre 15h30 et 15h40, les premières précipitations arrivant 5 minutes plus tard. Les différents capteurs nous permettent d'établir que le courant de densité est caractérisé par les éléments suivants :

- Une chute brutale de la température de 11°C ;
- Une hausse de l'humidité relative de 40% à 90%
- Une hausse de la pression de 3.2 hPa
- De fortes rafales de vent avec une maximale à 8 m/s
- Des vitesses verticales de -1.5 à +1.9 m/s

Grâce à la présence des 3 stations de mesure, nous pouvons quantifier le décalage temporel dû à la propagation de ce phénomène sur la zone. C'est l'objet du paragraphe suivant.

### 7.4.2. Le passage du courant de densité lié aux cellules orageuses

#### *7.4.2.1. Mesures flux 1, flux 2 et in-situ SIRTA*

Nous pouvons observer les variations de la réfractivité restituées par les capteurs classiques du SIRTA, ainsi que les stations flux 1 et flux 2. Sur la Figure 7-15 nous avons

tracé les courbes correspondantes, de 00h à 23 h UTC. La première constatation flagrante concerne la variabilité de la réfractivité, notamment entre 9h et 15h30 UTC. Les données SIRTA (en rouge) sont échantillonnées au même pas de temps (1 min) que les stations automatiques étudiées dans les chapitres 4 et 5. Nous avons restitué les données seconde calculée à partir des données à 20 et 50 Hz des stations flux 1 (en bleu) et flux 2 (en vert). Même si la variabilité est très différente, les trois courbes varient autour de la même valeur moyenne (de 330 à 340 unités de réfractivité durant la nuit). On observe un minimum autour de 320 unités, et des pics minima entre 310 (pour flux 1) et 315 (pour flux 2) unités. Ce minimum est dû à la hausse de la température et à la baisse de l'humidité (se reporter à l'équation 1-1), et ce jusqu'au passage du courant de densité à partir de 15h30. Le saut le plus important est perçu par les 3 stations. Après le passage du phénomène, les stations flux 1 et flux 2 voient les données du licor (et donc de l'humidité) fortement perturbées par les précipitations.

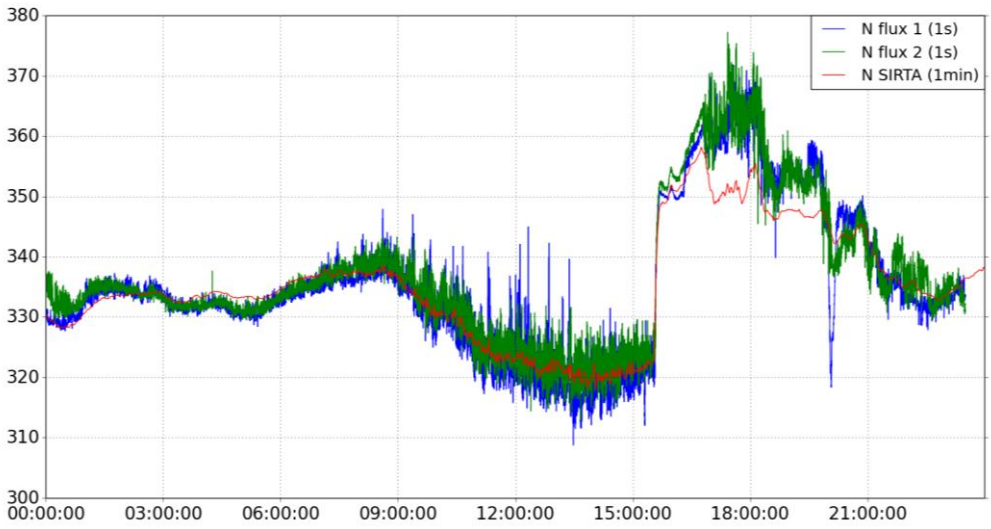


*Figure 7-15 : variations de la réfractivité mesurée au niveau du SIRTA (1 minute - en rouge) et des stations flux 1 (en bleu) et flux 2(en vert) (1 seconde)*

Lors du passage de l'événement, il est intéressant d'observer particulièrement le décalage temporel affectant les différentes stations de mesure. Pour flux 1 et flux 2 la synchronisation des temps est réalisée par GPS. Pour la station SIRTA, le temps est également synchronisé sur l'heure GPS. La Figure 7-16 permet de visualiser le décalage temporel suspecté avec les capteurs du SIRTA (courbe rouge) qui réagissent à 15h32min avec le début du saut. Les temps de réponse sont plus longs sur les sondes utilisées sur cette station. La deuxième station concernée est la station flux 1 (courbe bleue), ce qui est logique compte tenu du vent de secteur OSO à SO sur le dispositif. La première

augmentation sensible sur 10 secondes de la réfractivité se produit à 15h33min41s. Enfin, le phénomène concerne flux 2 (courbe verte) à partir de 15h34min17s.

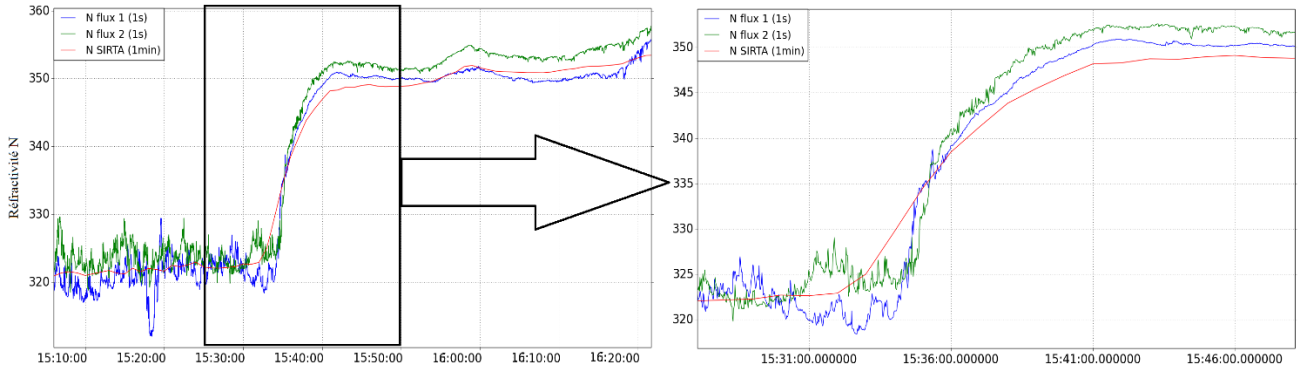


*Figure 7-16 : zoom sur le saut de réfractivité associé au passage du courant de densité.*

Le décalage temporel est donc de 36 s entre les deux stations, éloignées de 150 m. Dans le même temps, la vitesse du vent est comprise entre 3 et 3.5 m/s, ce qui correspond une distance comprise entre 102 et 119 m parcourus. Or, en projetant sur l'axe du vent on obtient 115 m ce qui est conforme aux observations. Au début de l'événement, les comportements de flux 1 et flux 2 sont assez différents. Tandis que flux 1 décroît de 4 unités de réfractivité, flux 2 croit de 6 unités. Après le passage du phénomène cette différence n'est plus que de 2.5 unités environ. Il est important de rappeler que le couvert n'est pas identique entre les deux stations, la première étant située au-dessus de l'herbe et la seconde au-dessus de la terre.

#### *7.4.2.2. Radar CURIE*

Le passage du phénomène sur le radar CURIE peut tout d'abord être illustré par les variations de la réflectivité provenant des quatre cibles. La Figure 7-17 montre l'évolution de cette réflectivité entre 10 h et 18h UTC. Autour de 15h45 UTC, la réflectivité décroît pour les mâts 1 (courbe bleue), 2 (courbe rouge) et 3 (courbe verte), et même de façon très marquée pour la cible 3. Nous n'expliquons pas ce phénomène. Plus tôt dans la journée, il est intéressant de noter la variabilité de la réflectivité, plus forte autour de 9h30, autour de 11h et entre 13h et 14h30 UTC. Prenant en compte les problèmes évoqués à la section 2.3.1, on considère (sans certitude absolue) que ces évolutions sont plutôt dues à des problèmes techniques du radar qu'à des événements géophysiques.

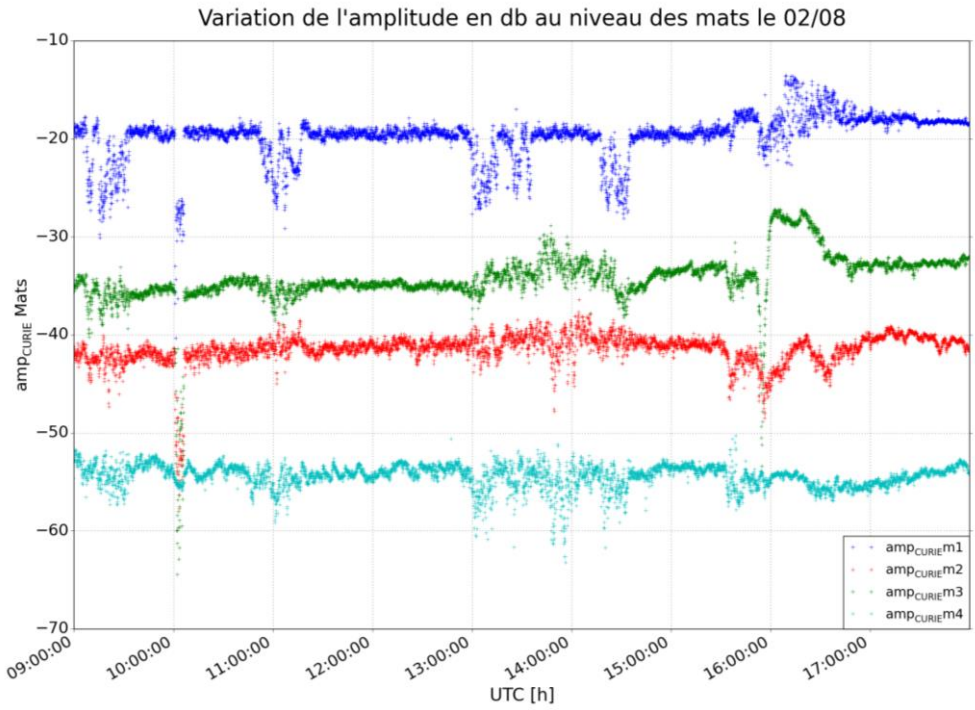


*Figure 7-17 : amplitudes (en dB) mesurées au niveau des 4 cibles lors de la journée du 2 août de 10h à 18h UTC. Mât 1 en bleu, 2 en rouge, 3 en vert et 4 en cyan.*

Si l'on se penche sur la réfractivité cette fois, les données de CURIE et des stations flux sont tracées sur la Figure 7-18. Les variations après le saut ne sont pas identiques entre les stations flux et les mesures avec le radar. Nous n'avons pas essayé d'expliquer ces différences pour le moment.

La première constatation concerne la variabilité de la réfractivité au cours de l'après-midi, avant le passage du phénomène. Cette dernière est plus importante pour les cibles 2, 3 et 4 que pour la cible 1. La seconde constatation concerne les cibles 2 et 3, seulement séparés de 50 m, et dont les courbes sont quasiment identiques avant 15h30. Outre quelques différences nous pouvons conclure que les données du CURIE permettent de restituer les variations temporelles de la réfractivité, avec une résolution de 6 secondes. Nous verrons dans la section suivante la mise en place de la différenciation spatiale pour traiter l'identification du caractère local ou non de la mesure.

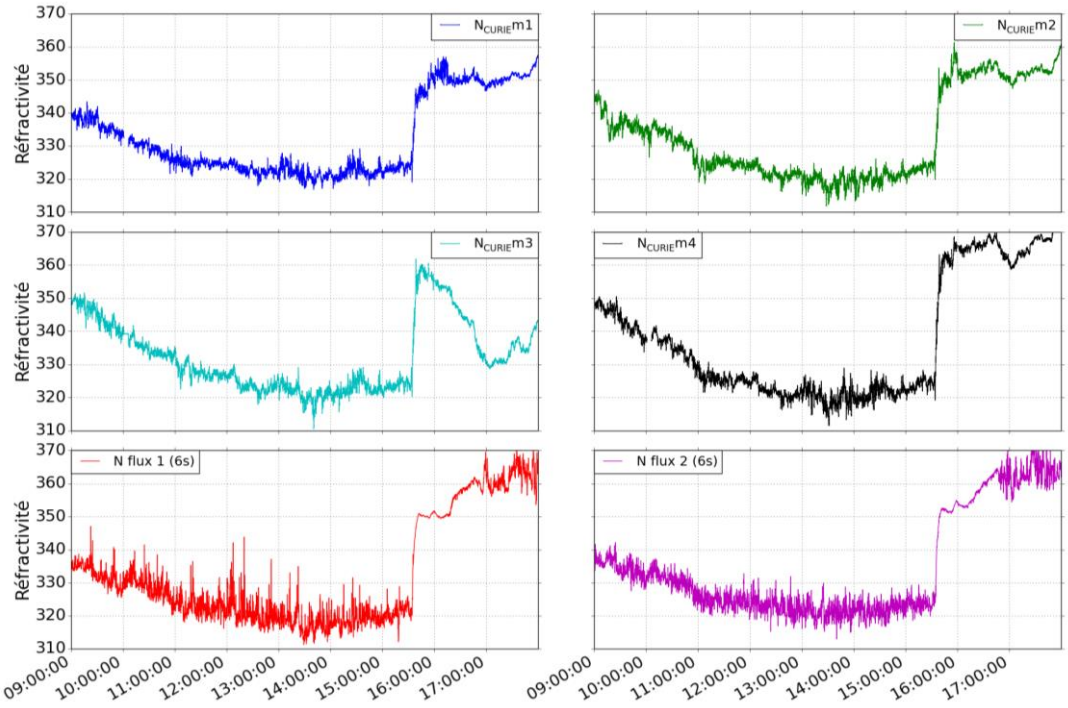


*Figure 7-18 : Variations temporelles de la réfractivité durant la journée du 2 août 2014, de 9h à 18h UTC pour le radar CURIE avec les cibles n°1 (en bleu), n°2 (en vert), n°3 (en cyan), n°4 (en noir). Les deux figures du bas sont tracées pour les stations flux 1 (en rouge) et flux 2 (en magenta). Toutes les courbes sont tracées au pas de temps 6 secondes.*

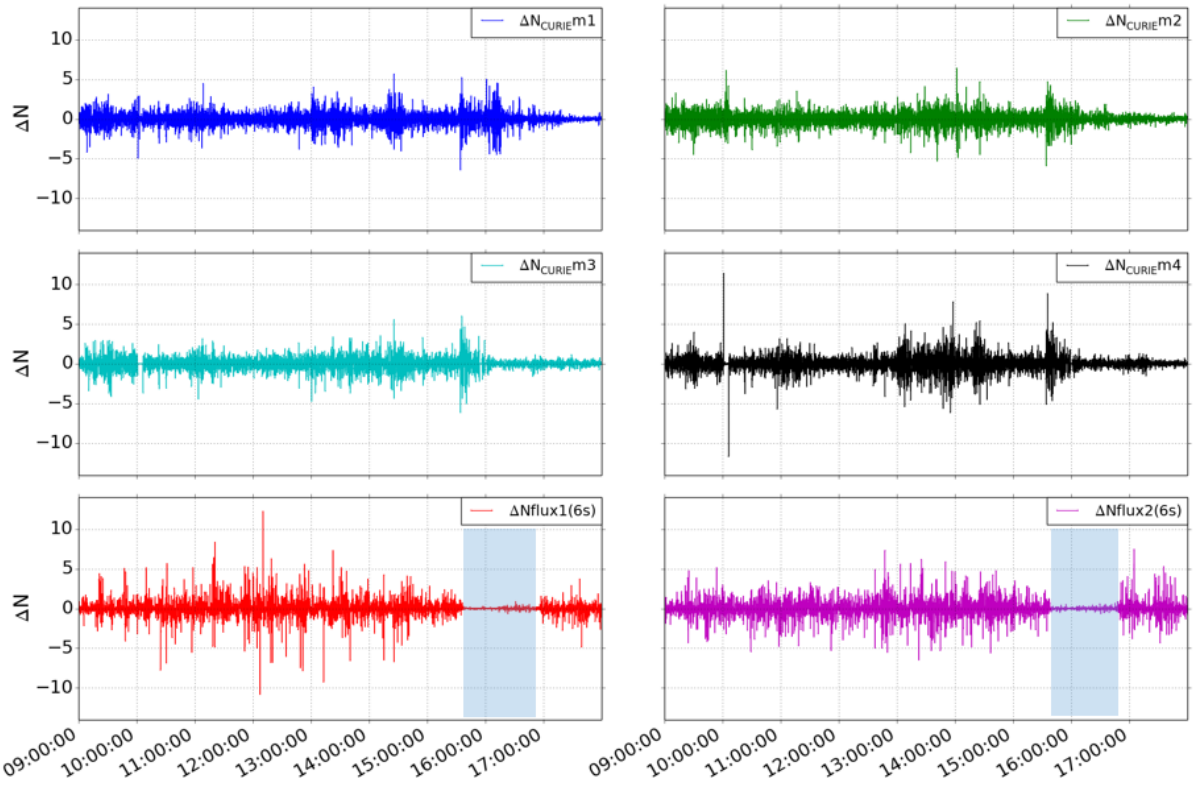


*Figure 7-19 : Variations de la réfractivité (calculée sur 6 secondes) pour le radar CURIE et les 4 cibles (1 en bleu, 2 en vert, 3 en cyan, 4 en noir) ainsi que pour les deux stations de mesure de flux (flux 1 en rouge et flux 2 en magenta) pour la journée du 2 août 2014 de 9h à 18h UTC.*

### *7.4.2.3. Radars BASTA*

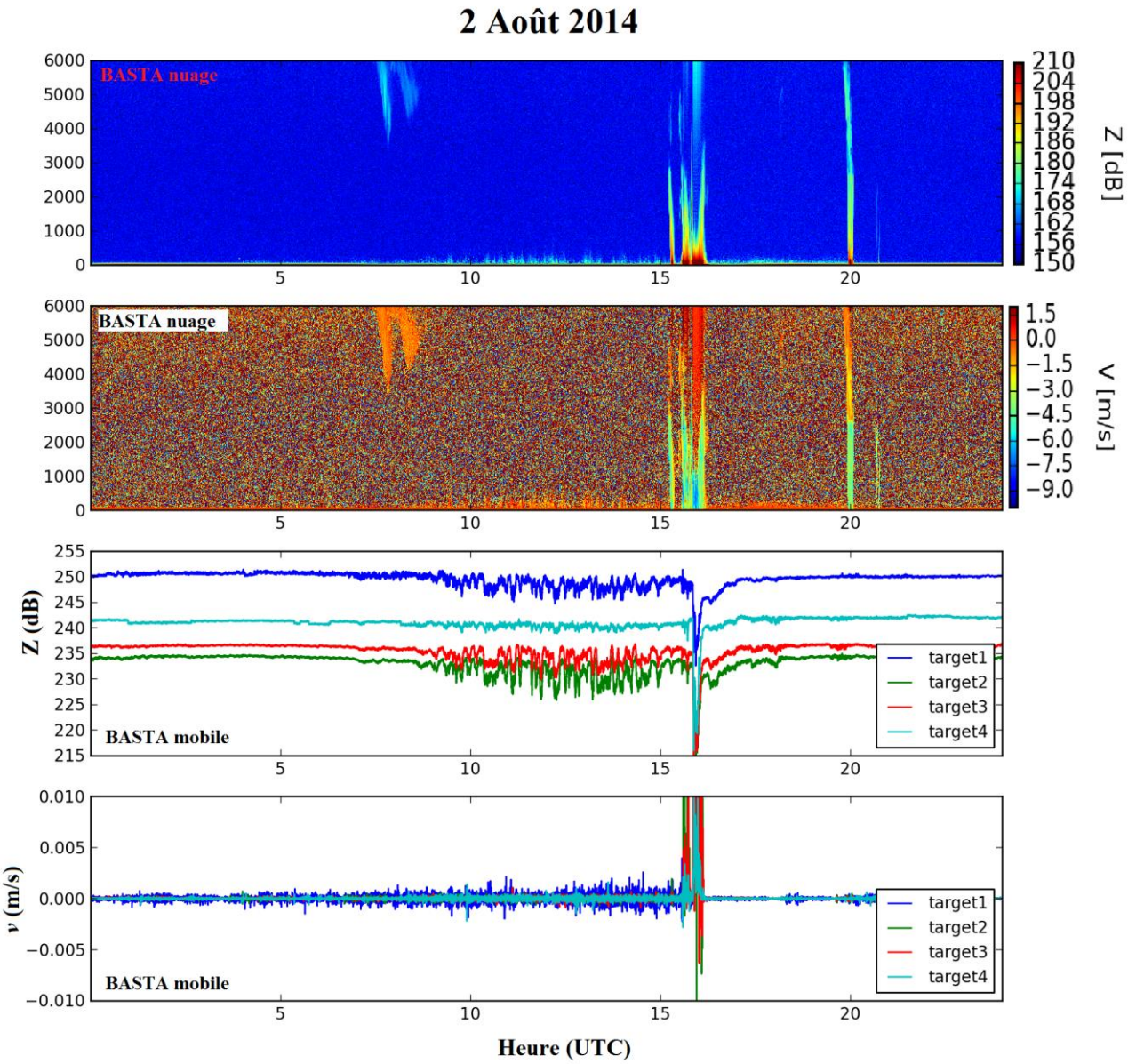


*Figure 7-20 : Evolutions temporelles des paramètres mesurés par les deux radars BASTA (nuage et mobile) pour la journée du 2 août 2014. En haut, la réflectivité (en dB) et la vitesse (en m/s) mesurée (mode 12.5m) par le radar BASTA nuage. En dessous, la réflectivité (en dB) provenant des cibles 1 à 4 (en bleu, vert, rouge et cyan) et les vitesses Doppler associées.*

Pour le radar BASTA, dix fois plus sensible, nous avons vu que la moindre précipitation a un impact très important sur la mesure. Pendant cette journée du 2 août, la Figure 7-20 permet d'apprécier les capacités des deux radars nuages déployés sur le dispositif. Sur les deux figures « BASTA nuage » nous avons tracé les profils de réflectivité et de vitesse Doppler à la verticale du SIRTA entre 0 et 6 km d'altitude. Outre le passage de l'orage, nous observons un nuage situé entre 4 et 6 km passant entre 8h et 9h UTC. De plus, près du sol, nous constatons l'apparition de signaux de réflectivité et de vitesse sortant du bruit, pendant la journée. L'altitude impactée est de plus en plus

importante et il sera intéressant de regarder par la suite si cette donnée peut nous fournir des indications sur le développement de la couche limite convective. Le bas de la figure est consacré au radar BASTA mobile, pointant horizontalement vers les 4 cibles. Nous constatons le même type de variabilité de réflectivité que sur la Figure 7-9, bien corrélée à la variabilité de la réfractivité durant la journée. Cette variabilité est même plus forte pour les cibles 1, 2 et 3. Lors du passage du phénomène, il ne sera pas possible d'utiliser les données du radar compte tenu de la contamination des vitesses par les précipitations.

## 7.5. Différenciation spatiale et réfractivité locale

### 7.5.1. Théorie

Les quatre cibles sont alignées et le terrain est plat. Nous sommes donc dans le cadre parfait pour appliquer la théorie développée dans l'article *Fabry 2004* sur la différenciation spatiale. Nous rappelons brièvement ici les équations utilisées pour les calculs. Considérons les couples de mâts suivants : {mât 1 et mât 2} séparés de 200 m et {mât 4 et mât 2} séparés de 150 m. Nous noterons les cibles $C_1$ $C_2$ $C_3$ et $C_4$ et les couples de cibles $C_{\{2\text{-}1\}}$, $C_{\{4\text{-}2\}}$, $C_{\{3\text{-}1\}}$ etc… Le terrain étant plat et le lobe radar traversant une atmosphère située à la même hauteur dans les deux cas nous pouvons écrire :

$$\Delta_t\phi(\mathrm{C}_2) - \Delta_t\Phi(\mathrm{C}_1) = [\Phi(\mathrm{C}_2,\mathrm{t}_1) - \phi(\mathrm{C}_2,\mathrm{t}_0)] - [\Phi(\mathrm{C}_1,\mathrm{t}_1) - \phi(\mathrm{C}_1,\mathrm{t}_0)]$$

$$= \frac{4\pi f \times 10^{-6}}{c}\left[\int_0^{r_{C_2}}\big(N(x,t_1) - N(x,t_0)\big)dx - \int_0^{r_{C_1}}\big(N(x,t_1) - N(x,t_0)\big)dx\right] \quad (7\text{-}5)$$

$$\approx \frac{4\pi f \times 10^{-6}}{c}\left[\int_{r_{C_1}}^{r_{C_2}}\big(N(x,t_1) - N(x,t_0)\big)dx\right]$$

$$\approx \frac{4\pi f \times 10^{-6}}{c}\left[N_m\big(\mathrm{C}_{\{2-1\}},t_1\big) - N_m\big(\mathrm{C}_{\{2-1\}},t_0\big)\right]\big(r_{\mathrm{C}_2} - r_{\mathrm{C}_1}\big)$$

Avec :

$$N_m\big(\mathrm{C}_{\{2-1\}},t\big) = \frac{1}{\big(r_{\mathrm{C}_2} - r_{\mathrm{C}_1}\big)}\int_{r_{\mathrm{C}_1}}^{r_{\mathrm{C}_2}} N(x,t)dx \quad (7\text{-}6)$$

On peut alors en combinant (7-5) et (7-6) avec les équations (1-7), (1-8) et (1-9) du chapitre 1 :

$$\Delta_t N_m(\mathrm{C}_{\{2-1\}}) = \frac{r_{\mathrm{C2}}}{(r_{\mathrm{C2}} - r_{\mathrm{C1}})}\Delta_t N_m(\mathrm{C}_2) - \frac{r_{\mathrm{C2}}}{(r_{\mathrm{C2}} - r_{\mathrm{C1}})}\Delta_t N_m(\mathrm{C}_1) \qquad (7\text{-}7)$$

Il est possible d'évaluer les variations de réfractivité locales se produisant entre deux cibles du dispositif en appliquant l'équation (7-7) aux données. Les premiers résultats sont présentés dans la partie suivante.

Cependant les cibles ne sont pas parfaitement alignées (voir la figure 6-5) et les trajets du radar aux différentes cibles sont séparés par quelques décimètres. L'énergie contenue dans ces fluctuations décimétriques est très probablement petite devant celles des fluctuations décamétriques. On considère donc négligeable l'effet de cette différence de trajets.

### 7.5.2. Résultats

De jour, les réfractivités obtenues par différenciation spatiale, la réfractivité radar-cible pour le mât n°1 ainsi que les réfractivités in-situ flux 1 et flux 2 sont tracées sur la Figure 7-21. De 9h à 18h UTC la première constatation que nous pouvons faire concerne la cohérence entre les données radars et celles des stations de mesure de flux. La seconde remarque concerne la colonne de droite, figure du bas de 15h45 à 17h UTC pour laquelle la variabilité in-situ issue des mesures de flux ne prend en compte que les variations de température. En effet, les variations d'humidité ne sont pas disponibles à cause des précipitations, la valeur du capteur *licor* est alors remplacée par la valeur de la pression de vapeur saturante $e_{sat}$ pour la température donnée par le second capteur (figure 7-19 cadre bleu clair). Plusieurs résultats peuvent être déduits de cette figure :

- La variabilité de la réfractivité est visiblement plus importante pour l'atmosphère comprise entre le couple de cibles {2-1} d'une part, et encore plus importante pour le couple {4-2} que pour l'atmosphère comprise entre le radar et la cible 1 (Figure 7-21 en haut à droite).
- Les données des capteurs in-situ des stations flux 1 et flux 2 confirment l'amplitude de cette variabilité.
- Les résultantes $N_R$ des sommes des variations temporelles en 6 secondes des $\Delta N_R$ ne présentent pas exactement les mêmes variations que les données des capteurs des stations flux 1 et flux 2 (Figure 7-21 en haut à gauche), notamment lors de la première heure de mesure. Nous n'avons pas cherché à expliciter précisément la réalité physique ou non de ces différences.

- Le signal calculé pour le couple {4-2} semble plus bruité ce qui pourrait signifier qu'il y a plus de turbulence entre les mâts 3 et 4 ou bien être une conséquence de la faible distance entre les portes radars concernés par la différenciation spatiale.

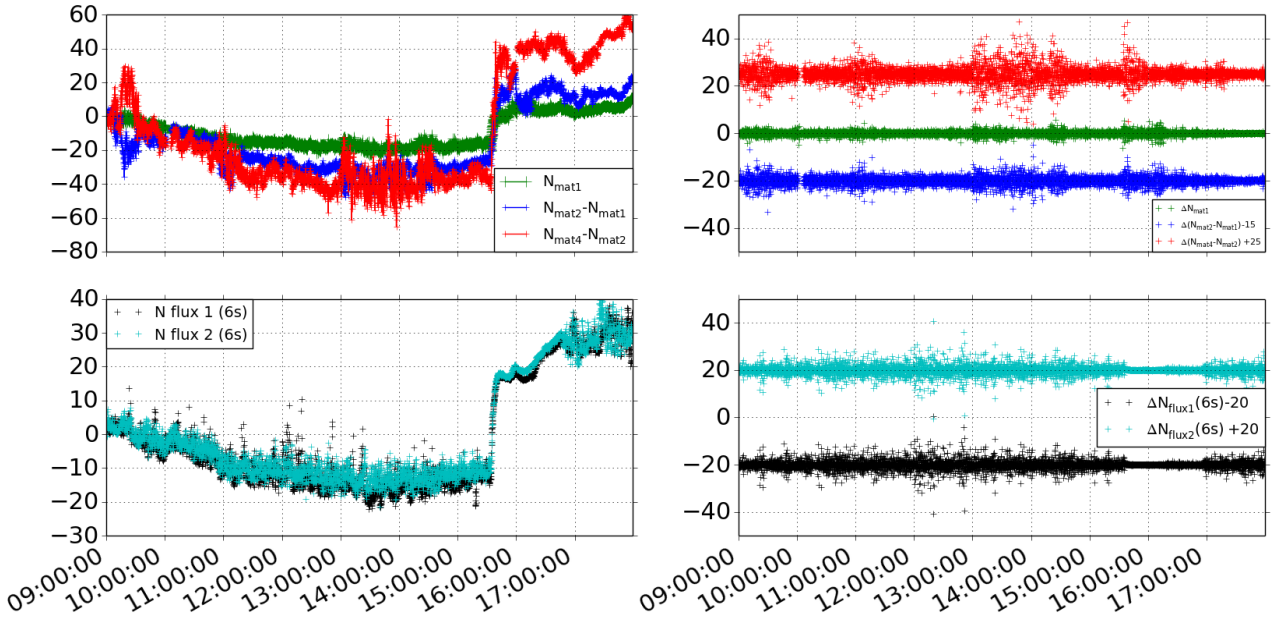


*Figure 7-21 : 1ière colonne : variations temporelles de la réfractivité pour la journée du 2 août 2014 en haut : pour le mât 1 (vert) et les différenciations spatiales des signaux pour les couples {2-1} (bleu) et {4-2} (rouge). En bas : idem pour les stations de mesure flux 1 (noir) et flux 2 (cyan). 2ième colonne : ΔN pour les mêmes réfractivités radars (en haut) et in-situ (en bas) (même code couleur)*

Compte tenu du vent de secteur sud-ouest durant cette journée du 2 août, de la configuration topographique, et de l'occupation des sols du terrain alentour, nous pouvons supposer que le comportement particulier des signaux de réfractivité pour la zone comprise entre les mâts 1 et 4 par rapport à la zone comprise entre les radars et le mât n°1 est dû à la présence d'une barrière d'arbres (Figure 7-22 – zone entourée en vert). Notre hypothèse est que le flux est fortement perturbé par la barrière d'arbres dont la hauteur avoisine les 15 à 20 m (peupliers le long de la route). Dans ce cas, des études basées sur des simulations LES au CEREA par flux de nord ont montré que les barrières d'arbres peuvent être à l'origine d'une forte création d'énergie cinétique turbulente *(Wei et al. 2016)*. Il faut aussi noter que, compte tenu de la présence du tas de terre entre les mâts 3 et 4, l'altitude du faisceau radar au-dessus du sol est plus faible à ce niveau, ce qui explique en partie la plus forte variabilité observée entre les mâts 3 et 4.

*Figure 7-22 : vue aérienne du dispositif. Les positions exactes des radars et des mâts n°1, 2, 3 et 4 sont indiquées sur la figure. La zone d'arbres est entourée en vert. La photo aérienne a été prise au début de la campagne, le 6 juillet. (Source et copyright GoogleEarth)*

Afin de confirmer partiellement les résultats obtenus nous avons voulu comparer le comportement des signaux durant la nuit attenante, pour trouver une période plus calme.

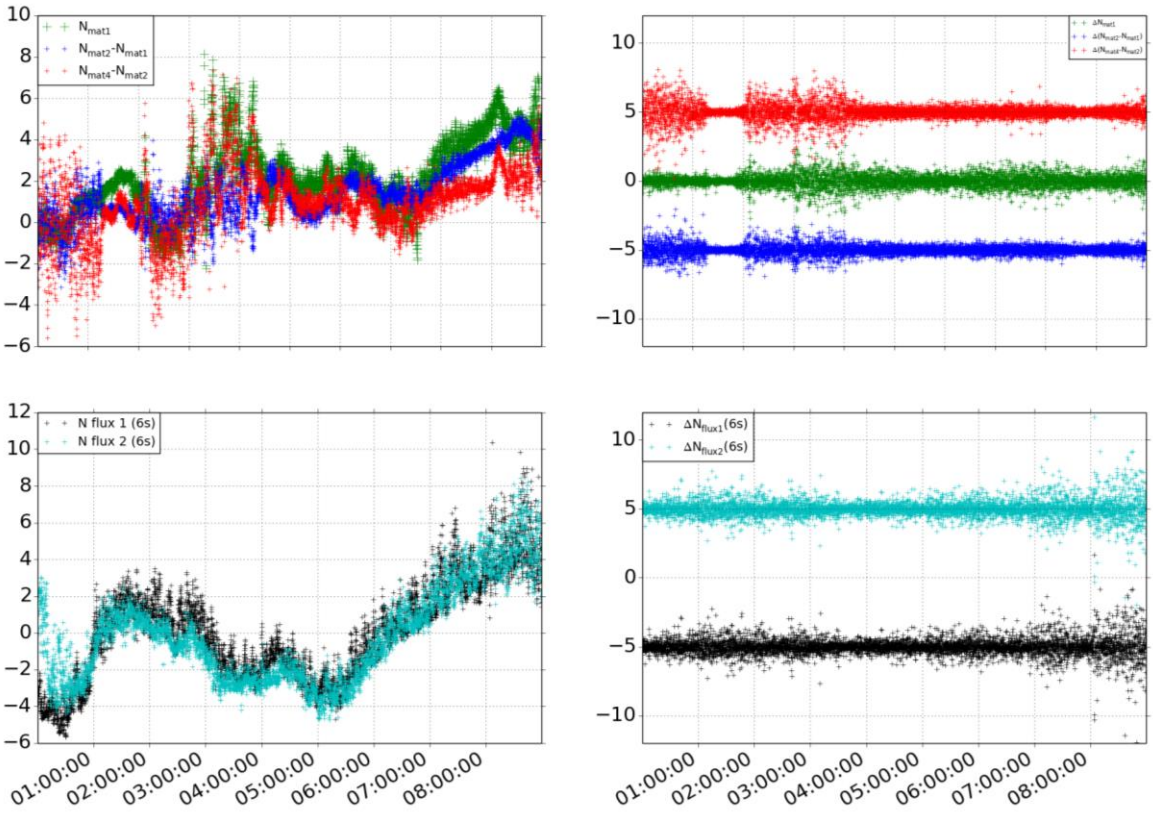


*Figure 7-23 : idem que 7-21 mais durant la nuit précédente de 0 à 9h UTC*

La Figure 7-23 présente les mêmes courbes que la 7-19 pour la nuit du 1er au 2 août. Nous pouvons noter des différences marquées tant entre flux 1 et flux 2 durant la première heure qu'entre les mesures radar, avec notamment une variabilité plus importante pour le couple $C_{\{4\text{-}2\}}$ et le mât flux 2. On note également une importante variabilité entre 2h et 4h30 UTC pour les courbes radars et ce n'est pas le cas, ou tout du moins pas dans les mêmes proportions pour les signaux provenant des stations flux 1 et flux 2. Entre 4h30 et 7h UTC on observe une période plus calme pour les variabilités à 6 secondes de la réfractivité in-situ et de la réfractivité radar. C'est le cas à la fois pour la mesure de

l'atmosphère située entre le radar et la cible ainsi que pour l'atmosphère située entre les cibles 1 et 2 et celle située entre les cibles 2 et 4.

La différence de variabilité observée le jour est partiellement confirmée par les mesures faites de nuit qui montrent que les signaux radars obtenus par différenciation spatiale sont similaires à ceux obtenus par un calcul entre le radar et une cible, et ce notamment pour des cas où l'atmosphère est plus stable, notamment de nuit. Pour confirmer entièrement ces résultats il faut poursuivre cette étude en ajoutant notamment les données provenant des capteurs de flux présents sur la plate-forme SIRTA, en incluant également les données du BASTA et tenter la même approche pour différentes journées et nuits.

## 7.6. Impact du sous-échantillonnage

Avec la Figure 7-15 pour les données in-situ flux 1, 2 et SIRTA nous avions déjà noté la différence de variabilité du signal en fonction du temps d'échantillonnage disponible.

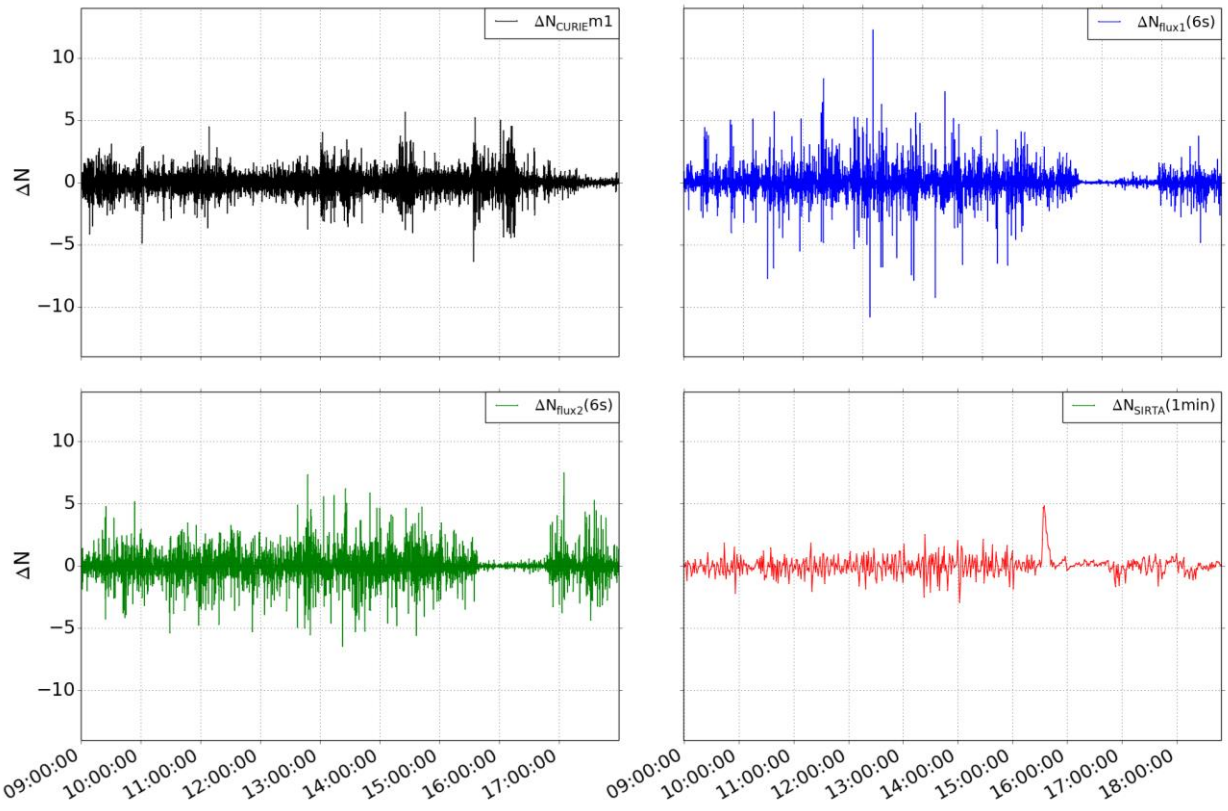


*Figure 7-24 Impact du sous-échantillonnage entre les données à 6 secondes pour le radar CURIE (cible 1 en noir), les stations flux 1 (en bleu), flux 2 (en vert) échantillonnées à 6 secondes également et enfin les capteurs minute du SIRTA (en rouge).*

La Figure 7-24 montre clairement l'impact du sous-échantillonnage temporel sur les variations de réfractivité mesurables. Un échantillonnage à 1 minute filtre sans surprise les **variations stochastiques** de petite échelle que nous cherchons à mesurer avec le dispositif.

## 7.7. Conclusions

Les outils d'exploration de la base de données sont maintenant robustes et ils peuvent être utilisés assez simplement pour les trois radars et les deux mâts de mesure de flux du CNRM, flux 1 et flux 2. Marqué par de nombreux phénomènes météorologiques et beaucoup de précipitations l'été 2014 nous offre un cas intéressant étudié ici avec le passage d'un courant de densité sur notre dispositif. Malgré l'impact des précipitations sur les différentes mesures, l'exploitation des données du 2 août a permis de montrer d'une part que les radars restituent bien les variations (pour CURIE) et la variabilité (pour CURIE et BASTA) de la réfractivité. De plus, la différenciation spatiale entre les cibles a montré une plus forte variabilité de la réfractivité pour les cibles situées derrière un rideau d'arbres assez hauts par flux de sud-ouest. Il faudra confirmer ces résultats, notamment en étudiant d'autres cas, d'autres secteurs de vent et en explorant les stations flux du SIRTA. Cependant ces données du mât de 30 m sont assez complexes, et nous n'avons pas eu le temps de les traiter pour calculer les variations de la réfractivité à 1 seconde. C'est un point important pour confirmer complétement le caractère local de la réfractivité mesurée grâce à cette technique.

# Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse s'inscrit dans une perspective d'amélioration de la description spatiale et temporelle du champ d'humidité près du sol à partir des mesures de réfractivité par radar. Plutôt que de rechercher à restituer le paramètre lui-même, nous avons fait le choix de travailler sur la variabilité de la réfractivité, probablement moins difficile à mesurer, et qui pourrait constituer un proxy de la turbulence de basse couche. Nous l'avons donc analysée dans la couche limite atmosphérique en utilisant des observations de capteurs in-situ et des données provenant de radars. L'étude a effectivement permis d'établir pour la première fois un lien entre la variabilité radar et la variabilité in-situ de la réfractivité et par conséquent avec des structures turbulentes de différentes échelles.

Nous nous sommes intéressés à deux échelles spatiales et temporelles : d'une part l'analyse des données provenant des stations automatiques de Météo-France et du radar de Trappes, pour établir un lien qualitatif et quantitatif entre les fluctuations atmosphériques liées à des structures turbulentes cohérentes et les mesures d'un radar opérationnel en s'intéressant à des échelles de l'ordre du kilomètre ; et d'autre part la mise en œuvre d'une expérimentation dédiée sur le site du SIRTA centré cette fois sur l'échelle hectométrique.

Grâce à l'analyse d'une année de données du radar de Trappes nous avons pu mettre en place des outils spécifiques pour quantifier la variabilité de la réfractivité. Forts de deux jeux de cibles fixes idéales pour cette mesure, nous avons montré que les variabilités à 5 minutes, mesurées par radar et par les stations in-situ, sont très bien corrélées le jour et durant la saison estivale. Par ailleurs nous avons observé un comportement nocturne systématique particulier pour les cibles situées en vallée de Seine, et proposé une interprétation sur la base de la topographie. Si cette interprétation était confirmée, la mesure radar dans ce type de situation pourrait donner une information sur la couche limite résiduelle. Durant la saison hivernale, les corrélations sont significativement moins bonnes, cela étant étonnamment dû à des limitations provoquées par le bruit de quantification affectant les mesures des stations automatiques in-situ.

Nous avons ensuite cherché à expliquer la diminution du niveau de variabilité radar avec la distance, systématiquement observée. Pour cela, nous avons testé l'hypothèse d'une turbulence figée advectée par le vent moyen (hypothèse de Taylor). La simulation d'une série spatiale des variations temporelles de la réfractivité permet d'obtenir une

bonne estimation des bulles atmosphériques de tailles variables affectant la mesure. Ainsi, la variabilité du signal simulé est comparable et présente d'excellentes corrélations avec le signal radar mesuré pour différentes cibles, notamment l'été. Il est donc possible, moyennant une mesure de vitesse du vent de comparer la variabilité mesurée localement à la variabilité intégrée mesurée par télédétection.

Toutefois, l'analyse de l'autocorrélation du signal in-situ a montré que l'échantillonnage minute des capteurs in-situ n'était pas suffisant durant l'été pour décrire entièrement le spectre des variations pouvant affecter ce signal. Nous avons donc testé une méthode basée sur la réduction du nombre de degrés de liberté du système, considérant le signal de réfractivité plutôt comme un bruit blanc dont la variabilité est une estimation de sa puissance. Cette méthode, plus simple que l'application du modèle de Taylor, permet une restitution équivalente ou meilleure, notamment durant la période estivale. Enfin, des considérations théoriques sur la différenciation spatiale de l'indicateur de variabilité ouvrent une voie vers une mesure locale effectuée par radar.

Les limitations instrumentales dues aux contraintes opérationnelles nous ont conduits à mettre en place une campagne dédiée à la mesure de la réfractivité à des échelles spatio-temporelles plus fines de l'ordre de la centaine de mètre et de la seconde. Cette campagne expérimentale (TeMeRAiRE), a été mise en œuvre sur le site instrumenté du SIRTA durant l'été 2014. Les observations des différents instruments (3 radars, 2 stations de mesure de flux et les instruments de la plateforme) ont permis d'analyser, à des résolutions spatio-temporelle sencore jamais atteintes avec les radars, la réfractivité et sa variabilité. Le travail de dépouillage et de construction des algorithmes d'analyse et de traitements des différentes données de la campagne a constitué un effort important de la seconde partie du travail de cette thèse. Avec 80 jours de données dont une vingtaine de journées majoritairement « sèches », partiellement ou totalement exploitables selon les instruments, nous avons constitué une base de données inédite pour l'étude de la réfractivité à l'échelle hectométrique. Quelques résultats très encourageants ont été obtenus et le travail d'analyse se poursuivra pour confirmer les résultats présentés et aller plus loin.

L'exploitation plus poussée de la journée du 2 août a permis de montrer le bon comportement général des restitutions faites par radar, pour les variations temporelles comme pour la variabilité de la réfractivité. L'exploitation des signaux obtenus par différenciation spatiale a permis de mettre en évidence un comportement particulier de la réfractivité, sans doute lié à la configuration atypique du terrain : la barrière d'arbres

faisant obstacle au flux, ainsi que la présence du tas de terre qui diminue sensiblement l'altitude du faisceau radar par rapport au sol, sont sans doute les deux causes de la plus forte variabilité mesurée. Ce premier travail sur la différenciation spatiale du signal a permis de démontrer en conditions réelles la faisabilité de la technique pour mesurer la variabilité de la réfractivité atmosphérique de basse couche sur un terrain plat, avec des cibles bien identifiées. La suite du travail pourra permettre de confirmer ces résultats grâce à l'analyse d'autres journées.

Les perspectives qui s'ouvrent autour de la mesure de réfractivité couvrent deux axes, sur deux échelles spatiotemporelles. Avec les radars du réseau opérationnel, la suite logique est l'élaboration d'un produit opérationnel. Compte tenu de l'information sur la variabilité du signal, on pense naturellement à un intérêt pour l'assimilation. Avec les radars de recherche, aux échelles hectométriques, les perspectives qui s'ouvrent concernent l'analyse à très fine échelle du champ de température et d'humidité, notamment à destination de la météorologie urbaine ou de la micro météorologie.

L'importance de l'humidité de la couche limite pour l'initiation et l'alimentation de la convection a déjà été soulignée dans plusieurs études citées ici (cf. Introduction générale et chapitre 1). A ce titre, la mesure de réfractivité radar fournit une valeur moyenne, ce qui avait été établi dans les études précédentes. Il est maintenant clair que nous pouvons faire une mesure de sa variabilité, ce qui nous conduit indirectement à la variabilité de la vapeur d'eau. Compte tenu des corrélations importantes entre les variations de température et d'humidité (*Wesely 1976*) l'utilisation la plus logique serait sans doute un produit opérationnel destiné à l'assimilation dans les modèles à méso-échelle comme AROME. Des études sur une assimilation de la réfractivité radar ont déjà eu lieu au CNRM (*Caumont et al. 2013*). Le travail réalisé dans la thèse pourrait être utilisé pour aboutir à la mise en place de l'assimilation des données de variabilité de la réfractivité, qui semble constituer un proxy révélant la présence de structures turbulentes cohérentes.

D'autre part, dans la prolongation des études réalisées avec les cibles fixes présentes en région parisienne, il serait possible d'étudier l'information apportée par le radar pour caractériser la distribution spatiale de la turbulence de basse couche, information probablement importante pour étudier le comportement d'un îlot de chaleur urbain, ou plus particulièrement pour caractériser la couche limite nocturne résiduelle.

Avec les développements sur la différenciation spatiale statistique, il est légitime de penser qu'il serait possible d'obtenir un indicateur local de la variabilité mesurée par radar. Dans ce cas, la mesure effectuée avec les radars opérationnels pourrait fournir des informations locales sur les structures turbulentes cohérentes de la couche limite, dans un rayon de 20 à 30 km selon les distributions d'échos disponibles pour la mesure. Pour le radar de Trappes notamment, mais aussi pour tous les radars à proximité des grandes agglomérations ou des aéroports, une telle indication trouverait sans doute un intérêt en termes de météorologie urbaine ou de l'aéronautique.

Dans une perspective plus large de la description de la couche limite atmosphérique et de ses écoulements par les radars météorologiques du réseau opérationnel nous avons repris une étude menée en 1985 sur les échos d'air clair par Yvon Lemaître et ses collègues (avec le radar Ronsard) en analysant les cas de signaux en air clair du radar de Trappes pour l'été 2014, ainsi que les radiosondages de la station de Trappes. Des résultats intéressants ont été obtenus, que nous n'avons pas fait figurer dans cette thèse par manque de temps. Nous avons cherché à savoir dans quelle mesure le radar pouvait détecter ces échos et restituer une vitesse Doppler cohérente. Les premiers résultats confirment que le radar détecte essentiellement des variations dues à des gradients de réfractivité qui se comportent alors comme des petits miroirs pour les ondes électromagnétiques se propageant dans l'air clair. Nous pouvons conclure que, grâce aux différentes élévations disponibles, nous sommes capables de sonder l'atmosphère jusqu'à 4 km environ en air clair (limite haute à laquelle nous avons pu observer des échos). En combinant ces données de réflectivité aux différentes élévations, les données de vitesses Doppler et les mesures du radiosondage de Trappes, nous avons établi que ces observations radar donnent une information pertinente, notamment sur la vitesse du vent.

Si ces différents résultats étaient confirmés, un radar pourrait ainsi fournir des informations complètes sur la turbulence atmosphérique dans un rayon de 50 km : d'une part avec la variabilité de la réfractivité par l'analyse des échos de sol, et d'autre part avec l'analyse des échos d'air clair en dehors des zones d'échos de sol. Toutes ces mesures seraient utiles à la description des écoulements dans la couche limite atmosphérique, notamment pour caractériser l'environnement des cellules convectives ou la présence de structures turbulentes cohérentes. Compte tenu de la répartition des radars en France et en Europe, la plupart des zones les plus densément peuplées pourraient alors être couvertes.

Du côté des échelles hectométriques, l'exploitation des données de la campagne doit se poursuivre pour dans un premier temps confirmer les résultats obtenus, et aller plus loin dans la description par radar des structures turbulentes. En priorité il faudra utiliser les données des stations flux du SIRTA, présentes à l'arrière de l'axe de visée des radars et au même niveau pour le mât de 30 m. Nous pourrons alors utiliser les mêmes outils que pour les radars opérationnels pour quantifier les liens entre les mesures in-situ et radar de la variabilité de la réfractivité. Il deviendra alors possible de tester l'approche par réduction des degrés de liberté utilisée dans le chapitre 5 pour les échelles plus petites de la campagne.

La variabilité de la réflectivité (ie de l'amplitude du signal) du radar BASTA en provenance des cibles fixes peut également fournir des informations intéressantes en utilisant les modèles d'atténuation (*Josset et al. 2013*). Ces modèles pourraient alors nous fournir une deuxième contrainte sur l'humidité permettant ainsi de résoudre l'équation donnant la réfractivité en fonction de la température (à pression constante). Par ailleurs, le jeu de données de la campagne continuera d'être exploité à des fins de calibration des radars nuage et notamment du BASTA. La diversité des situations météorologiques rencontrées, et notamment des taux de précipitations permettront d'affiner les calibrations pour corriger ces atténuations.

A plus long terme, et si les résultats confirmaient entièrement les capacités d'un tel dispositif à mesurer par télédétection les variations atmosphériques à très fine échelle, il deviendrait pertinent de déployer un radar dédié dans un milieu urbain. L'objectif serait de décrire la répartition spatiale de la turbulence au-dessus de la ville, avec toutes les applications en termes de dispersion de polluants que cela comporte, ou encore de quantification de l'impact des différents aménagements sur l'îlot de chaleur urbain.

# Annexe 1

*Comparison Between Radar and Automatic Weather Station Refractivity Variability*

**Ruben Hallali, Francis Dalaudier & Jacques Parent du Chatelet**

**Boundary-Layer Meteorology**
An International Journal of Physical, Chemical and Biological Processes in the Atmospheric Boundary Layer

ISSN 0006-8314
Volume 160
Number 2

Boundary-Layer Meteorol (2016)
160:299-317
DOI 10.1007/s10546-016-0145-x

Springer

Author's personal copy

Boundary-Layer Meteorol (2016) 160:299–317
DOI 10.1007/s10546-016-0145-x

RESEARCH ARTICLE

# Comparison Between Radar and Automatic Weather Station Refractivity Variability

**Ruben Hallali**[1,2] · **Francis Dalaudier**[1] · **Jacques Parent du Chatelet**[2]

Received: 13 August 2015 / Accepted: 1 March 2016 / Published online: 31 March 2016
© Springer Science+Business Media Dordrecht 2016

**Abstract** Weather radars measure changes in the refractive index of air in the atmospheric boundary layer. The technique uses the phase of signals from ground targets located around the radar to provide information on atmospheric refractivity related to meteorological quantities such as temperature, pressure and humidity. The approach has been successfully implemented during several field campaigns using operational S-band radars in Canada, UK, USA and France. In order to better characterize the origins of errors, a recent study has simulated temporal variations of refractivity based on Automatic Weather Station (AWS) measurements. This reveals a stronger variability of the refractivity during the summer and in the afternoon when the refractivity is the most sensitive to humidity, probably because of turbulence close to the ground. This raises the possibility of retrieving information on the turbulent state of the atmosphere from the variability in radar refractivity. An analysis based on a 1-year dataset from the operational C-band radar at Trappes (near Paris, France) and AWS refractivity variability measurements was used to measure those temporal and spatial variabilities. Particularly during summer, a negative bias increasing with range is observed between radar and AWS estimations, and is well explained by a model based on Taylor's hypotheses. The results demonstrate the possibility of establishing, depending on season, a quantitative and qualitative link between radar and AWS refractivity variability that reflects low-level coherent turbulent structures.

**Keywords** Atmospheric humidity · Radar · Refractivity · Turbulence

✉ Ruben Hallali
ruben.hallali@latmos.ipsl.fr

[1] LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, UPMC Univ. Paris 06, CNRS, Guyancourt, France

[2] CNRM, UMR 3589, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

Author's personal copy



# 1 Introduction

## 1.1 Water Vapour: Key Role in Processes

Water vapour plays a key role in many atmospheric processes. A better understanding of the spatial structure and temporal variability of the humidity field in the lower atmosphere is thus of major interest and may aid understanding of basic mechanisms related to turbulence, evaporation and convection (Emanuel et al. 1995; Koch et al. 1997). Moreover, the lack of skill in convection forecasting is related to the fact that current mesoscale models do not fully represent the dynamical structure and the microphysical process of early convection. One of the requirements needed to improve the forecasting of convective outbreaks is a better understanding of the boundary-layer moisture field (Dabberdt and Schlatter 1996; Koch et al. 1997). A sensitivity study has shown that relative humidity measurements with an associated error lower than 2 % can be essential for numerical forecasts of convective outbreaks (Crook 1996; Bodine et al. 2010). Furthermore, quantitative precipitation forecasts can be improved with high resolution humidity field assimilation (Montmerle et al. 2002; Sun 2005; Gasperoni et al. 2009; Caumont et al. 2013). In this context, the World Meteorological Organisation (WMO) has stated requirements in the OSCAR programme (Observing Systems Capability Analysis and Review Tool, Mahfouf et al. 2007), where the goal is to provide the specific humidity of near-ground air with a 2 % uncertainty, 1-km horizontal resolution and 15-min temporal resolution. The spatial resolution of regional-scale numerical weather prediction (NWP) models is increasing constantly (1 to 5 km) and they are now able to take benefit of such small-scale measurements. These cannot be provided by automatic weather stations (AWS), but spatialized radar measurements of atmospheric refractivity may assist this goal through assimilation by models.

## 1.2 Refractivity Measurements, General Context

Previous studies have shown the ability of weather radar to retrieve refractivity changes using ground-echo phase variations (Fabry et al. 1997; Fabry 2004). This method was first developed for coherent transmitters (klystron) and validated during two international campaigns, (IHOP 2002; International H2O Project, Weckwerth et al. 2004; REFRACTT 2006; Refractivity Experiment for $H_2O$ Research and Collaborative Operational Technology Transfer, Roberts et al. 2008). A comparison between the radar refractivity retrieval and AWS measurements has shown a very high correlation over long time periods. Later, the method was adapted and implemented on radar with non-coherent transmitters (Parent du Chatelet et al. 2012), notably those of the French operational radar network.

Several products, such as refractivity mapping with a 5-km horizontal resolution and a 15-min sampling rate, have been developed for S-band radars in order to monitor the temporal evolution of meteorological phenomena (Weckwerth et al. 2005; Besson and Parent du Chatelet 2013). For example, Wakimoto and Murphey (2009) showed that maxima of the total derivative of radar refractivity tended to be in regions where cumulus clouds developed near a convergence boundary. Studies on data assimilation in NWP models are also in progress to evaluate the impact of the measurements on convection onset (Gasperoni et al. 2012; Caumont et al. 2013).

Despite these positive results, some associated problems persist, particularly for C-band radars, which are commonly used in European networks. These difficulties must be overcome before the systems can be brought into operational exploitation. They are due to phase field noise, non-flat terrain effect, modification of the target by the rain, changes in the

Author's personal copy



vertical gradient of refractivity (Fabry 2004) or uncertainties in target position (Nicol et al. 2014). As proposed by Fabry et al. (1997) and Fabry (2004), spatial and temporal phase smoothing is able to limit the impact of these problems during clear weather, suggesting that the main error is due to short-duration, small-scale stochastic phase changes around a stable mean value. Since then, an averaging procedure has been used in almost all the operational or experimental refractivity products (McGill radar measurements, Fabry (2004)), and the HyMeX campaign (Hydrological cycle in Mediterranean eXperiment, Ducrocq et al. 2014). The disadvantage is a degradation of the spatial resolution to 5 km, which prevents small-scale identification.

### 1.3 Link between Atmospheric Variability and Radar Measurements

In order to better characterize error sources, Besson et al. (2012) simulated temporal variations of refractivity, based on AWS measurements and the Taylor hypothesis. This work established that occasional aliasing problems can be very inconvenient for refractivity monitoring. The main finding was that the simulated refractivity is much more variable during the summer and the afternoon, suggesting that atmospheric turbulence affects the measurement. Another finding was that the refractivity variability is much less affected by these few occasional aliasing problems and can be easily estimated by the radar. This new measurement capability could lead to a mapping of atmospheric turbulence, with time and space scales still to be defined. As a first step in this direction, our aim here is to establish a quantitative link between refractivity variability and coherent turbulent structures such as convective plumes or rolls (Stull 1988). These coherent turbulent structures affect thermodynamic fields with a 1-km spatial scale and about 10 to 15 min lifetime. These scales are achievable with the operational radars and the in-situ stations used in this study. The measurement complements the instruments currently used to observe these coherent turbulent structures such as profiling radars (Miao et al. 2006). Forward investigations involving downscaling could potentially complement instrumentation for smaller turbulent structures (at inertial sources) such as scintillometers and refractometers for the boundary layer (Wesely 1976) or stratospheric-tropospheric radars above the boundary layer (Ottersten 1969). But none of these can provide a spatialized measurement. The radar could achieve this in the future, provided reduction in its spatial and temporal resolutions is made.

The outline of the paper is as follows: Sect 2 describes the data and the tools used for the study: operational datasets from the Météo-France operational radar network and automatic weather stations. Section 3 is dedicated to the quantitative and qualitative comparison between radar and AWS refractivity variability. Section 4 focuses on the application of the Taylor hypothesis in order to explain the bias between AWS and radar variability measurements. Finally, conclusions are drawn and perspectives proposed in Sect. 5.

## 2 Data and Tools

### 2.1 AWS Refractivity Measurements

Thirteen automatic stations are available in the radar area around Trappes (within 50-km radius), with 2-m temperature, relative humidity, rainfall amount and 10-m wind speed and direction recorded at 1-min timesteps for the 13 stations. Atmospheric pressure is available at 6-min timesteps for 5 of the 13 stations. For the other stations, the pressure measurements from the Météo-France surface station at Trappes (altitude 167 m, and located less than

Author's personal copy



100 m from the radar) were used. Only data from Trappes are used herein; similar results, not shown here, were obtained for all the other stations.

The refractivity $N$ is defined as $N = 10^6 \times (n - 1)$ where $n$ is the refractive index of the air (Bean and Dutton 1968). A refractivity $N_{\mathrm{AWS}}$ can be computed from AWS data using the relation[1] proposed by Smith and Weintraub (1953),

$$N_{\mathrm{AWS}} = 77.6\frac{P}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{e}{T^2}, \tag{1}$$

where $P$ is atmospheric pressure [hPa], $T$ is temperature [K], and $e$ is the partial pressure of water vapour [hPa]. The partial pressure of water vapour was calculated from the relation between saturation vapour pressure ($e_{\mathrm{w}}$ in hPa) and relative humidity given by the AWS ($RH$ in %),

$$e = \left(\frac{RH}{100}\right) e_{\mathrm{w}}, \tag{2}$$

and $e_{\mathrm{w}}$ is given by (WMO guide to meteorological instruments and methods of observation, CIMO Guide, 2008),

$$e_{\mathrm{w}} = 6.112 \exp\left(\frac{17.67(T - 273.15)}{T - 26.65}\right). \tag{3}$$

For the AWS database, each data item was measured with a step of 0.1 °C for temperature, 0.1 hPa for pressure and 1 % for relative humidity, which led to the quantization error detailed in Sect. 2.4. In order to detect the few outliers, a median filter was applied; then, outliers were identified as missing data. Considering the low missing data rate (0.2 to 1.9 % depending on the month), linear interpolation was used as a standard treatment for all missing data (Fig. 1).

## 2.2 Radar Dataset

### *2.2.1 One Year of Trappes C-band Radar Data*

The Trappes radar operates in the C band with a magnetron transmitter. Phase measurements are performed every 5-min at the lowest elevation angle and averaged after correction by the phase of the transmitter pulse phase. Detailed characteristics are given in Table 1.

### *2.2.2 Radar Refractivity Measurements*

The time $\tau_{\mathrm{travel}}(r, t)$ required for an electromagnetic wave to make the round trip from the radar to a target at range $r$ is, at time $t$,

$$\tau_{\mathrm{travel}}(r, t) = \frac{2}{c}\int_0^r n(x, t)\,\mathrm{d}x = \frac{2r}{c} + \frac{2 \times 10^{-6}}{c}\int_0^r N(x, t)\,\mathrm{d}x, \tag{4}$$

where $c$ is the speed of light in vacuo. To indicate an order of magnitude, for an homogeneous variation of one refractivity unit between the radar and a target at $r = 10$ km, the time difference for the travel is $6.7 \times 10^{-5}\mu$s. As the echo duration is greater than $1\mu$s, such a

[1] For practical work the equation: $N = 77.6\frac{P}{T} - 5.6\frac{e}{T} + 3.75 \times 10^5 \frac{e}{T^2}$ (Bean and Dutton 1968) can be simplified to the two-term expression, which yields values of $N$ within 0.02 % of those obtained with the three-term expression in the temperature range of −50 to 40°C.

Author's personal copy



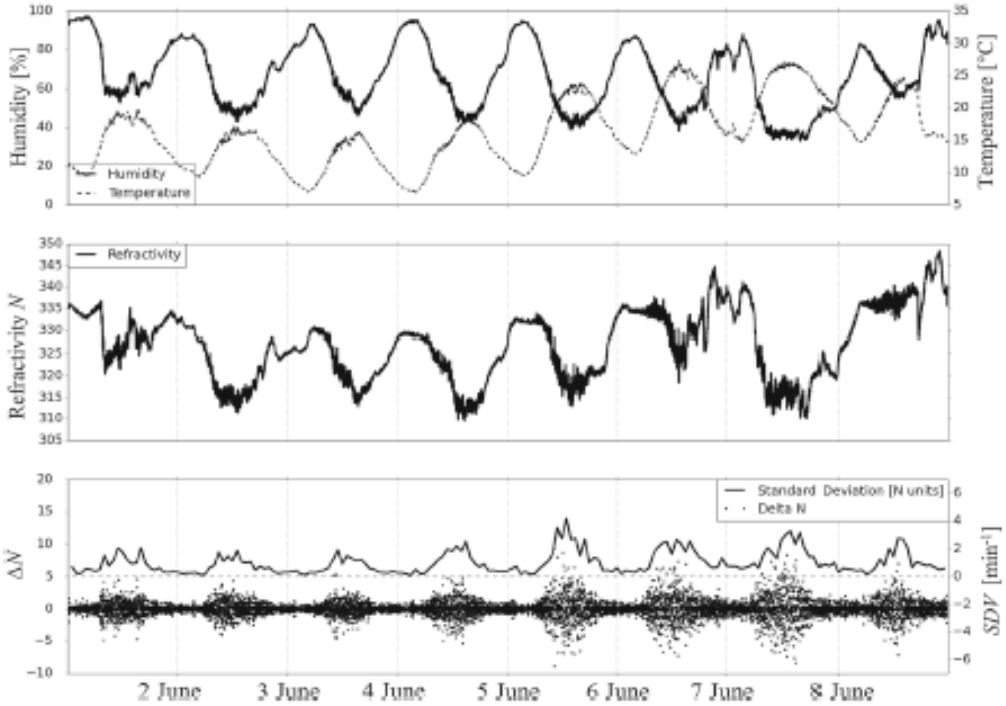


**Fig. 1** 1-min AWS data from June 1 to 8. Top: temperature in °C (right-hand scale, *black line*) and relative humidity in %, (left-hand scale, *dashed black line*) for the Trappes AWS. *Middle* refractivity variations. *Bottom* standard deviation on 2-h sliding window (left-hand scale, *black line*). *Dashed horizontal black line* 0-level for the standard deviation. 1-min refractivity differences (left-hand scale, *black dots*). The largest variability of refractivity occurs during the afternoon, before and during the temperature maximum and the relative humidity minimum

**Table 1** Characteristics of the C-band Trappes radar

| Radar | Transmitter Frequency | Elevation angle | Max. range (for refractivity) | Repeat cycle (given azimuth) | Resolution | | Phase quantization step |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Radial | Azimuth | |
| Trappes | 5.65 GHz | 0.4° | 32 km | 5 min | 240 m | 0.5° | 1.40° |

change is not accessible from the echo delay but it has an effect on the signal phase (23.7° phase change), which is given in radian by,

$$\delta\Phi\,(r,t) = 2\pi f\,\tau_{\text{travel}}\,(r,t)\,, \tag{5}$$

where $f$ is the frequency of the transmitted signal (assumed constant). The variable $\delta\Phi$ can be expressed as a function of the refractivity along the path between the radar and the target,

$$\delta\Phi\,(r,t) = \frac{4\pi f r}{c} + \frac{4\pi f 10^{-6}}{c}\int_0^r N\,(x,\mathrm{t})\,\mathrm{d}x. \tag{6}$$

The phase variation between two instants $t_0$ and $t_1$ can then easily be transposed into refractivity variation using,

$$\Delta\Phi\,(r,t_1,t_0) = \delta\Phi\,(r,t_1) - \delta\Phi\,(r,t_0) = \frac{4\pi f 10^{-6}}{c}\int_0^r [N\,(x,\mathrm{t}_1) - N\,(x,\mathrm{t}_0)]\,\mathrm{d}x. \tag{7}$$

Author's personal copy



**Table 2** Data available for one target for Trappes radar, missing data rate and jumps in $f_{LO}$

| Month | June | July | August | September | October | November | December |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Data available | 8606 | 8868 | 8010 | 7035 | 8915 | 8589 | 8598 |
| Missing data | 14/0.2 % | 1/zero | 868/9.7 % | 1571/18.2 % | 2/zero | Zero/zero | 292/3.3 % |
| $f_{LO}$ jumps | 20/0.2 % | 59/0.7 % | 50/0.6 % | 34/0.4 % | 11/0.1 % | 51/0.6 % | 38/0.4 % |

To simplify the notations, we define the space-averaged refractivity at time $t$ between 0 and r, along the path between the radar and the target, as

$$N_m(r,t) = \frac{1}{r}\int_0^r N(x,\mathrm{t})\,\mathrm{d}x, \tag{8}$$

which allows the phase variation between $t_0$ and $t_1$ to be linked to the variation of space-averaged refractivity by

$$\Delta\Phi(r,t_1,t_0) = \frac{4\pi f r}{c}\left(10^{-6}\left[N_m(r,t_1) - N_m(r,t_0)\right]\right). \tag{9}$$

The evolution of the phase change accounts for space-averaged refractivity. Hereafter we use the space-averaged refractivity variation rate between two consecutive samplings $t$ defined by

$$\frac{\Delta N_m(r,t)}{\Delta t} = \frac{10^6 c\Delta\Phi(r,\,t,\,t-\Delta t)}{4\pi f r \Delta t}. \tag{10}$$

This variation rate assesses and documents the 5-min variability of the refractivity. The same method was applied to the AWS data,

$$\frac{\Delta N_{\mathrm{AWS}}(t)}{\Delta t} = \frac{N_{\mathrm{AWS}}(t) - N_{\mathrm{AWS}}(t-\Delta t)}{\Delta t}, \tag{11}$$

where $\Delta t = 5$ min.

It may be noted that the theoretical formulation described here is suitable for coherent radar (equipped with a klystron transmitter). As developed by Parent du Chatelet et al. (2012), additional terms must be considered for non-coherent radar (equipped with a magnetron transmitter). Otherwise dramatic phase changes occur when the frequency of the local oscillator ($f_{\mathrm{LO}}$) is changed.

However, since we focus on refractivity variability we chose to ignore the data each time the frequency of the local oscillator changed. These changes, or jumps, are more likely to occur in summer but represent less than 1 % of available data and are much less common than are missing data in August and September (see Table 2).

### 2.3 Target Selection

Even when the weather is clear, many echoes undergo backscatter from random targets reached by the radar beam, at least for the lowest elevation angles. A multitude of targets are available but they are not all of the same quality (Fabry et al. 1997): they may be fixed, mobile, or fixed vibrating such as trees and grass. It is therefore necessary to select the targets for their suitability for refractivity measurements.

Author's personal copy



### 2.3.1 Previously Available Methods

The existing methods were all designed to select echoes allowing good monitoring of refractivity over long time periods (ranging from several days to a few months). Such long time series are generally obtained by time integration of refractivity time differences measured at 5-min intervals. These refractivity differences are given by phase change between successive measurement times (Eq. 10) which can possibly be ambiguous if they exceed $2\pi$. In such cases, the ambiguity error is included in the integration and will impact all the remaining time series, which explains why the selection methods must be designed to overcome this problem. Two strategies have been used so far:

- Fabry et al. (1997) and Fabry (2004) suggested that targets having a marked high frequency phase variability should be eliminated.
- Besson and Parent du Chatelet (2013) proposed a quality index ($QI$) related to the width of the phase differences distribution, defined by,

$$QI = \frac{2n_{\pi/2}}{n} - 1, \tag{12}$$

where $n_{\pi/2}$ is the number of times the phase variation between two consecutive measurements is equal to or less than $\pi/2$, with $n$ the sample size. This $QI$ value is close to 1 for signals having a stable phase and is equal to zero when the phase difference is uniformly distributed over the interval $-\pi$, $\pi$.

This $QI$ value, which largely eliminates pixels having a frequent phase measurement aliasing problem (Boudjabi and Parent du Chatelet 2009), is very suitable for obtaining refractivity time series but its severity increases with range, leading to a very small selection at large distances (less than 50 pixels for distances over 20 km). Since we focus on refractivity variability, not time series, we developed a new selection method better suited to this purpose.

### 2.3.2 Correlation Index

The new index is defined as the correlation coefficient between the two refractivity time series from the radar and from AWS, after the 2-h sliding average value has been removed. With a threshold at 0.90 determined from the histogram (not shown here), pixels are available at almost every range, which was not the case with the $QI$ variable. A comparison (not shown) of the linear correlation coefficient with $QI$ demonstrates that targets with acceptable $QI$ generally also have a high correlation coefficient. The correlation index ($R$) was calculated between 2 and 6 June, and 3381 selected targets where used hereafter (Sect. 3.2).

### 2.3.3 "Reference Targets" Selection

Before performing statistical studies on a large number of targets, we searched for a small number of well-identified *reference targets*, and decided that, to be selected as a reference, a target must satisfy the following criteria. The signal level must be significantly greater than 30 dB above the noise, and the target must be unambiguously identified as the main signal source: it must be isolated, with no other structures present in the area. For example, if two antennae were in the same area, the corresponding pixel cannot be selected for the reference set. If it was selected, the phase of the signal would be a combination of several contributions from different targets and it would be almost impossible to determine if phase changes were due to atmospheric refractivity variations or electromagnetic interferences between several

Author's personal copy



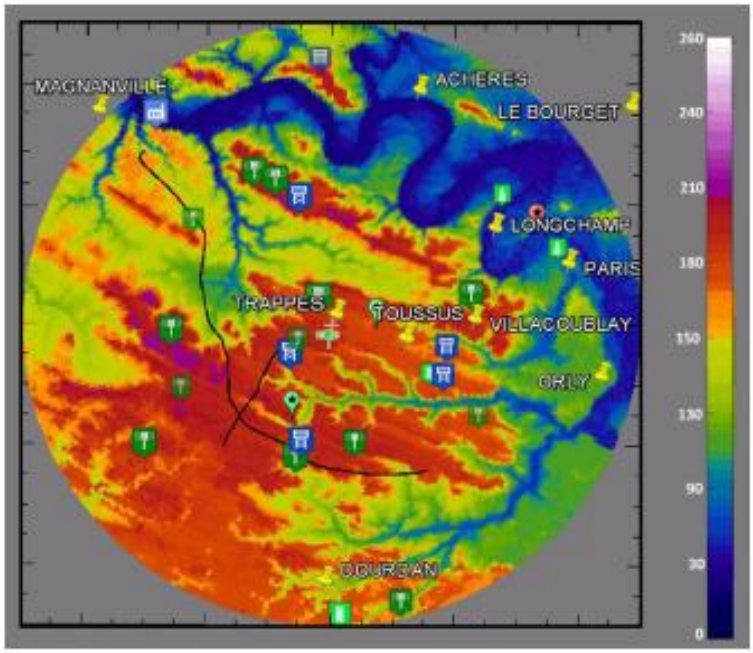


**Fig. 2** Topographic map around the radar of Trappes (32 km). Some "reference targets" are plotted here, with water towers in *blue*, antennae in *green*, power lines in *black*, high buildings in *light green*, and the Eiffel tower as a *black star* in a *red disc*. Some of the AWS locations used herein are also represented as *yellow thumbtack* with their names. The colour scale gives the altitude in m above sea level

contributions. The structures visually identified must be high buildings, electricity pylons, telephone and television antennas, water towers or other towers (Figs. 2, 3). In this way, we obtained 25 to 34 (depending on the season) "reference targets" as shown in Figs. 2 and 3, which made it possible to compare 5-min refractivity variations.

### *2.3.4 Limitations of this Method*

*Reference targets* previously defined in Sect. 2.3.3 were first used to test the efficiency of the correlation index $R$. Some results are shown as an example in Table 3 where $R$ values are indicated versus range, as averages over four consecutive days during three periods. For distant pixels, the choice of the time period has a strong impact on the correlation index due to missing data or weather conditions. For example the selection cannot be done during thunderstorm and rain conditions (see Table 3, third column); a too large number of missing data can also prevent the selection (see Table 3, first and second columns).

Another issue relates to the distribution of the 3400 targets with the range. The number of selected targets decreased significantly beyond 17 km, and for all the gates between the radar and a distance of 17 to 18 km, the number of selected targets could reach one hundred or more. Beyond this range, the number of targets selected was smaller than 30 and sometimes below five, and may have been due to the topography around the radar, as shown in Fig. 2.

## 2.4 Discussion of Noise Level

The automatic weather stations provide temperature, air pressure and relative humidity with different quantization steps as given in Table 4. This quantization of the meteorological para-

Author's personal copy

**Fig. 3** This antenna near Toussus is a target identified during field visits, target 14 km in range and 193° in azimuth. It was also in the second selection by correlation index

**Table 3** Correlation coefficient for "reference targets" versus range during three different periods. For the first period, a maintenance operation affected the radar on June

| Weather conditions | | Time period | | |
|---|---|---|---|---|
| | | June 1 to 5 Dry and anticyclonic | June 2 to 6 Dry and anticyclonic | September 8 to 11 Thunderstorm and rain |
| Missing data rate (%) | | 12.8 | 1.3 | 2.2 |
| Pixel | Distance (km) | *R* | *R* | *R* |
| Gate 5, Azimuth 236.5° | 1.25 | 0.937 | 0.938 | 0.845 |
| Gate 22, Azimuth 233.5° | 5.5 | 0.960 | 0.974 | 0.894 |
| Gate 59, Azimuth 193.5° | 14.75 | 0.720 | 0.960 | 0.580 |

meters generates a level of noise that may be important in the noise budget. The quantization noise level can be obtained by dividing the quantization step by $\sqrt{12}$, and the noise levels are given in Table 4 for each sensor.

Using Eqs. 1, 2 and 3, an analytical expression was computed to derive the refractivity error resulting from quantization noise. We observed that it mainly depended on relative humidity quantization noise, about three times that of the temperature and 10 times that of the pressure (from Table 4 and Eq. 1). As will be seen later, the quantization noise level can

Author's personal copy



**Table 4** Quantization steps and associated noise on AWS measurements

| Sensor | Temperature °C | Relative humidity % | Pressure hPa |
|---|---|---|---|
| Quantization step | ±0.1 | ±1 | ±0.1 |
| Quantization noise | 0.028 | 0.28 | 0.028 |

sometimes prevent the AWS sensors from detecting small changes in refractivity, particularly during winter but also during a few summer nights.

Concerning the radar, at least two noise sources can be identified. The first is the phase measurement error (its standard deviation was evaluated at 0.6° by Boudjabi 2011), and the second is due to the phase quantization step, estimated at 1.4° (which leads to refractivity errors of respectively 0.0045 and 0.010 per unity of refractivity for a target at 10 km). We conclude that these noise sources lead to negligible errors on the estimation of refractivity variability by radar.

### 2.5 *SDV* Indicator Definition

To quantify the 5-min variability of refractivity, a sliding window 2-h standard deviation of variation rate of refractivity, denoted *SDV*, is calculated for the two datasets. The size of the sliding window must be long enough to reduce the statistical error and short enough not to mask typical meteorological phenomena and diurnal modulation. As a compromise, it was decided to integrate over 2 h, which corresponds to 25 radar and 121 successive AWS measurements. The definitions of the indicators for the radar ($SDV_R$) and AWS ($SDV_{AWS}$) are not exactly the same, because the radar measures space-averaged refractivity along the path between the radar and the target whereas the AWS measurement is local,

$$SDV_R\,(h, r, az)^2 = \frac{1}{25}\sum_{h-1}^{h+1}\left[\frac{\Delta N_m(r, t_i)}{\Delta t} - \mathrm{E}\left[\frac{\Delta N_m(r, t_i)}{\Delta t}\right]\right]^2, \tag{13}$$

$$SDV_{AWS}\,(h)^2 = \frac{1}{121}\sum_{h-1}^{h+1}\left[\frac{\Delta N_{AWS}\,(t_i)}{\Delta t} - \mathrm{E}\left[\frac{\Delta N_{AWS}\,(t_i)}{\Delta t}\right]\right]^2, \tag{14}$$

where $h$ is time (h), $r$ and $az$ are the range and azimuth of the radar pixel, $\Delta t$ is the time interval used for the difference and E[..] is the expected value of the variable. Successive measurements are separated by 5 min for the radar (25 samples summed) and 1 min for AWS (121 samples). The use of variation rates (expressed in refractivity unit per min) filters out the dominant diurnal evolution. The temporal changes of $SDV_{AWS}$ determine whether or not the atmosphere is affected by coherent turbulent structures and comparison with $SDV_R$ indicates whether radar measurements can lead to the same information. In order to provide *SDV* values representative of both day and night, we use the following: day-time is defined from 30 min after sunrise until 30 min before sunset; nighttime is defined from 30 min after sunset until 30 min before sunrise.

Author's personal copy



## 3 Results

### 3.1 Standard Deviation of AWS Refractivity Signal

For both radar and AWS, *SDV* values were defined to allow a quantitative comparison (of their temporal variations). First, we used a small number of reference targets located at increasing distances from the Trappes radar and its AWS. The 5-min variability for the radar measurement was computed on a space-averaged refractivity value, and in this context, it should be noted that the greater the distance, $r$, the weaker the variability should be. This was actually found to be the case with all "reference targets" (not shown here), e.g. for targets located at ranges of 3, 6, 12, 15 and 27 km throughout the summer period considered. An example is shown in Fig. 4: $SDV_{AWS}$ (plain red curve) and $SDV_R$ (other curves) for targets with distances ranging from 1 to 24.5 km are plotted for two different time periods: the first during winter, from 11 to 15 December, and the second during summer, from 6 to 10 July 2013.

During the chosen summer period, the weather was anticyclonic, sunny and warm, and the following results were observed (Fig. 4, right): a strong contrast between day and night for both radar and AWS. $SDV_{AWS}$ reached values between 1.5 and 2.5 $min^{-1}$ during the day and values between 0.2 and 0.3 $min^{-1}$ during the night. Although the refractivity variability $SDV_R$ for the radar is lower than $SDV_{AWS}$ for the AWS, their variations are similar and they appear well correlated. The correlation between $SDV_R$ from different targets also appears very significant. But some significant differences between the values of signal are noticeable: when the target range increases, the value of the variability decreases (with one exception for a single target during the night, magenta curve for the Eiffel tower, probably due to the high altitude of the target, above the nighttime boundary layer).

During the chosen winter period (Fig. 4 left), the weather was anticyclonic and calm; it was sunny on 11, 14 and 15 December. $SDV_{AWS}$ did not exceed 0.4 $min^{-1}$ and maximum values were not necessarily reached during the middle of the day. Significant correlation is sometimes observed between the radar and in-situ data, and sometimes not. The signal is about equal to the AWS noise level (red dashed line) most of the time, and thus the AWS refractivity variability is not significant.

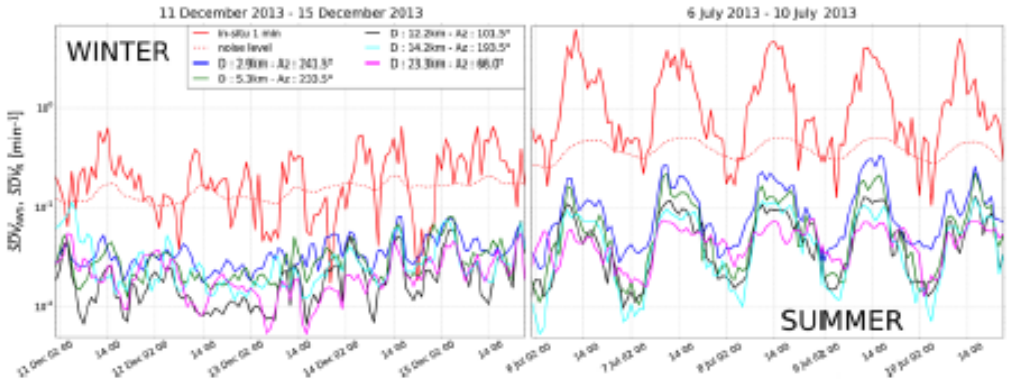


**Fig. 4** Refractivity variations standard deviation (sampling window of 2 h) versus time. *Thick red line* standard deviation for Trappes in-situ measurements. *Dotted red line* noise level for AWS measurements. *Other colors lines are* standard deviation for radar measurements. *Blue line* target at 2.9 km. *Green line* target at 7.9 km. *Dark line* target at 12.2 km. *Cyan line* target at 14.2 km. *Magenta line* target at 23.3 km. Time periods are from 11 to 15 December on the *left* and from 6 to 10 July on the *right*

Author's personal copy



### 3.2 The Effect of Distance, $r$, to the Radar

Using the "reference targets", the difference between AWS and radar quantities is obvious, and the dependence of the variability on distance, $r$, is quite clear when the signal is strong (Fig. 4 right). This is most probably due to the difference between the refractivity measured with AWS instruments, which is local, and the refractivity retrieved with the radar, which is averaged according to the range $r$. During the summer and especially in the afternoon, the values $SDV$ are almost always greater for the AWS than for the radar. During the winter, $SDV_{\mathrm{AWS}}$ values are strongly affected by quantization noise (see Sect. 2.4).

In order to establish the dependency of radar variability on distance to the radar, we performed a broader analysis using all the 3381 targets selected with the correlation index; this focuses on the autumn and early winter (October, November and December 2013) and the summer (June, July and August 2013). Considering the large number of targets, and the great amount of time, a statistical process was used separately for days and nights. An average $SDV$ value was computed for each daytime $SDV_{\mathrm{R}}^{\mathrm{day}}(r, az, nd)$ and another for each nighttime $SDV_{\mathrm{R}}^{\mathrm{night}}(r, az, nd)$, where $nd$ is the day number.

Taking the example of nights chosen during the summer period (92 days from June 1 to August 31 2013), for each target characterized by a range $r$ and an azimuth $az$, we obtained a 92-point time series of $SDV_{\mathrm{R}}^{\mathrm{night}}(r, az, nd)$. To determine a representative value for the summer variability of this target during the night, the median of these 92 values was computed, and to determine a representative value of the variability of all the targets at range $r$, the median $\zeta_{\mathrm{R}}^{\mathrm{night}}(r)$was calculated as

$$\zeta_{\mathrm{R}}^{\mathrm{night}}(r) = me\left[me\left[SDV_{\mathrm{R}}^{\mathrm{night}}(r, az, nd)\right]_t\right]_{az}. \tag{15}$$

The operator $me[.]_t$ corresponds to the temporal median and $me[.]_{az}$ to the spatial median for targets at the same range; $\zeta_{\mathrm{R}}^{\mathrm{day}}(r)$ was defined in the same way for the daytime sequences. For the AWS measurements, in a similar way, temporal medians of the daily variability over the same periods were calculated for nighttime using

$$\zeta_{\mathrm{AWS}}^{\mathrm{night}} = me\left[SDV_{\mathrm{AWS}}^{\mathrm{night}}(nd)\right]_t \tag{16}$$

and similarly for daytime. The choice of the median avoided giving too much influence to extreme values.

Figure 5 (winter and summer) shows the seasonal variability $\zeta_{\mathrm{R}}^{\mathrm{night}}$ and $\zeta_{\mathrm{R}}^{\mathrm{day}}$ versus distance $r$, and to quantify the $SDV$ distribution width, interquartile bars were plotted. Considering the small number of selected targets beyond 17–18 km, these bars do not give a correct estimation of the error at these distances (see Sect. 2.3.4). For comparison, the seasonal AWS variability $\zeta_{\mathrm{AWS}}^{\mathrm{night}}$ and $\zeta_{\mathrm{AWS}}^{\mathrm{day}}$ and corresponding interquartiles are plotted on the same graph, as magenta (day) and cyan (night) triangles at the range $r = 0$.

Two additional curves are drawn to show absolute limits: dashed green lines correspond to hypothetical targets characterized by a random motion providing a phase uniformly distributed between $-\pi$ and $+\pi$. Dashed black lines correspond to the effect of the quantization noise level.

Several results are evident from Fig. 5. We observe that interquartile bars are much smaller during summer days, implying that $SDV_{\mathrm{R}}$ is almost at the same level throughout the summer and for all the targets at the considered range. It can be viewed as characteristic of the variability for the whole season; $\zeta_{\mathrm{R}}^{\mathrm{night}}$ or $\zeta_{\mathrm{R}}^{\mathrm{day}}$ decrease with distance for all periods. There is a strong contrast between day and night, more significant during the summer (factor of 5)

Author's personal copy



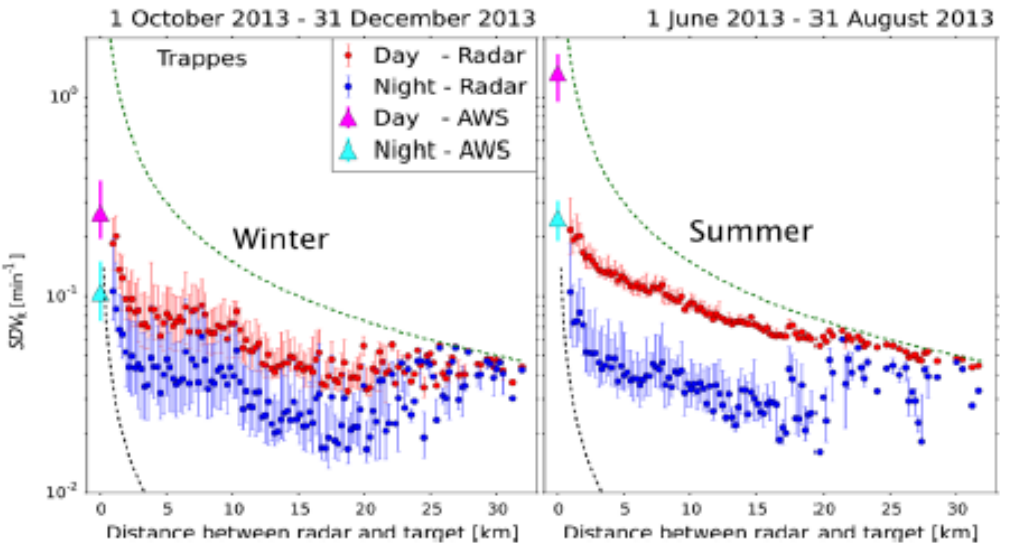


**Fig. 5** Study of the variability according to the radar-target distance for the second selection of targets. *Blue curves* are for nights, *red* ones for days. *Interquartile bars* were plotted when available. *Dotted green* and *black curves* represent the limits of the domain in which the data are significant. *Magenta* and *cyan triangles* and associated *error bars* are the AWS seasonal variability

than during the winter (factor of 2); $\zeta_R^{day}$ is much greater during the summer than during the winter. As mentioned above, only a few targets were selected beyond 18 km, meaning that the error bars are not accurate. All the data lie between the dashed black curve and the dashed green curve, which is consistent with the definition of these limits. Above 18 to 20 km in range, the points are close to the upper limit, implying that the phase is almost uniformly distributed for these pixels both during winter and summer.

As previously observed for the few "reference targets" (Sect. 3.1), the variability decreases with distance $r$ in winter and summer, and for both day and night periods. It can be noted that the atmosphere is not homogeneous but is made up of many cells of different sizes, each characterized by its local refractivity. This structure affects the radar signal that propagates through it; averaging the refractivity on the path then reduces variability with distance. In a sense, this is helpful because, without this effect, and if changes in refractivity were homogeneous all the way between the radar and the target, the measured phase variations in 5 min would often be much larger than $2\pi$ and therefore non-measurable beyond 10 km.

The dispersion was significantly larger at night than during the day. One explanation is that the atmosphere is more likely to be stratified by radiative effects during the night than during the day, when it is well mixed by convection. As the altitude of the different targets for a given range can vary by more than 20 m, this can produce the dispersion observed during the night.

Below we propose a model to account for the behaviour of the variability $SDV_R$ that is observed with range, between daytime and nighttime, between winter and summer, and between radar and AWS measurements. This model is based on the hypothesis of frozen turbulence (Taylor 1938): the atmosphere along the path between the radar and the target is made of "air bubbles" of various sizes moving with the flow.

Author's personal copy



## 4 Statistical Relation between Refractivity Variabilities Measured by Radar and Measured by AWS after Spatialization using Taylor's Hypothesis

### 4.1 Taylor's Hypothesis

The purpose here is to establish a quantitative relationship between AWS and radar refractivity variability using time series of refractivity changes from the available AWS measurements. To overcome the poor spatial sampling of the AWS network, we simulate the refractivity observed with the radar by spatializing time series refractivity measured by the AWS at Trappes. This is done using the assumptions set out by Taylor (1938): using the mean wind speed, AWS time series are transformed to spatial series around the AWS position.

We used here the theoretical background and the assumptions developed in Taylor (1938) and the implementation described in Besson et al. (2012). As particular attention on weather conditions should be paid for the application of the model we chose two time periods, one during winter, and the other during summer. Then, we compare the measured $SDV_R$ with a simulated $SDV_{sim}$ for a selected period of time, calculated from the AWS time series spatialized by the method.

### 4.2 Establishment of the Frozen Turbulence Model

#### *4.2.1 Searching for Meteorologically Favourable Periods*

In order to limit the effects of wind shear, favourable periods, during which both wind speed and direction were steady, are chosen. It is important to note at this point that the extent of the area covered depends on the averaged wind speed, which should not be too small. In order to select meteorologically favourable periods, wind data with a sampling rate of 6 min were used for seven stations in a circle of 32 km radius around the radar (see Fig. 2). For each station, the standard deviation of the signal obtained by applying a 2-h averaging window for both wind speed and direction. These values were used to estimate the high frequency variability of the wind speed. Then, the spatial homogeneity of the wind direction could be estimated over periods from 2 to 4 days. Selected periods had the lowest possible standard deviations, but wind speed also had to be acceptable ($>0.5\,\mathrm{m\,s^{-1}}$). Thus we found two favourable periods that are used in the study, a four-day summer sequence from 10 to 13 July 2013. The wind direction was north-north-east at the Trappes station, with moderate speeds modulated by a diurnal cycle of $2\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ during the night and $4\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ during the day. The second favourable period is a three-day winter sequence, from December 15 to 17. The wind direction was south-south-west at the Trappes station, with an average wind speed of 3 to $4\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ and no diurnal effect.

#### *4.2.2 Frozen Turbulence Advected by the Wind*

Assuming frozen turbulence, the value of refractivity at time $t$ at the distance $x$ from the station in the wind direction (assumed constant with a mean wind speed $u$) is identical to the refractivity value measured at time $(t - x/u)$,

$$N(x,t) = N(0, t - x/u)\,. \tag{17}$$

From the refractivity time series at a single point, this relationship allows spatial variations to be constructed that can be used to compute the simulated space-averaged refractivity at

Author's personal copy



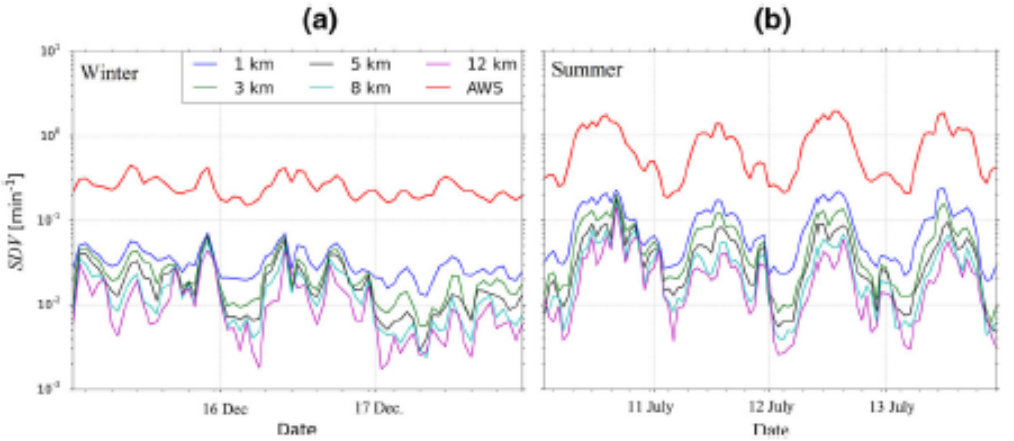


**Fig. 6** Simulated space-averaged refractivity in the case of a spatialization of the in-situ time series of refractivity observed at the Trappes automatic weather station. This method uses Taylor's hypothesis of fixed turbulence advected by averaged wind speed. It is performed for 12 hypothetical targets, five are represented here at ranges 1 (*blue*), 3 (*green*), 5 (*black*), 8 (*cyan*) and 12 km (*magenta*). *Thick red line* $SDV_{AWS}$. Time periods are **a** from 15 to 17 December on the *left* and **b** from 10 to 13 July on the *right*

time $t$ between the radar and a given point/target at range $r$. This operation is repeated for each timestep to elaborate the simulated time series. Then, using Eq. 13, we compute the standard deviation on a 2-h sliding window of rate changes on this new time series of averaged refractivity simulated from AWS data.

This operation was performed for 12 ranges between 1 and 12 km, in 1-km steps. The results (for targets at 1, 3, 5, 8 and 12 km) are plotted in Fig. 6 for the two periods selected in Sect. 4.1 using the wind speed and refractivity measured at Trappes. Characteristics previously observed in Sects. 3.1 and 3.2 are also visible in $SDV_{sim}$ for diurnal and seasonal effects. The amplitude of $SDV_{sim}(r)$ decreases with distance, especially during summer, and the averaging effect is quite important from the first kilometre. The level of the first curve at 1 km is almost half that of the $SDV_{AWS}$ curve. It can be concluded that turbulence is dominated by structures less than 1 km in size. At this stage, it is of interest to estimate how the assumption of frozen turbulence allows radar refractivity variability to be recovered.

### 4.3 Qualitative Comparison Between $SDV_{AWS}$, $SDV_{sim}$ and $SDV_R$

#### *4.3.1 Comparison of Time Series*

Figure 7 compares $SDV_R$ and simulated $SDV_{sim}$ with the hypothesis of frozen turbulence. Curves are plotted for the winter period from 15 to 17 December on the *left*, and for the summer period from 10 to 13 July 2013 on the *right*. Among the reference selection, three targets at ranges 1.2, 3.1, 5.3 and 14.2 km are used for the comparison.

During winter (Fig. 7a), good overall agreement between observations and simulations is observed, with the simulated variability comparable in magnitude to that measured by the radar. However it is slightly less intense than the radar signal, suggesting that Taylor's hypothesis explains only part of the observed variability. A few exceptions can be noted, as on 15 December where the radar variability is smaller than $SDV_{sim}$. Considering the weather conditions on this day (wend speeds between 6 and 12 m $s^{-1}$, and large vertical wind shear), the explanation many be that large wind gusts generated greater fluctuations at the altitude

Author's personal copy



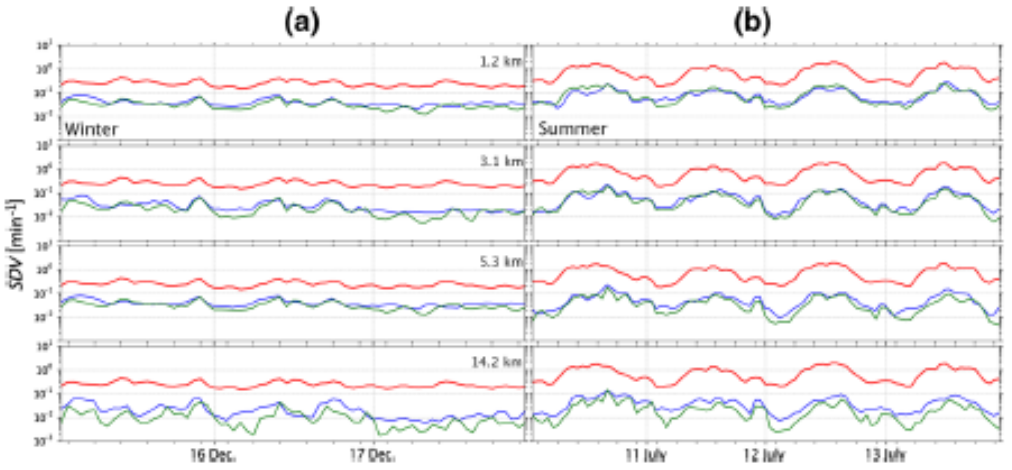


**Fig. 7** Comparison of time series of standard deviations characterizing the magnitude of $SDV_R$ (*blue*) and $SDV_{sim}$ (*green*) with $SDV_{AWS}$ (*red*) time series. $SDV_{sim}$ is advected by the mean wind, according to Taylor's model, for four hypothetical targets at increasing ranges from 1.2 km (*top*), to 14.2 km (*bottom*) for the period from 15 to 17 December 2013 (**a**) and for the period from 10 to 13 July 2013 (**b**). Simulated targets are taken to be at the same distance as the actual "reference targets" in *blue*

of propagation of the radar beam (20 to 60 m, see Fig. 2) than at 2-m hight relevant to AWS refractivity. Moreover, the quantization noise level, often close to the signal values, affects the quality of the simulated signal during winter, particularly for the target at 14 km.

During summer (Fig. 7b), the simulated variability is quite close to the radar measurement. More specifically, on 10 July, the maximum variability radar structure is well reproduced by the simulation, especially for targets at 3.1-km and 5.3-km ranges. An examination of the meteorological situation on this day indicates that the conditions were particularly favourable: low wind shear and targets located downwind of the radar.

This model based on Taylor's hypothesis therefore appears efficient to retrieve the variability of the radar refractivity from the AWS time series of refractivity and wind at a given point, especially during summer. The simulation also indicates that the radar refractivity variability signal is mainly affected by coherent turbulent structures, and the spatial scale of these bubbles is most probably around or just below 1 km. Some limitations still exist since the wind speed and the wind shear affect the model's performance. The length of the time series needed for the application of Taylor's hypothesis is equal to $ur$, where $r$ is the distance to the hypothetical target.

Therefore the hypothesis is less satisfied for distant targets, and is probably the reason why $SDV_{sim}$ values are somewhat below the signal values measured at 14.2 km. Finally Taylor's hypothesis requires particular conditions in the atmosphere, and even when infrequent, the model can give satisfactory results.

## 5 Conclusions and Perspectives

We presented a comparison between the temporal variability of space-averaged refractivity measured by radar and temporal variability of refractivity measured by AWS instruments over 1 year, using datasets from meteorological operational networks.

Refractivity measurement with radar requires the presence of ground targets such as high buildings or towers. Previous target selection methods were developed in the aim of

Author's personal copy



following refractivity variations during long periods of time (several days or months). In the present work, for the purpose of estimating temporal refractivity variability we developed a specific criterion to select usable targets, based on correlation with in-situ measurements. This is satisfactory for ranges up to 18 km (depending on the used frequency) but, for greater distances, it does not provide enough targets for statistical processing to be performed.

Among many pixels $>10^3$ selected, a "reference selection" of well-identified targets was made during field visits around the Trappes radar. A study of quantization noise has shown that the AWS variability signal can be at the same level as the noise or even below, especially during the winter but also during a few summer nights. In these cases, the comparison with the radar is not convincing.

In order to allow proper comparison, a specific index for the 2-h sliding window standard deviation of variation rate of refractivity was defined for both measurements. Using the set of "reference targets", it appears that radar variabilities are well correlated for all targets at different ranges. This is also observed between radar and AWS time series. A diurnal effect is clear: the amplitude of atmospheric fluctuations increases during the day and decreases at night. A seasonal effect is also clear, with much lower variabilities in winter.

Thus, the measured variabilities are clearly affected by coherent turbulent structures related to convective plumes in the daytime boundary layer, which are frequent and with larger amplitude during summer versus winter and day versus night. In addition, the standard deviation decreases with range for the radar, not only for the "reference targets" but also for all the 3400 selected targets at ranges between 0.5 and 32 km. This conclusion applies in both winter and summer, and for both daytime and nighttime.

Our interpretation is that the radar refractivity measurement integrates these structures (1 km size or less and about 10 to 15 min lifetime) all along the two-way path between the radar and the target. The radar signal variability is not entirely due to time change of the mean refractivity but also to the presence of these structures moving with the mean flow. Then, as the size of these structures is very probably smaller than the range, the space-averaged refractivity variability computation leads to a decrease of the standard deviation with $r$. A model based on the concept of air bubbles of various sizes appears relevant to explain this attenuation with distance and differences between summer days and the other periods. These rapid fluctuations are probably responsible for the need for a smoothing process commonly used to map refractivity around radars, which results in a loss of resolution (5 km instead of the 580 m theoretically possible).

Starting from this hypothesis, and using the mean wind speed measured in situ, a simulation was performed to transform the time series of in situ refractivity into time series of averaged refractivity for different ranges. The simulation correctly reproduces the variability of radar refractivity measurements, especially during summer when turbulence is active, demonstrating that this model is valid for these periods. Combined with a wind-speed measurement, the $SDV_R$ value measured by the radar is therefore a proxy to estimating an "integrated turbulence" along the path between the radar and the target. A way to improve this measurement might be to use the space difference between several targets in order to obtain local information on the turbulent state of the atmosphere.

This study is a first step towards turbulence mapping by radars and, due to operational constraints, only source scales of turbulence have been considered herein. Considering the intrinsic radar resolutions, turbulence at inertial scales could be achievable, and a field campaign was conducted during summer 2014 with two dedicated radars pointing horizontally toward calibrated targets distributed along a 900-m line. The data are currently being analyzed to investigate the link between radar refractivity at hectometric scale and turbulent behaviour of the atmosphere at inertial scales.

Author's personal copy



## References


Bean BR, Dutton EJ (1968) Radio Meteorology no. 92 monograph. National Bureau of Standards, Washington DC

Besson L, Boudjabi C, Caumont O, Parent du Châtelet J (2012) Links between weather phenomena and characteristics of refractivity measured by precipitation radar. Boundary-Layer Meteorol 143:77–95

Besson L, Parent du Chatelet J (2013) Solutions for improving the radar refractivity measurement by taking operational constraints into account. J Atmos Ocean Technol 30:1730–1742

Bodine D, Heinselman PL, Cheong BL, Palmer RD, Michaud D (2010) A case study on the impact of moisture variability on convection initiation using radar refractivity retrievals. J Appl Meteorol Climatol 49:1766–1778

Boudjabi C (2011) Validation de la mesure de réfractivité avec un radar en bande C équipé d'un émetteur à magnétron. Ph-D letter Université Paul Sabatier, Toulouse France

Boudjabi C, Parent du Chatelet J (2009) Evaluation of phase ambiguity problem due to sampling time when measuring refractivity with precipitation radar. In: 34th international conference on radar meteorology, American Meteorological Society, Williamsburg

Caumont O, Foray A, Besson L, Parent du Chatelet J (2013) An observation operator for radar refractivity change: comparison of observations and convective-scale simulations. Boundary-Layer Meteorol 148:379–397

Crook NA (1996) Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. Mon Weather Rev 124:1767–1785

Dabberdt WF, Schlatter TW (1996) Research opportunities from emerging atmospheric observing and modelling capabilities. Bull Am Meteorol Soc 77:305–323

Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Ayral P-A, Belamari S, Berne A, Borga M, Boudevillain B, Bock O, Boichard J-L, Bouin M-N, Bousquet O, Bouvier C, Chiggiato J, Cimini D, Corsmeier U, Coppola L, Cocquerez P, Defer E, Delanoë J, Di Girolamo P, Doerenbecher A, Drobinski P, Dufournet Y, Fourrié N, Gourley JJ, Labatut L, Lambert D, Le Coz J, Marzano FS, Molini G, Montani A, Nord G, Nuret M, Ramage K, Rison B, Roussot O, Saïd F, Schwarzenboeck A, Testor P, van Baelen J, Vincendon B, Aran M, Tamayo J (2014) HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. Bull Am Meteorol Soc 95:1083–1100

Emanuel K, Raymond D, Betts A, Bosart L, Bretherton C, Droegemeier K, Farrell B, Fritsch JM, Houze R, Le Mone M, Lilly D, Rotunno R, Shapiro M, Smith R, Thorpe A (1995) Report of the first prospectus development team of the U.S. Weather Research Program to NOAA and the NSF. Bull Am Meteorol Soc 76:1194–1208

Fabry F, Frush C, Zawadzki I, Kilambi A (1997) On the extraction of near-surface index of refraction using radar phase measurements from ground targets. J Atmos Ocean Technol 14:978–987

Fabry F (2004) Meteorological value of ground target measurements by radar. J Atmos Ocean Technol 21:560–573

Gasperoni NA, Xue M, Palmer RD, Gao J, Cheong BL, Michaud DS (2009) Low-level moisture analysis from refractivity data derived from a network of S-band and X-band radars using ARPS 3DVAR. In: 34th conference on radar meteorology, American Meteorological Society, Ed Williamsburg

Gasperoni NA, Xue M, Palmer RD, Gao J (2012) Sensitivity of convective initiation prediction to near-surface moisture when assimilating radar refractivity: Impact tests using OSSEs. J Atmos Ocean Technol 30:2281–2302

Koch SE, Aksakal A, McQueen JT (1997) The influence of mesoscale humidity and evapotranspiration fields on a model forecast of a cold-frontal squall line. Mon Weather Rev 125:384–409

Mahfouf JF, Brasnett B, Gagnon S (2007) A Canadian precipitation analysis (CaPA) project: description and preliminary results. Atmos-Ocean 45(1):1–17

Miao Q, Geerts B, Lemone MA (2006) Vertical velocity and buoyancy characteristics of coherent echo plumes in the convective boundary layer detected by a profiling airborne lidar. J Appl Meteorol Clim 45:838–855

Montmerle T, Caya A, Zawadzki I (2002) Short-term numerical forecasting of a shallow storms complex using bistatic and single-doppler radar data. Weather Forecast 17:1211–1225

Nicol J, Illingworth A, Bartholomew K (2014) The potential of 1h refractivity changes from an operational C-band magnetron-based radar for numerical weather prediction validation and data assimilation. Q J R Meteorol Soc 140(681):1209–1218

Ottersten H (1969) Radar backscattering from the turbulent clear atmosphere. Radio Sci 4:1251–1255

Parent du Chatelet J, Boudjabi C, Besson L, Caumont O (2012) Errors caused by long-term drifts of magnetron frequencies for refractivity measurement with a radar: Theoretical formulation and initial validation. J Atmos Oceanic Technol 29:1428–1434

Author's personal copy



Roberts RD, Nelson E, Wilson JW, Rehak N, Sun J, Ellis S, Weckwerth T, Fabry F, Kennedy PC, Fritz J, Chandrasekar V, Reising S, Padmanabhan S, Braun J, Crum T, Mooney L, Palmer R (2008) REFRACTT 2006. Bull Am Meteorol Soc 89:1535–1548

Smith EK, Weintraub S (1953) The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. Proc Inst Radio Eng 41:1035–1037

Stull RB (1988) An Introduction to boundary-layer meteorology. Kluwer Academic, Dordrecht

Sun J (2005) Convective-scale assimilation of radar data: progress and challenges. Q J R Meteorol Soc 131:3439–3463

Taylor GI (1938) The spectrum of turbulence. Proc R Soc 164:476–490

Wakimoto RM, Murphey HV (2009) Analysis of a dryline during IHOP: implications for convection initiation. Mon Weather Rev 137:912–936

Weckwerth TM, Parsons DB, Koch SE, Moore JA, LeMone MA, Demoz BB, Flamant C, Geerts B, Wang J, Feltz WM (2004) An overview of the International $H_2O$ Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. Bull Am Meteorol Soc 85:253–277

Weckwerth TM, Pettet CR, Fabry F, Park S, Lemone MA, Wilson JW (2005) Radar refractivity retrieval: validation and application to short-term forecasting. J Appl Meteorol 44:285–300

Wesely ML (1976) The combined effect of temperature and humidity fluctuation on refractive index. J Appl Meteorol 15:43–49

# Bibliographie

Al-Sakka H, Boumahmoud A-A, Fradon B, Frasier SJ, Tabary P (2013) A New Fuzzy Logic Hydrometeor Classification Scheme Applied to the French X-, C-, and S-Band Polarimetric Radars. J Appl Meteorol Climatol 52:2328–2344. doi: 10.1175/JAMC-D-12-0236.1

Atkinson BW, Wu Zhang J (1996) Mesoscale shallow convection in the atmosphere. Rev Geophys 34:403–431. doi: 10.1029/96RG02623

Augros C, Caumont O, Ducrocq V, Gaussiat N, Tabary P (2015) Comparisons between S-, C- and X-band polarimetric radar observations and convective-scale simulations of the HyMeX first special observing period. Q J R Meteorol Soc n/a-n/a. doi: 10.1002/qj.2572

Bean BR, Dutton EJ, Central Radio Propagation Laboratory (U.S.) (1968) Radio meteorology,. Dover Publications, New York

Bendat JS, Piersol AG (1971) Random Data: Analysis and Measurement Procedures, 4th Edition, Wiley Online Library. Wiley

Berg LK, Stull RB (2004) Parameterization of Joint Frequency Distributions of Potential Temperature and Water Vapor Mixing Ratio in the Daytime Convective Boundary Layer. J Atmospheric Sci 61:813–828. doi: 10.1175/1520-0469(2004)061<0813:POJFDO>2.0.CO;2

Besson L, Boudjabi C, Caumont O, Parent du Chatelet J (2012) Links Between Weather Phenomena and Characteristics of Refractivity Measured by Precipitation Radar. Bound-Layer Meteorol 143:77–95. doi: 10.1007/s10546-011-9656-7

Besson L, Caumont O, Goulet L, Bastin S, Menut L, Bresson E, Fourrié N, Fabry F, Parent du Châtelet J (2016) Comparison of real-time refractivity measurements by radar with automatic weather stations, AROME-WMED and WRF forecast simulations during SOP1 of the HyMeX campaign. Q J R Meteorol Soc n/a-n/a. doi: 10.1002/qj.2799

Besson L, Parent du Châtelet J (2013) Solutions for Improving the Radar Refractivity Measurement by Taking Operational Constraints into Account. J Atmospheric Ocean Technol 30:1730–1742. doi: 10.1175/JTECH-D-12-00167.1

Blackman RB (Ralph B, Tukey JW (John W (1959) The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering. New York : Dover Publications

Boudjabi C (2011) Validation de la mesure de réfractivité avec un radar en bande C équipé d'un émetteur à magnétron. Toulouse 3

Bringi VN, Chandrasekar V (2001) Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications. Cambridge University Press

Caumont O (2007) Simulation et assimilation de données radar pour la prévision de la convection profonde à fine échelle. Phdthesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III

Caumont O, Ducrocq V, Wattrelot éRic, Jaubert G, Pradier-Vabre S (2010) 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept. Tellus A 62:173–187. doi: 10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x

Caumont O, Foray A, Besson L, Parent du Châtelet J (2013) An Observation Operator for Radar Refractivity Change: Comparison of Observations and Convective-Scale Simulations. Bound-Layer Meteorol 148:379–397. doi: 10.1007/s10546-013-9820-3

Chakroun M, Bastin S, Chiriaco M, Chepfer H (2016) Characterization of vertical cloud variability over Europe using spatial lidar observations and regional simulation. Clim Dyn 1–23. doi: 10.1007/s00382-016-3037-3

Cheinet S, Cumin P (2010) Local Structure Parameters of Temperature and Humidity in the Entrainment-Drying Convective Boundary Layer: A Large-Eddy Simulation Analysis. J Appl Meteorol Climatol 50:472–481. doi: 10.1175/2010JAMC2426.1

Couvreux F, Guichard F, Masson V, Redelsperger J-L (2007) Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer: observations and large-eddy simulation budget analysis. Bound-Layer Meteorol 123:269–294. doi: 10.1007/s10546-006-9140-y

Crook JA, Forster PM, Stuber N (2011) Spatial Patterns of Modeled Climate Feedback and Contributions to Temperature Response and Polar Amplification. J Clim 24:3575–3592. doi: 10.1175/2011JCLI3863.1

Crook NA (1996) Sensitivity of Moist Convection Forced by Boundary Layer Processes to Low-Level Thermodynamic Fields. Mon Weather Rev 124:1767–1785. doi: 10.1175/1520-0493(1996)124<1767:SOMCFB>2.0.CO;2

Crum TD, Stull RB (1987) Field Measurements of the Amount of Surface Layer Air versus Height in the Entrainment Zone. J Atmospheric Sci 44:2743–2753. doi: 10.1175/1520-0469(1987)044<2743:FMOTAO>2.0.CO;2

Dabberdt WF, Schlatter TW (1996) Research Opportunities from Emerging Atmospheric Observing and Modeling Capabilities. Bull Am Meteorol Soc 77:305–323. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0305:ROFEAO>2.0.CO;2

de Bruin H, Van Den Hurk B, Kroon LJM (1999) On The Temperature-Humidity Correlation And Similarity. Bound-Layer Meteorol 93:453–468. doi: 10.1023/A:1002071607796

Delanoë J, Protat A, Vinson J-P, Brett W, Caudoux C, Bertrand F, Parent du Chatelet J, Hallali R, Barthes L, Haeffelin M, Dupont J-C (2016) BASTA: A 95-GHz FMCW Doppler Radar for Cloud and Fog Studies. J Atmospheric Ocean Technol 33:1023–1038. doi: 10.1175/JTECH-D-15-0104.1

Delrieu G, Serrar S, Guardo E, Creutin JD (1999) Rain Measurement in Hilly Terrain with X-Band Weather Radar Systems: Accuracy of Path-Integrated Attenuation Estimates Derived from Mountain Returns. J Atmospheric Ocean Technol 16:405–416. doi: 10.1175/1520-0426(1999)016<0405:RMIHTW>2.0.CO;2

Donnadieu F, Hervier C, Latchimy T, Peyrin F, Freville P, Delanoë J, Brett W, Caudoux C, Bertrand F, Van Baelen J, Dupont JC (2016) Un radar à ondes millimétriques portable pour l'étude des panaches de cendres volcaniques.

Doviak RJ, Sirmans D, Zrnic D, Walker GB (1978) Considerations for Pulse-Doppler Radar Observations of Severe Thunderstorms. J Appl Meteorol 17:189–205. doi: 10.1175/1520-0450(1978)017<0189:CFPDRO>2.0.CO;2

Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Ayral P-A, Belamari S, Berne A, Borga M, Boudevillain B, Bock O, Boichard J-L, Bouin M-N, Bousquet O, Bouvier C, Chiggiato J, Cimini D, Corsmeier U, Coppola L, Cocquerez P, Defer E, Delanoë J, Di Girolamo P, Doerenbecher A, Drobinski P, Dufournet Y, Fourrié N, Gourley JJ, Labatut L, Lambert D, Le Coz J, Marzano FS, Molinié G, Montani A, Nord G, Nuret M, Ramage K, Rison W, Roussot O, Said F, Schwarzenboeck A, Testor P, Van Baelen J, Vincendon B, Aran M, Tamayo J (2014) HyMeX-SOP1: The Field Campaign Dedicated to Heavy Precipitation and Flash Flooding in the Northwestern Mediterranean. Bull Am Meteorol Soc 95:1083–1100. doi: 10.1175/BAMS-D-12-00244.1

Durand P, Thoumieux F, Lambert D (2000) Turbulent length-scales in the marine atmospheric mixed layer. Q J R Meteorol Soc 126:1889–1912. doi: 10.1002/qj.49712656616

Emanuel K, Raymond D, Betts A, Bosart L, Bretherton C, Droegemeier K, Farrell B, Fritsch JM, Houze R, Lemone M, Lilly D, Rotunno R, Shapiro M, Smith R, Thorpe A (1995) Report of the First Prospectus Development Team of the U.S. Weather Research Program to NOAA and the NSF. Bull. Am. Meteorol. Soc. 1194–1208.

Fabry F (2006) The spatial variability of moisture in the boundary layer and its effect on convection initiation: Project-long characterization. Mon Weather Rev 134:79–91.

Fabry F (2004) Meteorological value of ground target measurements by radar. J Atmospheric Ocean Technol 21:560–573.

Fabry F (2015) Radar Meteorology: Principles and Practice. Cambridge University Press, Cambridge

Fabry F, Creese C 2.5 If Fine Lines Fail, Try Ground Targets 1. Concept.

Fabry F, Frush C, Zawadzki I, Kilambi A (1997) On the Extraction of Near-Surface Index of Refraction Using Radar Phase Measurements from Ground Targets. J Atmospheric Ocean Technol 14:978–987. doi: 10.1175/1520-0426(1997)014<0978:OTEONS>2.0.CO;2

Fabry F, Sun J (2010) For How Long Should What Data Be Assimilated for the Mesoscale Forecasting of Convection and Why? Part I: On the Propagation of Initial Condition Errors and Their Implications for Data Assimilation. Mon Weather Rev 138:242–255. doi: 10.1175/2009MWR2883.1

Feng Y-C, Fabry F, Weckwerth TM (2016) Improving Radar Refractivity Retrieval by Considering the Change in the Refractivity Profile and the Varying Altitudes of Ground Targets. J Atmospheric Ocean Technol 33:989–1004. doi: 10.1175/JTECH-D-15-0224.1

Fujita T (1971) Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity. Univ Chic SMRP Res Pap 91 42pp.

Hallali R, Dalaudier F, Parent Du Chatelet J (2016) Comparison Between Radar and Automatic Weather Station Refractivity Variability. Bound-Layer Meteorol 160:299–317. doi: 10.1007/s10546-016-0145-x

Hanley KE, Kirshbaum DJ, Belcher SE, Roberts NM, Leoncini G (2011) Ensemble predictability of an isolated mountain thunderstorm in a high-resolution model. Q J R Meteorol Soc 137:2124–2137. doi: 10.1002/qj.877

Jones DM (1956) Rainfall drop size-distribution and radar reflectivity. Illinois State Water Survey

Josset D, Tanelli S, Hu Y, Pelon J, Zhai P (2013) Analysis of Water Vapor Correction for CloudSat W-Band Radar. IEEE Trans Geosci Remote Sens 51:3812–3825. doi: 10.1109/TGRS.2012.2228659

Kay JE, Hillman BR, Klein SA, Zhang Y, Medeiros B, Pincus R, Gettelman A, Eaton B, Boyle J, Marchand R, Ackerman TP (2012) Exposing Global Cloud Biases in the Community Atmosphere Model (CAM) Using Satellite Observations and Their Corresponding Instrument Simulators. J Clim 25:5190–5207. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00469.1

Koch SE, Aksakal A, McQueen JT (1997) The Influence of Mesoscale Humidity and Evapotranspiration Fields on a Model Forecast of a Cold-Frontal Squall Line. Mon Weather Rev 125:384–409. doi: 10.1175/1520-0493(1997)125<0384:TIOMHA>2.0.CO;2

Lee GW, Zawadzki I (2005) Variability of Drop Size Distributions: Noise and Noise Filtering in Disdrometric Data. J Appl Meteorol 44:634–652. doi: 10.1175/JAM2222.1

Lohou F, Campistron B, Druilhet A, Foster P, Pages JP (1998) Turbulence and Coherent Organizations in the Atmospheric Boundary Layer: A Radar-Aircraft Experimental Approach. Bound-Layer Meteorol 86:147–179. doi: 10.1023/A:1000613232592

Mahfouf J-F, Brasnett B, Gagnon S (2007) A Canadian Precipitation Analysis (CaPA) Project: Description and Preliminary Results. ATMOSPHERE-OCEAN 45:1–17. doi: 10.3137/ao.v450101

Mahfouf J-F, Caumont O, Montmerle T, Wattrelot E, Ducrocq V (2013) Assimilation des données radar dans le modèle Arome. La Météorologie 8:42. doi: 10.4267/2042/52053

Malardel S (2005) Fondamentaux de météorologie: à l'école du temps. Cépaduès

Marshall JS, Langille RC, Palmer WMK (1947) Measurement of rainfall by radar. J Meteorol 4:186–192. doi: 10.1175/1520-0469(1947)004<0186:MORBR>2.0.CO;2

Marshall JS, Palmer WMK (1948) The distribution of raindrops with size. J Meteorol 5:165–166. doi: 10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2

Melnikov V, Matrosov S (2013) Radar measurements of the axis ratios of cloud particles. In: Proceedings. American Meteorological Society, Breckenridge, CO,

Mériaux P, Cheze J-L, Tabary P, Javelle P, Defrance D (2011) Projet RHYTMME : déploiement d'un réseau de radars dédié à la gestion des risques hydrométéorologiques en territoires montagneux méditerranéens. In: Colloque SHF : «Eaux en montagne».

Montmerle T (2016) Statement of guidance for high-resolution Numerical Weather Prediction (NWP).

Montmerle T (2012) Optimization of the Assimilation of Radar Data at the Convective Scale Using Specific Background Error Covariances in Precipitation. Mon Weather Rev 140:3495–3506. doi: 10.1175/MWR-D-12-00008.1

Montmerle T, Caya A, Zawadzki I (2001) Simulation of a Midlatitude Convective Storm Initialized with Bistatic Doppler Radar Data. Mon Weather Rev 129:1949–1967. doi: 10.1175/1520-0493(2001)129<1949:SOAMCS>2.0.CO;2

Montmerle T, Faccani C (2009) Mesoscale Assimilation of Radial Velocities from Doppler Radars in a Preoperational Framework. Mon Weather Rev 137:1939–1953. doi: 10.1175/2008MWR2725.1

Nicol JC, Illingworth AJ, Darlington T, Kitchen M (2013) Quantifying Errors due to Frequency Changes and Target Location Uncertainty for Radar Refractivity Retrievals. J Atmospheric Ocean Technol 30:2006–2024. doi: 10.1175/JTECH-D-12-00118.1

Parent du Chatelet J (2003) Aramis, le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations. La Météorologie 8:44. doi: 10.4267/2042/36263

Parent du Chatelet J, Boudjabi C, Besson L, Caumont O (2012) Errors Caused by Long-Term Drifts of Magnetron Frequencies for Refractivity Measurement with a Radar: Theoretical Formulation and Initial Validation. J Atmospheric Ocean Technol 29:1428–1434. doi: 10.1175/JTECH-D-12-00070.1

Pasquill F (1961) The estimation of the dispersion of windborne material. Meteorol Mag 90:33–49.

Pruppacher HR, Beard KV (1970) A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. Q J R Meteorol Soc 96:247–256. doi: 10.1002/qj.49709640807

Pruppacher HR, Klett JD (1978) Microphysics of Clouds and Precipitation. Springer Netherlands, Dordrecht

Roberts RD, Nelson E, Wilson JW, Rehak N, Sun J, Ellis S, Weckwerth T, Fabry F, Kennedy PC, Fritz J, Chandrasekar V, Reising S, Padmanabhan S, Braun J, Crum T, Mooney L, Palmer R (2008) Refractt 2006. Bull Am Meteorol Soc 89:1535–1548. doi: 10.1175/2008BAMS2412.1

Ryzhkov AV, Schuur TJ, Burgess DW, Heinselman PL, Giangrande SE, Zrnic DS (2005) The Joint Polarization Experiment: Polarimetric Rainfall Measurements and Hydrometeor Classification. Bull Am Meteorol Soc 86:809–824. doi: 10.1175/BAMS-86-6-809

Sachidananda M, Zrnic DS (1986) Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. Radio Sci 21:235–247. doi: 10.1029/RS021i002p00235

Sauvageot H (1982) Radarmétéorologie - Télédétection Active De L'Atmosphere, Collection technique et scientifique des télécommunications. EYROLLES

Schneider T, O'Gorman PA, Levine X (2010) Water vapor and the dynamics of climate changes. Rev Geophys. doi: 10.1029/2009RG000302

Sekhon RS, Srivastava RC (1971) Doppler Radar Observations of Drop-Size Distributions in a Thunderstorm. J Atmospheric Sci 28:983–994. doi: 10.1175/1520-0469(1971)028<0983:DROODS>2.0.CO;2

Sherwood SC, Ingram W, Tsushima Y, Satoh M, Roberts M, Vidale PL, O'Gorman PA (2010) Relative humidity changes in a warmer climate. J Geophys Res Atmospheres 115:D09104. doi: 10.1029/2009JD012585

Smith EK, Weintraub S (1953) The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies. Proc IRE 41:1035–1037. doi: 10.1109/JRPROC.1953.274297

Stull RB (ed) (1988) An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Springer Netherlands, Dordrecht

Sun J (2005) Convective-scale assimilation of radar data: Progress and challenges. Q J R Meteorol Soc 131:3439–3463. doi: 10.1256/qj.05.149

Sun J, Crook NA (1997) Dynamical and Microphysical Retrieval from Doppler Radar Observations Using a Cloud Model and Its Adjoint. Part I: Model Development and Simulated Data Experiments. J Atmospheric Sci 54:1642–1661. doi: 10.1175/1520-0469(1997)054<1642:DAMRFD>2.0.CO;2

Tabary P, Augros C, Champeaux J-L, Chèze J-L, Faure D, Idziorek D, Lorandel R, Urban B, Vogt V (2013) Le réseau radar de Météo-France : développements, produits et perspectives.

Tabary P, Desplats J, Do Khac K, Eideliman F, Gueguen C, Heinrich J-C (2007) The New French Operational Radar Rainfall Product. Part II: Validation. Weather Forecast 22:409–427. doi: 10.1175/WAF1005.1

Tabary P, Guibert F, Perier L, Parent-du-Chatelet J (2006) An Operational Triple-PRT Doppler Scheme for the French Radar Network. J Atmospheric Ocean Technol 23:1645–1656. doi: 10.1175/JTECH1923.1

Tahanout M, El Hamid Adane A, Parent Du Chatelet J (2015) An Improved M-PRT Technique for Spectral Analysis of Weather Radar Observations. IEEE Trans Geosci Remote Sens 53:5572–5582. doi: 10.1109/TGRS.2015.2425549

Taylor GI (1938) The Spectrum of Turbulence. Proc R Soc Math Phys Eng Sci 164:476–490. doi: 10.1098/rspa.1938.0032

Testud J, Le Bouar E, Obligis E, Ali-Mehenni M (2000) The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. J Atmospheric Ocean Technol 17:332–356. doi: 10.1175/1520-0426(2000)017<0332:TRPAAT>2.0.CO;2

Tong M, Xue M (2005) Ensemble Kalman Filter Assimilation of Doppler Radar Data with a Compressible Nonhydrostatic Model: OSS Experiments. Mon Weather Rev 133:1789–1807. doi: 10.1175/MWR2898.1

Triplet JP, Roche G (1977) Météorologie générale. École Nationale de la Météorologie

Turner DB (1970) Workbook of atmospheric dispersion estimeates. U.S. Department of Health, Education and Welfare

Turner DB (1997) The Long Lifetime of the Dispersion Methods of Pasquill in U.S. Regulatory Air Modeling. J Appl Meteorol 36:1016–1020. doi: 10.1175/1520-0450(1997)036<1016:TLLOTD>2.0.CO;2

Wakimoto RM, Murphey HV (2009) Analysis of a Dryline during IHOP: Implications for Convection Initiation. Mon Weather Rev 137:912–936. doi: 10.1175/2008MWR2584.1

Wattrelot E, Caumont O, Mahfouf J-F (2013) Operational Implementation of the 1D13D-Var Assimilation Method of Radar Reflectivity Data in the AROME Model. Mon Weather Rev 142:1852–1871. doi: 10.1175/MWR-D-13-00230.1

Weckwerth TM (2000) The Effect of Small-Scale Moisture Variability on Thunderstorm Initiation. Mon Weather Rev 128:4017–4030. doi: 10.1175/1520-0493(2000)129<4017:TEOSSM>2.0.CO;2

Weckwerth TM, Horst TW, Wilson JW (1999) An Observational Study of the Evolution of Horizontal Convective Rolls. Mon Weather Rev 127:2160–2179. doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<2160:AOSOTE>2.0.CO;2

Weckwerth TM, Pettet CR, Fabry F, Park SJ, LeMone MA, Wilson JW (2005) Radar Refractivity Retrieval: Validation and Application to Short-Term Forecasting. J Appl Meteorol 44:285–300. doi: 10.1175/JAM-2204.1

Weckwerth TM, Wilson JW, Wakimoto RM (1996) Thermodynamic Variability within the Convective Boundary Layer Due to Horizontal Convective Rolls. Mon Weather Rev 124:769–784. doi: 10.1175/1520-0493(1996)124<0769:TVWTCB>2.0.CO;2

Weckwerth TM, Wilson JW, Wakimoto RM, Crook NA (1997) Horizontal Convective Rolls: Determining the Environmental Conditions Supporting their Existence and Characteristics. Mon Weather Rev 125:505–526. doi: 10.1175/1520-0493(1997)125<0505:HCRDTE>2.0.CO;2

Wei X, Dupont E, Gilbert E, Musson-Genon L, Carissimo B (2016) Experimental and Numerical Study of Wind and Turbulence in a Near-Field Dispersion Campaign at an Inhomogeneous Site. Bound-Layer Meteorol. doi: 10.1007/s10546-016-0148-7

Weill A, Eymard L, Caniaux G, Hauser D, Planton S, Dupuis H, Brut A, Guerin C, Nacass P, Butet A, Cloché S, Pedreros R, Durand P, Bourras D, Giordani H, Lachaud G, Bouhours G (2003) Toward a Better Determination of Turbulent Air–Sea Fluxes from Several Experiments. J Clim 16:600–618. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<0600:TABDOT>2.0.CO;2

Wesely ML (1976) The Combined Effect of Temperature and Humidity Fluctuations on Refractive Index. J Appl Meteorol 15:43–49. doi: 10.1175/1520-0450(1976)015<0043:TCEOTA>2.0.CO;2

Westrelin S, Mériaux P, Dalle S, Fradon B, Jamet G (2013) Déploiement d'un réseau de radars pour anticiper les risques hydrométéorologiques. La Météorologie 8:11 p. doi: 10.4267/2042/52056

Zawadzki I, Torlaschi E, Sauvageau R (1981) The Relationship between Mesoscale Thermodynamic Variables and Convective Precipitation. J Atmospheric Sci 38:1535–1540. doi: 10.1175/1520-0469(1981)038<1535:TRBMTV>2.0.CO;2